

Д.Т. Панов



П РОИСХОЖДЕНИЕ
М АТЕРИКОВ
И ОКЕАНОВ

Д. Г. ПАНОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ
МАТЕРИКОВ
И ОКЕАНОВ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва 1961



Ответственный редактор
профессор В. Е. ХАИН

551
П16

Происхождение материков и океанов—большая, волнующая проблема географии и геологии.

В настоящей книге автор приводит обзор прежних взглядов на происхождение материков и океанов, тесно связанных с гипотезой первоначально раскаленного состояния нашей земли. Основываясь на новой гипотезе происхождения земли, автор рисует историю происхождения океанов, устанавливает молодость их образования.

Впервые в этой книге дается обзор современных данных о природе дна океанов, говорящих в пользу молодого их образования.

Разнообразные вопросы, освещаемые в книге, привлекут внимание студентов—географов и геологов, учителей географии и всех интересующихся природой нашей земли и историей ее происхождения.

Глава первая

ИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

Первоначальные представления человека о происхождении окружающего его мира возникли очень давно, в глубине веков. Человек стремился найти причину, единую силу, создавшую все разнообразие окружающей его природы.

От далекого прошлого до нас дошли легенды и мифы, в которых рассказывается, как образовался мир. Нередко в этих мифах и легендах главной действующей силой в природе являются животные. Им приписываются необычайные способности, чудесные свойства. Например, среди якутов распространена была такая легенда о происхождении Земли: летела среди хаоса гагара, вдруг она нырнула в воду и вытащила из воды несколько песчинок, они-то и послужили материалом, из которого образовалась Земля.

Сходное представление имеется в одной из легенд народов Северной Америки. В этой легенде говорится, что первоначально существовала в природе только вода, в которой плавала крыса. Крыса искала себе пищу. Она собирала на дне моря ил и затем выплевывала его на поверхность. Таким образом создался остров, затем он разросся и превратился в материк Северной Америки.

Полинезийцы, населяющие о-ва Тихого океана, считали, что известные им острова были выловлены богом и героем Мауи из первоначального океана, самым большим из выловленных островов был остров Новая Зеландия. Другие народы, населяющие острова Тихого океана, также считали, что Земля была выловлена из океана, раньше покрывавшего всю поверхность земного шара.

В карело-финском эпосе «Калевала» рассказывается о первоначально существовавшем море, в котором плавала мать воды Илматар. Однажды Илматар увидела утку, искавшую себе место, чтобы устроить гнездо. Илматар поднялась из воды, и утка устроила на ее колене себе гнездо, в которое отложила шесть яиц; пять из них были золотые, а одно железное. Но вот Илматар двинула коленом, и яйца упали в воду и тогда:

Из яйца, из нижней части,
вышла мать-земля сырая;
из яйца, из верхней части,
стал высокий свод небесный;
из желтка, из верхней части,
Солнце светлое явилось.

Дальнейшее изменение созданного таким путем мира происходит в легенде под влиянием матери вод Илматар.

Только руку простирала —
воздвигались тотчас мысы;
где ногою становилась —
вырывались рыбам ямы;
Где земли касалось боком —
ровный берег там являлся...
На волнах остановилась —
созидала скалы в море
и подводные утесы,
где суда, наткнувшись, тонут,
моряки где жизнь кончают.

Широким распространением в представлениях далекого прошлого пользовалась легенда о Всемирном потопе. Известно несколько десятков вариантов этой легенды у народов различных стран и материков; считалось, что «потопы» были основной причиной развития природы, периодически происходящих в ней изменений. В древности было широко распространено представление, что Земля в большей части занята безграничным простором океана, а на долю суши приходится только незначительная часть земной поверхности. Наиболее ярко этот взгляд выразили народы, населявшие в древние века страны Малой Азии. Они считали, что суша представляет всего лишь высокую гору, расположенную среди громадного океана. Этот взгляд

позднее перешел в несколько измененном виде в Грецию. В представлении древних греков суша была плоским пространством, окруженным со всех сторон океаном в форме широкой реки. Река-океан служила границей известного мира, обитаемой суши — Ойкумены. Этот взгляд на устройство мира нашел свое отражение на ряде древних географических карт.

Некоторые географы древности, однако, еще придерживались взгляда о небольшом размере суши, окруженной громадными просторами океана. Другие географы стали изображать океан в форме двух полос: одна из них располагалась по меридиану, другая — вдоль экватора, меридиональный и экваториальный океаны (рис. 1).

В связи с последним воззрением на распределение суши и моря на Земле были сделаны следующие научные выводы: обитаемая часть суши, «Ойкумена», находится только в умеренных широтах; на севере человек не может жить из-за большого холода, а в экваториальном поясе жизнь человека невозможна вследствие сильной жары.

Выдающийся ученый древности Аристотель считал, что, подобно обитаемой суше в северном полушарии, и в южном полушарии может существовать обитаемая земля.

Возникшее позднее учение о шарообразности Земли вызвало необходимость пересмотреть ранее существовавшие взгляды на форму обитаемой земли, на соотношение между сушей и морем на земном шаре.

Важные изменения в сложившиеся взгляды на соотношение и распределение суши и моря на Земле вносят ученые древности Марин Тирский и Птолемей. Согласно представлениям этих древних географов, суша преобладает на поверхности земного шара, а океаны занимают сравнительно небольшую площадь. Птолемей на карте Земли изобразил Индийский океан, замкнутый с юга сушей, которая неизвестно как далеко распространяется на юг. Атлантический океан, по мнению Птолемея, тоже, возможно, замыкается на юге пространствами суши.

Все отмеченные взгляды географов далекого прошлого на распределение и соотношение суши и моря на Земле были связаны с очень ограниченным географическим кругозором тех времен. Людям было известно Средиземное море, отдельные части Северной Африки и Западной Европы, прибрежные пространства Малой Азии. За этими пределами находилась область неизвестного мира.

В эпоху Великих географических открытий за сравнительно короткое время стали известны громадные новые пространства суши, открыты новые материки и острова, новые моря и большие пространства океанов. Совершались многочисленные плавания по морям и начались плавания в океанах, о протяженности и размерах которых знали очень мало.

«Плывать по морю необходимо» — было девизом того времени. Человек стал осваивать, преодолевать громадные безбрежные пространства океанов. Вместе с новыми открытиями и расширением географических знаний о поверхности Земли ушли в прошлое и некоторые устарелые теории. Было доказано, что в тропических областях нет кипящего моря и нет жары, невыносимой для человека. Постепенно уточнялись взгляды на действительное соотношение воды и суши на поверхности земного шара. Стали известны размеры океанов и морей: Наряду с выдающимися путешественниками других стран неопределимый вклад в историю географических открытий и исследований внесли русские первооткрыватели — землепроходцы и мореходы XVI—XVII вв. Они открыли большие пространства суши в северной Азии, описали берега Северного Ледовитого и Тихого океанов, доставили первые достоверные сведения о многих морях, островах, реках и горах.

После эпохи Великих географических открытий XV—XVII вв. необычайно расширился географический кругозор, были получены многочисленные новые сведения об отдаленных странах и морях. Все это вместе с общим развитием науки и прежде всего естествознания подготовило основу для возникновения первых обобщений, первых научных гипотез. Отступая от долго сковывавших научную мысль библейских легенд, ученые стремились теперь разобраться в возможных путях образования Земли, ее происхождении, истории развития.

В первой половине XVII в. появляется интересная теория Рене Декарта (1596—1650). По его представлениям Земля была первоначально раскаленной. Постепенно она остывала. По мере охлаждения на поверхности Земли образовалась твердая холодная земная кора. Под ней находились воздух и вода. Кора раскалывалась и погружалась, на ее поверхности распространялась вода. Так произошло, по мнению Декарта, образование океанов. Оставшиеся приподнятыми при разрушении земной коры ее участки

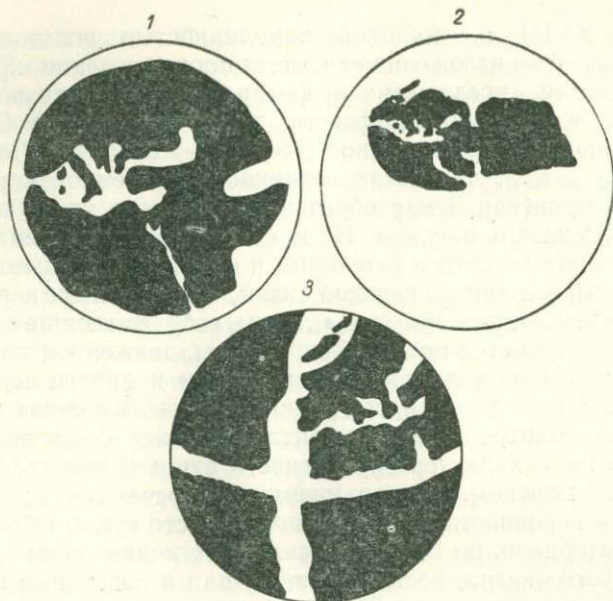


Рис. 1. Распределение суши и моря по взглядам географов древности:

1 — по Гекатею (V в. до н. э.); 2 — по Страбону (I в. н. э.); 3 — по Кратесу (150 г. до н. э.); черное—суша, белое—вода

дали начало материкам, а наиболее возвышенные части образовали горы.

Похожие взгляды на происхождение основных форм земной поверхности — материков и океанов развивает и Готфрид Лейбниц в своей работе, опубликованной в 1680 г. Он считает, что охлаждение первоначально раскаленной Земли привело к образованию коры на ее поверхности. После того как образовалась земная кора, водяные пары, находившиеся в атмосфере, сгустились и выпали на поверхность Земли, образовав всемирный океан. Первоначальный всемирный океан имел очень высокий уровень. Он покрывал даже самые высокие горы на земной поверхности. В земной коре были в то время большие пещеры; они часто обрушивались, в их глубины уходили воды океана, и уровень его понижался. С течением времени в результате провалов пещер образовались долины, а на месте наиболее высоко поднятых частей земной коры сохранились горы.

В XVIII в. широкой популярностью пользовалась увлекательно изложенная гипотеза происхождения и развития Земли, предложенная французским естествоиспытателем Жорж-Луи Бюффеном, также считавшим Землю первоначально раскаленной. Подобно Декарту и Лейбницу, он думал, что после возникновения земной коры на охлаждающейся Земле образовалась земная кора, покрытая всемирным океаном. По мнению Бюффона, всемирный океан с его мощными течениями и приливо-отливными движениями вод явился главной силой, создавшей все неровности на земной поверхности: «...воды, собравшиеся на обширном пространстве морей, непрерывны, движением прилива и отлива произвели горы, низменности и другие неровности на Земле, течения вод морских прорыли долины и воздвигли холмы». Бюффон считал, что нет существенного различия в характере поверхности суши и морского дна: на дне морском, по его мнению, встречаются такие же горы и неровности, как и на поверхности суши. Образование материков, по Бюффону, связано с понижением уровня Мирового океана, воды которого ушли в подземные пустоты, и на поверхности Земли образовались материки.

Почти одновременно с сочинением Бюффона в нашей стране увидело свет замечательное сочинение великого русского ученого Михаила Васильевича Ломоносова «О слоях земных». Оно было проникнуто глубокими мыслями, оставляющими далеко позади представления его современников. Ломоносов пишет о последовательном развитии Земли, о неустанном изменении и преобразовании ее поверхности. Впервые вполне отчетливо Ломоносов выдвигает идею о развитии поверхности Земли в результате взаимодействия сил внешних и сил внутренних.

Проявления деятельности внешних сил — это хорошо нам знакомые, идущие изо дня в день, казалось бы незаметные и малозначительные, изменения поверхности Земли под действием проточной воды и ветра, льда и колебания температуры, а на берегу моря неустанного разрушающего действия волн.

Внутренние силы Земли Ломоносов связывал с химическими изменениями, протекающими в недрах земного шара. Они проявляются в «трясении Земли» — в землетрясениях, которые Ломоносов ставил в связь с возгоранием вещества на глубинах земного шара. В тесной зависимости от землетрясений находится и распространение вулканов —

«гор огнедышащих». Они не случайно разбросаны на поверхности Земли, а приурочены к «проломам» земной поверхности, вдоль которых поднимаются на поверхность огненные лавы из недр. Химические изменения в недрах земного шара Ломоносов считал причиной образования неровностей на Земле. С химическими процессами связано поднятие земной коры; оно компенсируется опусканиями каких-то других ее участков, в которых образуются впадины, занятые морями и озерами.

Говоря о рельефе земной поверхности, Ломоносов замечает, что самыми резкими различиями земного рельефа являются материки и океаны. Ломоносов обратил внимание и на сходство в очертаниях материков, расположенных на противоположных сторонах Атлантического океана. Это навело на мысль о возможном горизонтальном перемещении, раздвижении материков. Через много лет после Ломоносова это же сходство в очертаниях материков послужило поводом для создания очень популярной гипотезы перемещения, или «дрейфа», материков, гипотезы, горячо защищаемой многими зарубежными и некоторыми русскими учеными.

Ломоносов, подобно своим современникам, считал Землю первоначально покрытой всемирным океаном. Среди океана поднимались отдельные участки земной поверхности, создавшие «матерую землю» — материки. Образование материков, по Ломоносову, было связано с определенным этапом в жизни Земли — с возгоранием вещества в ее недрах, благодаря которому произошло расширение и поднятие поверхности.

Ломоносов справедливо считал, что наряду с быстро развивающимися движениями земной поверхности происходят также и медленные поднятия и опускания, или, как теперь их называют, колебательные (эпейрогенические) движения. Медленно развивающиеся поднятия и погружения приводят к изменениям в очертаниях морей, к развитию наводнений, т. е. наступлению моря в одних частях земной поверхности (образование «потопов») и поднятию других участков земной поверхности. Эти движения Ломоносов удачно называл «унижения и повышения нечувствительные течением времени».

Можно уверенно сказать, что идеи Ломоносова в области геологии и географии стояли далеко впереди идей его предшественников и современников, поэтому многие из

них не были поняты современниками и получили свое развитие лишь много лет спустя.

В конце XVIII в. произошло еще одно важное событие в истории естественных наук. В 1755 г. известный немецкий философ Иммануил Кант опубликовал без указания своего имени сочинение «Всеобщая естественная история и теория неба», где выдвинул смелую гипотезу образования Земли и других планет в результате развития первоначально существовавшей материи. Фридрих Энгельс очень высоко оценил сочинение Канта. По его мнению, «в открытии Канта заключалась отправная точка всего дальнейшего движения вперед»¹. Энгельс считал, что Кант пробил первую брешь в метафизическом воззрении на природу.

Долго удерживавшееся в науке представление о неизменности солнечной системы после названной работы Канта уступило место представлению о ее последовательном развитии, подготовленном всем ходом развития естествознания. Сходные с Кантом мысли о возможном происхождении солнечной системы опубликовал в 1796 г. французский астроном Пьер Симон Лаплас. Возникла гипотеза происхождения планет солнечной системы, получившая название гипотезы Канта—Лапласа. На протяжении многих лет она была наиболее авторитетной гипотезой, послужившей основой для выводов о первоначальном состоянии Земли и возможных путях ее дальнейшего развития. В геологии и географии на основе гипотезы Канта—Лапласа возникли выводы и обобщения, удерживавшиеся на протяжении многих десятилетий и на длительное время определившие развитие этих наук.

Согласно гипотезе Канта—Лапласа образование Земли и других планет солнечной системы произошло из первоначально окружавшей Солнце раскаленной и сильно разреженной газовой туманности. Размеры этой туманности были велики, она распространялась за пределы современных границ солнечной системы.

Первоначальная газовая туманность вращалась таким образом, что ее внешние части двигались с большей скоростью, чем внутренние. С течением времени шло охлаждение газовой туманности, а одновременно с этим происходило увеличение скорости ее вращения. Увеличение скорости

¹ Ф. Энгельс. «Диалектика природы», 1950, стр. 8.

вращения привело к тому, что в экваториальной части туманности, где скорость вращения была особенно велика, центробежная сила стала превышать силу притяжения. Это вызвало разделение туманности на отдельные кольца, которые стали отдаляться от центральной части туманности (рис. 2). При дальнейшем сжатии и охлаждении образовалось Солнце. Объем и протяженность туманности становились меньше, в то же время кольца уплотнялись. Распределение вещества среди колец было неоднородным. В отдельных частях колец возникали скопления вещества в форме раскаленных шаров — это были планеты в их первоначальном виде. Затем шло дальнейшее охлаждение планет — они из газообразного состояния переходили в жидкое и, постепенно остывая, уплотнялись. Наступило время, когда охлаждение нашей планеты зашло так далеко, что на ее поверхности стало возможным образование твердой коры. Это было важным этапом в истории ее развития, переходом от первоначальной космической стадии к геологической. С этого времени на поверхности и в глубинах планеты стали развиваться сложные и разнообразные изменения, началась геологическая жизнь. Одновременно и внутренние части планеты продолжали переживать сложные изменения, к которым мы еще вернемся в дальнейшем. Сейчас же уместно постараться выяснить, в чем же заключались достоинства гипотезы Канта—Лапласа; почему она оказала такое влияние на умы ученых и так долго имела в науке ведущее значение.

Дело в том, что гипотеза Канта — Лапласа в противоположность другим, позже выдвинутым гипотезам связывала процесс образования планетной системы с общим ходом развития материи во Вселенной. Академик О. Ю. Шмидт считал, что огромная историческая заслуга гипотезы Канта и Лапласа заключается в том, что «в вопросе происхождения солнечной системы впервые в естествознании ими был положен в основу принцип развития под действием природных сил, а не акт творения».

Взгляды на внутреннее строение Земли с течением времени существенно изменялись. Выдающийся натуралист Александр Гумбольдт считал, что под земной корой находится жидкая магма, а в центральной части Земли располагается газообразное ядро. Многие же исследователи предполагали, что ядро в центральной части Земли может быть жидким, а по мнению других ученых — твердым.

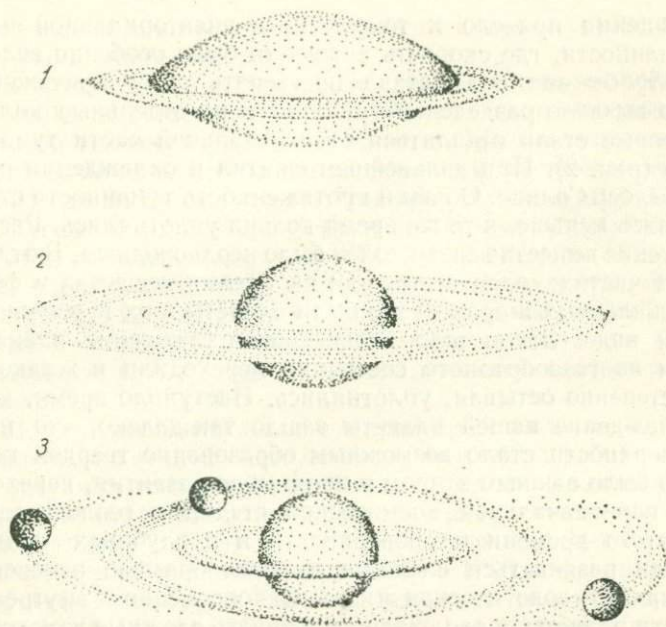


Рис. 2. Образование планет по теории Канта—Лапласа:

1, 2, 3 последовательные этапы образования планетной системы из первоначальной туманности

Наиболее обоснованное для своего времени объяснение внутреннего строения земного шара, тесно связанного с последовательным охлаждением первоначально раскаленной и жидкой массы Земли, предложил выдающийся австрийский ученый-геолог Эдуард Зюсс.

Он выделил в строении Земли атмосферу, литосферу, или земную кору, и гидросферу — водную оболочку Земли. В более глубоких частях земного шара Зюсс наметил разделение на ядро и покрывающую его оболочку («мантию»).

В 1910 г. известный исследователь океанов Джон Мэрей предложил называть отдельные земные оболочки геосферами. Эти термины сохранились в науке и поныне.

В конце прошлого и начале текущего столетия выяснились основные черты внутреннего строения Земли. В то же время стало известно, что земная кора не является однородной. Под поверхностным слоем осадочных пород, пред-

ставляющих древние отложения морей и суши, находятся кристаллические породы, образующие докембрийский фундамент материков. В состав древнего кристаллического фундамента входят граниты, гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы. Преобладающими химическими элементами земной коры в ее верхней части служат кремний, алюминий, кислород, калий, натрий, магний, кальций. Преобладание кремния и алюминия дало повод назвать верхнюю часть земной коры, ее верхнюю оболочку, оболочкой *сиаль* (силиций¹+алюминий) или гранитной оболочкой земной коры.

Гранитная оболочка земной коры далеко не однородна по своему составу. В ее поверхностной части находятся толщи осадочных пород (известняков, сланцев, песчаников, мергелей, глин, песков и др.). Фундаментом для осадочных пород служат породы метаморфические (сильно измененные внутренними процессами) и кристаллические, образующие на больших пространствах земной поверхности древний фундамент. Поэтому название гранитная оболочка земной коры в значительной мере условно и включает, как видно из сказанного, горные породы разного происхождения и возраста.

Под гранитной оболочкой земной коры, на глубинах более 20—40 км, состав пород, слагающих земную кору, изменяется. Преобладающими химическими элементами здесь являются силиций, магний, железо, титан. Они входят в состав базальтов, образуя базальтовую оболочку земной коры; по господству в ней магния и кремния ее называют *сима* (силиций+магний).

На еще больших глубинах, под базальтовой оболочкой земной коры, состав пород снова изменяется. Здесь выделяется перидотитовая оболочка, состоящая из кислорода, кремния, железа, магния с содержанием тяжелых металлов—никеля и др. Границу этой оболочки земного шара первоначально проводили на глубине в 1200 км; ее называли мантией Земли.

Еще глубже вновь меняется состав Земли: больше становится плотность вещества, в большем количестве распространены металлы и их соединения. Поэтому расположенную глубже оболочку Земли называют рудной оболочкой. В ней преобладает железо, марганец, титан.

¹ Латинское название кремния.

Наконец, в центральной части земного шара выделили ядро Земли с преобладанием в его строении железа, никеля, кобальта.

Так на основании многочисленных исследований была намечена схема внутреннего строения Земли, в создании которой значительную роль сыграли труды русских ученых-геохимиков академиков В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Дальше мы увидим, что новые исследования заставляют пересмотреть эти взгляды на строение Земли, внести в них некоторые изменения. Первоначально казалось, что зональное строение земного шара с разделением его на отдельные оболочки — геосферы лучше всего объясняется происхождением Земли по гипотезе Канта—Лапласа и ее первоначальным расплавленным состоянием.

Из этого следовал такой важный вывод: если Земля была сначала сильно разогретой, а затем постепенно охлаждалась, то ее охлаждение должно было сопровождаться сжатием, сокращением объема. Отсюда легко представить возможность образования гор за счет сжатия земной коры, ее деформации при уменьшении общего объема земного шара.

На основе вывода о сжатии земного шара в прошлом столетии возникла общая теория развития поверхности Земли — контракционная теория. Венцом развития контракционной теории явилось сочинение выдающегося геолога Эдуарда Зюсса «Лик Земли». Зюсс для всей поверхности земного шара нарисовал стройную картину последовательного развития строения земной коры, образования гор и равнин, морей и океанов. Им было отчетливо показано, что моря и океаны в геологическом прошлом имели другие размеры и очертания; на месте больших пространств современных океанов находилась суша. Зюсс отметил возможность распространения на месте южной части Атлантического и Индийского океанов обширной древней суши — «Гондваны».

По мнению Зюсса, охлаждение и сжатие земного шара влекут за собой образование горных систем, а в других частях земной поверхности — морских впадин с последующим их углублением. Океаны также возникают в результате обширных погружений земной коры. «Земной шар сжимается, море следует за ним», — писал Зюсс. В этой фразе ярко выражен взгляд Зюсса на происхождение материков и океанов. Сокращение объема земного шара, его сжатие,

сопровождалось, по мнению Зюсса, вертикальным перемещением земной коры, ее поднятием в одних частях и опусканием в других. В результате вертикальных перемещений формируются основные неровности земной поверхности — материки и океаны. Моря и океаны в течение геологической истории, по мнению Зюсса, расширились и углублялись в результате новых провалов — погружений земной коры; опускания захватили пространства древней суши, нередко находящиеся на месте современных океанов.

Одновременно в Америке стала развиваться противоположная гипотеза — постоянства и неизменного состояния океанов (перманентности океанов). Наиболее отчетливо взгляд на постоянство и неизменность океанов выразил американский ученый Уиллис в следующих словах: «Большие океанические впадины представляют собою постоянные явления на земной поверхности и располагаются со времени своего первого заполнения водой неизменно на том же месте, претерпевая лишь небольшие изменения своих очертаний».

Приводились различные доказательства в пользу постоянства и неизменности океанических впадин. Среди них отметим коренные различия в геологической природе материков и океанического дна. Считали, что на дне океанов непосредственно выходит поверхность базальтовой оболочки земной коры, а гранитная оболочка отсутствует. Широкое распространение на материках отложений мелководных осадков морей рассматривали в качестве доказательства древности и неизменности океанов.

Делались попытки доказать неизменность океанов путем расчетов. Известно, что в геологическом прошлом моря заливали большие пространства на поверхности материков. При этом $\frac{1}{3}$ часть поверхности суши всегда оставалась выше уровня моря. Принимая среднюю глубину древних морей, покрывавших материки в геологическом прошлом, в 500 м, получим очень небольшую долю всей водной массы океанов — не более $\frac{1}{8}$ части всего объема вод океанов. Значит, остальные $\frac{7}{8}$ объема вод океанов могли находиться в глубоких океанических впадинах, которые сохранялись неизменными в течение геологических периодов.

Приведенные заключения о соотношении воды на поверхности Земли были бы справедливы при условии неизменности объема вод океанов и морей. Дальше мы увидим, что постоянство объема вод на поверхности Земли маловероятно.

Сходство растительности и животного мира отдельных материков и удаленных друг от друга островов находилось в противоречии с гипотезой постоянства и неизменности океанов. Сторонники этой гипотезы были вынуждены предположить, что в геологическом прошлом через пространства океанов могли протягиваться отдельные «мосты суши». В противоположность мнению Зюсса о возможном существовании среди океанов обширных пространств суши стали предполагать возможность суши в форме временных узких перемычек, которые в одни периоды времени появлялись, а в другие исчезали; с помощью мостов суши объясняли ряд условий расселения растений и животных.

Гипотеза постоянства и неизменности океанов в своей крайней форме не может быть принята по общефилософским соображениям. Разве мы можем согласиться с предположением, что среди земной поверхности, развивающейся и изменяющейся в течение длительной геологической жизни Земли, вдруг большая ее часть по непонятным причинам утратила способность развиваться, сохранялась неизменной? Гипотеза постоянства океанов противоречит законам диалектического развития природы, подтверждение которых мы встречаем везде в природе. Гипотеза постоянства океанов не только антидиалектична, она находится в полном противоречии с многочисленными научными фактами. Однако, несмотря на это, гипотеза оказалась исключительно устойчивой в науке. Ее поддерживали многие ученые, особенно американские, она сохранила свое значение до последних лет, влияя на современные взгляды о природе океанов.

В настоящее время нередко возвращаются к гипотезе постоянства отдельных частей дна океанов в свете новых данных о природе океанического дна. Некоторые из современных ученых в нашей стране и за рубежом считают вполне возможным очень длительное существование отдельных частей океанов. На смену гипотезе постоянства океанов приходят современные взгляды возможного постоянства отдельных частей океанического дна.

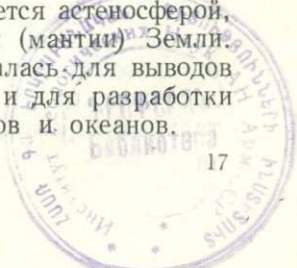
В прошлом столетии возникла и стала развиваться теория равновесия земной коры (теория изостазии). Английский ученый Пратт выдвинул предположение, что земная кора может быть разделена на глыбы различной высоты и плотности, которые плавают на поверхности подкоркового вещества (магмы). В зависимости от плотности отдельных

глыб земной коры создаются различия в рельефе земной поверхности. Участки земной коры с меньшей плотностью образуют высоко поднятые поверхности суши — горы, более плотные глыбы создают формы равнинного рельефа. Днища морей и океанов соответствуют наиболее плотным участкам земной коры, наиболее глубоко погруженным.

Другой английский ученый — Эри также считал возможным существование равновесия — изостазии земной коры, но иначе представлял себе природу изостазии (см. рис. 3). По его мнению, земная кора имеет одинаковую плотность, но разную толщину. Где кора более мощна, там она выше поднимается над уровнем моря, а в местах меньшей толщины оказывается погруженной, тогда к поверхности подходит более плотный подкоровый слой. В морях и океанах к весу земной коры еще добавляется вес воды, а благодаря этому для сохранения равновесия (изостатического состояния земной коры) поверхность подкорового вещества должна находиться несколько ниже, чем под материками. Равновесие земной коры, как бы плавающей на более плотном подкоровом слое, возможно при условии пластичности последнего. В нем могут создаваться перемещения вещества — подкоровые течения.

Поясним это на следующем примере (рис. 4). Представим себе, что участок земной коры «А» под действием разрушения его с поверхности внешними силами (работа рек, ветра и др.) становится легче. Он станет подниматься, а продукты его разрушения будут переноситься на участок «Б», где за счет отложения на его поверхности создается дополнительная нагрузка. Эта дополнительная нагрузка вызовет погружение участка «Б». Для сохранения равновесия между двумя рассматриваемыми нами участками земной коры необходимо предположить, что в подкоровом слое создаются перемещения подкорового вещества — подкоровые течения, направленные от опускающегося участка к поднимающемуся. Следовательно, развитие подкоровых течений является необходимым условием для существования равновесия в земной коре — ее изостатического выравнивания. Подкоровые течения могут развиваться в определенной части подкорового слоя, которая называется астеносферой, составляющей верхнюю часть оболочки (мантии) Земли.

Теория изостазии широко использовалась для выводов о развитии земного шара, в том числе и для разработки новых гипотез происхождения материков и океанов.



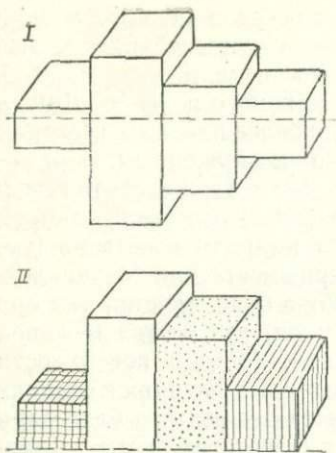


Рис. 3. Строение земной коры по теории изостазии:

I — изостазия по гипотезе Эри — одинаковой плотности, но разной высоты призмы различно погружены и приподняты; II — изостазия по гипотезе Прата — призмы разной плотности поднимаются на разную высоту, нижняя поверхность призм находится на одинаковой глубине

и мощности материковой и океанической земной коры, что затем было подтверждено многочисленными исследованиями.

Известный полярный исследователь Фритъоф Нансен привлек теорию изостазии для объяснения происхождения материков и океанов (1927). Нансен считал, что Земля первоначально находилась в огненножидком состоянии; при ее охлаждении развивались мощные конвекционные течения — потоки, направленные от более нагретой на глубине области Земли к поверхности. А с более холодной поверхности потоки шли в глубину. Потоки, идущие из глубин земного шара, выносили на поверхность более легкие расплавы горных пород и создавали более легкую, силикатическую (гранитную) оболочку земной коры. Под легкой, гранитной оболочкой создавалась более тяжелая, базальтовая оболочка. Развитие земной коры сопровождалось неоднократными разломами, складчатостью, горизонтальным перемещением отдельных глыб. В первоначальных

И. Д. Лукашевич (1911) считал материковые массивы наиболее значительными по толщине участками земной коры. Они образовались в результате надвигания одних частей земной коры на другие. Большое значение для образования материков имели неравномерное изменение скорости вращения Земли и приливное влияние Луны. Первоначальная суша, по мнению Лукашевича, образовалась в полярных областях Земли и в экваториальном поясе (см. рис. 5). Следуя теории изостазии, Лукашевич считал, что мощность земной коры под дном океанов много меньше материковой, и в пределах океанов подкоровые массы находятся ближе к поверхности. Лукашевич впервые с полной ясностью указал на различия в строении

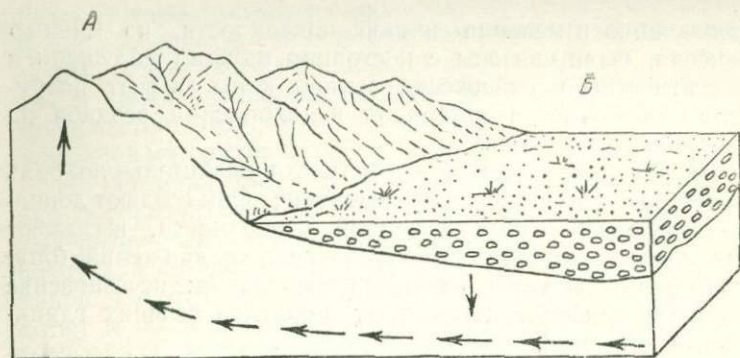


Рис. 4. Разрушение одной части земной поверхности и накопление отложений в другой вызывает перемещение вещества на глубину (под земной корой); оно показано стрелками

неровностях на поверхности Земли скопилась вода, образовались океаны. Температура земной коры под первоначальными океанами и более поднятыми поверхностями материков была различная. Материки, построенные из гранитных пород, были богаче запасами радиоактивных элементов, выделяющих большие запасы тепла. Дно первоначальных океанов, образованное базальтовыми породами, было бедно радиоактивными элементами, поэтому здесь выделялось мало тепла. Вода, заполнявшая первоначальные океаны, поглощала тепло, выделявшееся из недр земного шара. Охлаждение земной коры происходило с большей скоростью под дном океанов, чем под материками. Поскольку земная кора под дном океанов охлаждалась сильнее, ее сжатие шло быстрее, а поэтому создавались благоприятные условия для дальнейшего погружения океанического дна. Нансен считал, что за счет большего сжатия земной коры под дном океанов океаны могли погрузиться в самом начале геологической истории на глубину в 4000 м. Одновременно с погружением дна океанов происходило общее поднятие материков на высоту около 900 м.

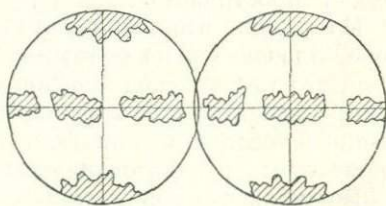


Рис. 5. Первоначальное распространение материков на Земле (заштриховано) по К. Лукашевичу

Дальнейшие изменения земной поверхности, по мнению Нансена, были связаны с постоянно идущим нарушением изостатического равновесия земной коры за счет разрушения поверхности материков и накопления осадков на дне морей и океанов.

В изменениях земной поверхности значительную роль играет развитие полярных оледенений. Они создают дополнительную нагрузку на земной поверхности, вызывают оживление изостатически обусловленных движений (опускания) земной коры в области оледенения: исчезновение ледников приводит к быстрому поднятию бывших гляциальных областей.

По мнению Р. Чемберлина, районы океанов, сложенные породами большей плотности, должны при сжатии земного шара испытать погружение в больших размерах и с большей скоростью по сравнению с материками. Меньшие по площади и более легкие пространства материковых глыб, как считает Чемберлин, выталкиваются кверху под действием давления опускающихся океанических областей. Ведущее значение в развитии крупных черт морфологии и структуры земного шара Чемберлином отводится движениям в океанических областях, а материка представляют лишь «малые сегменты, клинообразно зажатые между сегментами океанов».

Многие авторы (например, Лаусон, Риттман и др.) связывали происхождение материков и океанов с явлениями изостазии — перемещения более легких и более плотных масс земной коры в самые начальные моменты геологической истории.

Существенным выводом из этого направления гипотез образования материков и океанов является утверждение большой древности, а нередко и малой изменчивости океанических пространств.

Из теории изостазии вытекает представление о земной коре, плавающей на более плотном веществе астеносферы. Если это так, то вполне вероятно, что наряду с вертикальными движениями земной коры, проявляющимися в нарушении и восстановлении изостатического равновесия, могут происходить и горизонтальные перемещения вещества.

Возможность горизонтального перемещения земной коры отмечалась давно. Насколько известно, впервые мысль об этом высказал еще в 1668 г. Пласе. О возможности горизонтального перемещения материков писал великий Ломо-

носов. Позднее Сneider предполагал, что Атлантический океан мог образоваться за счет разрыва ранее существовавшего на его месте единого материка и горизонтального перемещения в противоположные стороны его оторванных друг от друга частей. Это предположение было основано на сходстве очертаний материков по обе стороны Атлантического океана.

Не останавливаясь на целом ряде других предположений о горизонтальном перемещении материков, высказанных различными авторами, заметим, что они подготовили почву для создания стройной гипотезы перемещения материков. Гипотеза стала развиваться в начале текущего столетия и была предложена почти одновременно, в 1910—1912 гг., П. Н. Чирвинским в нашей стране и Альфредом Вегенером и Дж. Тэйлором за рубежом. Наиболее полно и на первый взгляд весьма убедительно гипотеза перемещения материков была разработана А. Вегенером. Поэтому часто гипотезу перемещения (или дрейфа материков) называют гипотезой Вегенера.

А. Вегенер, известный немецкий геофизик, один из исследователей Гренландии, изложил эту интересную гипотезу в своей книге «Происхождение материков и океанов». В связи с выяснившимися серьезными недостатками контракционной теории гипотеза Вегенера в течение многих лет была самой популярной из гипотез развития земной поверхности. Она вызвала много подражаний, многие ученые считали ее наиболее авторитетной.

Сущность гипотезы перемещения материков сводится к следующему. Легкие глыбы материков (сложенные преимущественно из гранитов, т. е. глыбы сиала) плавают на более плотном веществе базальтовой оболочки Земли (сима). Следовательно, существует коренное различие в геологическом строении материков и дна океанов; на материках развита гранитная оболочка, на дне океанов непосредственно обнажается базальтовая оболочка. Легкие материковые глыбы плавают по базальтовой оболочке, подобно льдинам на море, и могут перемещаться в горизонтальном направлении на большие расстояния.

По мнению А. Вегенера, первоначально все материки были объединены в единую громадную сушу — «Пангея». В связи с вращением Земли развиваются силы, способные вызвать раздробление и перемещение первоначальной суши — дрейф материков. Одни из этих сил направлены от полюсов к экватору. Стремление к сжатию земного шара

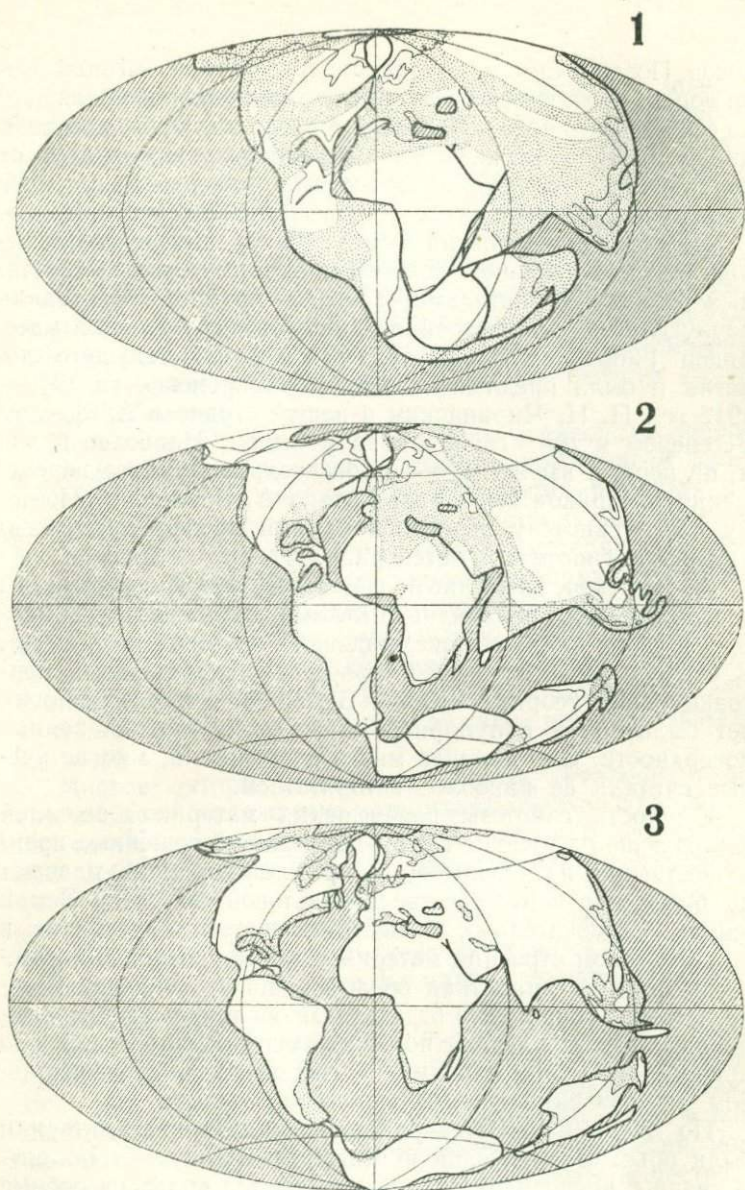


Рис. 6. Перемещение материков по гипотезе Вегенера:
1 — первоначальная суша «Пангея»; 2 — перемещение материков в третичном периоде; 3 — то же в четвертичном периоде

у полюсов и вздутию в экваториальном поясе под действием центробежных сил вызывает перемещение поверхностных масс от полюсов к экватору. Еще более значительны силы, действующие в направлении с запада на восток. Приливные силы Солнца и Луны вызывают торможение вращения Земли, создают большие напряжения в поверхностной части земного шара. Под действием таких сил в сиалическом (материковом) слое земной коры образовались первоначальные разрывы, а затем и складки. В течение геологического времени происходило неоднократное раздробление и перемещение сиалических глыб материков (см. рис. 6) — материка «расползались».

Проследим последовательное изменение лика Земли, распределение суши и океанов по теории перемещения материков. В палеозойское время сформировалась единая суша — «Пангея» и началось ее раздробление и перемещение отдельных материковых глыб — дрейф материков. В то время вся суша была сосредоточена в одном полушарии, а преобладающая площадь Земли была занята океаном с симатическим дном. Трещины разбили прежде всего материковую массу в области современного Атлантического океана и стали расползаться в стороны. Северная и Южная Америка откололись от Европы и Африки. Материки Австралия и Антарктида оторвались от других материковых масс и стали перемещаться на юг. За счет их отрыва от Африки и южной части Азии образовался Индийский океан. Перемещение материковых глыб сопровождалось образованием складчатых поясов. Между Европой и Азией возникли складчатые альпийские структуры (Альпы, Карпаты, горы Азии, Гималаи). Вдоль западного берега Северной и Южной Америки образовались складчатые горные поднятия Кордильер и Анд. Островные дуги вдоль восточной окраины Азии, по мнению А. Вегенера, представляют участки материка, оторвавшиеся от его основной массы. Следовательно, перемещение материков не только определило их современное распределение и очертания, но и сопровождалось формированием большой протяженности складчатых поясов современных горных стран на их окраине. Для доказательства былой связи материков широко привлекались разнообразные данные: сходство очертаний материков на противоположных берегах Атлантического и других океанов, сходство их геологического строения, животного и растительного мира в далеком прошлом.

Гипотеза перемещения — дрейфа материков нашла многочисленных последователей и продолжателей. Ученые предлагали различные варианты гипотезы перемещения материков, привлекая все новые и новые доказательства.

Однако с течением времени против гипотезы перемещения материков стало накапливаться все больше и больше возражений. Возникали сомнения: почему первоначальные массы материков были сосредоточены в северном полушарии? Если бы слой более легкого, силикатического материала в начальные этапы жизни Земли покрывал всю ее поверхность, то под действием указанных выше сил материка должны были сформироваться вдоль экватора в виде сравнительно узкого пояса. Оставалось непонятным, почему на западном берегу Северной и Южной Америки образовался большой протяженности складчатый пояс Кордильер и Анд, а на западном берегу Европы и Африки нет складчатых поясов. Вместе с тем совсем не в согласии с гипотезой перемещения материков на восточной окраине Азии протянулись складчатые пояса.

Выяснилось, что масштабы сил, которые привлекались для перемещения материков, очень невелики и не могут даже в течение длительных периодов геологического времени сдвинуть материки на значительное расстояние. Многочисленные новые геологические, геофизические и географические данные тоже находятся в противоречии с гипотезой перемещения материков. Современные данные говорят в пользу того, что существует самая тесная и неразрывная связь между земной корой и глубинами земного шара. Представлять более легкие материковые глыбы как изолированные части земной коры, пассивно плавающие на более плотной подстилке, сейчас просто невозможно. Например, известны глубоководные землетрясения с гипоцентрами на глубине в 600—700 км. Они приурочены к линиям глубинных разломов, по которым происходят сложные движения не только в земной коре, но и в мантии Земли.

Н. С. Шатский привел доказательства тесной связи основных структурных элементов земной коры — платформенных и геосинклинальных областей — со строением и физическим состоянием глубоких частей мантии Земли. Н. С. Шатский пришел к заключению, что геосинклинали и платформенные области земной коры представляют выражение в поверхностной части земной коры различного состоя-

ния и развития мантии Земли; значит, нельзя отделять одну часть земной коры — сиаль — от подстилающей ее оболочки — симы — и перемещать одну оболочку по другой. Гипотеза дрейфа материков теряет под собой основу. Изучение глубокофокусных землетрясений и геологических условий геосинклинальных областей показывает полную несостоятельность представлений о перемещении материков.

Не находит себе подтверждения гипотеза перемещения материков и в географическом распределении растений и животных — биогеографических данных. Это видно на примере внимательно изученного Л. С. Бергом географического распределения животных и растений по берегам Атлантического океана. Л. С. Берг замечает, что, предполагая ранее соединение материков на месте Атлантического океана, можно легко объяснить сходство их фауны и флоры, но остается необъяснимым их различие. Согласно гипотезе Вегенера, Мадагаскар был в соединении с Африкой от карбона до нижнечетвертичного времени. Остается совершенно непонятным, почему же тогда на Мадагаскаре нет ряда африканских видов животных. Подобные примеры известны и для Африки и Южной Америки, которые долгое время находились, по гипотезе Вегенера, в соединении, а в действительности отличаются по составу животного и растительного мира.

Л. С. Берг приходит к заключению, что гипотеза перемещения материков бесполезна для объяснения географического распределения растений и животных. Условия распределения фауны и флоры по берегам Атлантического океана были связаны с недавно еще существовавшей сушей на месте Срединного хребта Атлантического океана, последние части которого были опущены под уровень океана в четвертичное время. Не находят себе подтверждения в новых данных и представления о перемещении полюсов Земли в больших размерах, как это предполагалось сторонниками дрейфа материков. Вегенер и Кеппен связывали изменение климатов на Земле и развитие оледенений с перемещением полюсов на большие расстояния. За последние два миллиона лет допускалось перемещение полюса на 20° , а с начала карбона — на 65° .

В самое последнее время снова возрос интерес к проблемам перемещения материков и полюсов Земли. Основой для этого послужили палеомагнитные определения для пород различного возраста из разных частей планеты.

Горные породы сохраняют остаточную намагниченность, которая отражает состояние магнитного поля Земли в эпоху их образования. Значит, изучая палеомагнитные свойства горных пород, можно восстанавливать условия распределения магнитного поля Земли в геологическом прошлом и его изменения в отдельные геологические периоды.

Важно отметить, что результаты многочисленных палеомагнитных наблюдений показывают на возможное перемещение полюсов Земли, если считать, что магнитная ось Земли находится близко к оси вращения (А. Н. Храмов, 1958; П. Н. Кропоткин, 1958). В настоящее время вопросы палеомагнетизма еще недостаточно полно изучены, и полученные выводы еще требуют осторожного к себе отношения. Считать достаточными, как это полагают некоторые исследователи, палеомагнитные данные для обоснования взгляда на перемещения полюсов и материков в значительных размерах еще преждевременно. Эта интересная проблема ждет дальнейших исследований.

Некоторые исследователи стремились согласовать новые сведения о природе океанического дна с идеей перемещения материков. Так возникли некоторые новейшие гипотезы происхождения материков и океанов, на которых кратко остановимся. Голландский геолог Дж. Умбгрове считал, что в начале геологической жизни Земли на ее поверхности образовался однородной мощности слой гранита (сиалическая оболочка). Последующие горообразовательные движения вместе с перемещением материков привели к освобождению пространства Тихого океана от покрова гранитной оболочки. За счет освобождения Тихого океана от гранитной оболочки возрастает мощность ее в пределах материков (рис. 7). В отличие от Тихого океана в Атлантическом океане слой гранита сохранился, хотя и меньшей мощности сравнительно с материками.

Основной причиной развития поверхности Земли Умбгрове считает периодически развивающиеся движения вещества в астеносфере в форме течений подкорового вещества. Подкоровые течения представляют собой конвекционные течения, т. е. течения, связанные с различием температуры и плотности на глубинах Земли. По мере углубления под поверхностью материков температура все время возрастает, примерно на 30° на каждый километр глубины. Значит, под материками на глубине 5 км температура будет $+150^\circ$. В то же время на дне океана на глубине 5 км

температура не выше $+1,2^{\circ}$. Следовательно, океаническое дно будет охлаждаться много быстрее, чем пространство земной коры под материками. Поскольку земная кора под океаническим дном имеет более низкую температуру на тех же глубинах по сравнению с материковой ее частью, то на глубине, в подкоровом слое, могут возникать силы, стремящиеся сгладить, сравнять это различие. Наиболее простой формой уничтожения различия в температуре и связанного с этим различия в плотности вещества явится развитие конвекционного течения в подкоровом веществе.

Начнется перемещение вещества от теплого к холодному. Более холодные, а следовательно, и более плотные массы подкорового вещества станут погружаться, а более теплые и менее плотные перемещаться в сторону океанического дна (рис. 8). С течением времени образуется устойчивая циркуляция подкорового вещества. С периодическим оживлением подкоровой системы течений Умброве связывал горообразование и перемещение материков. Хотя гипотеза Умброве и удачно объясняет многие факты, но она не лишена ряда больших недостатков. Материки и океаны, согласно этой гипотезе, образовались в самые ранние этапы геологического времени и с тех пор мало изменились.

Другие исследователи в своих гипотезах происхождения материков и океанов также связывают их образование с процессами, развивающимися в самые ранние моменты земной истории. В этом отношении очень показательны две гипотезы. Одна из них принадлежит известному голландскому геофизику Ф. Вейнинг-Мейнесу (1943—1952), другая —

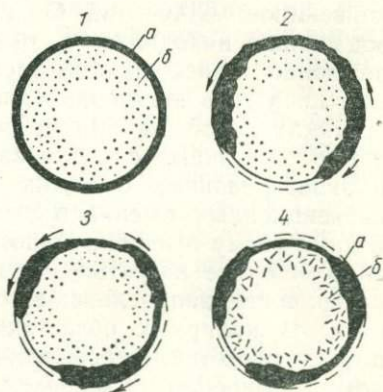


Рис. 7. Схема образования материков и океанов по гипотезе Умброве:

1 — земной шар с первоначальным подкоровым сияля: а — сияль, б — сима; 2 — освобождение пространства Тихого океана от слоя сияля в результате складчатых деформаций земной коры и передвижения материков; 3 — образование слоя сияля малой мощности в пределах Атлантического и Индийского океанов при дальнейшей складчатости в земной коре и передвижении материков; 4 — современная структура земного шара: а — сияль, б — сима

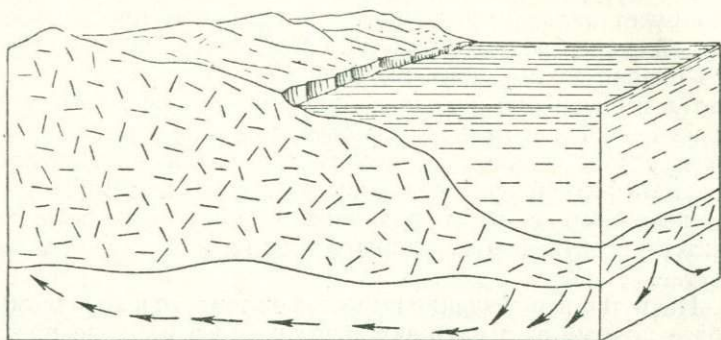


Рис. 8. Развитие конвекционных течений под материками и океанами

австрийскому геологу Хиллсу (1947)¹. Хиллс, как и Умбгро-ве, придает в своей гипотезе ведущее значение развитию конвекционных течений. Он предполагает, что Земля первоначально находилась в огненножидком состоянии. Охлаждение происходило быстрее в полярных областях и задерживалось в экваториальной области. Благодаря этому возникли конвекционные течения в охлаждающейся массе Земли, связанные с различием температуры в полярных и экваториальных областях в первую очередь. Система конвекционных течений в Земле очень напоминала современную схему течений в Мировом океане. В экваториальной области более нагретые массы вещества поднимались на поверхность, направляясь на север и юг, к полярным областям. В полярных областях господствовали нисходящие потоки вещества, направленные к экватору. Восходящие потоки выносили на поверхность более легкие вещества — гранитный расплав (гранитную магму) и создавали в полярных областях материка, состоящие из гранитов. С течением времени все больше и больше росли пространства гранитных материков в полярных областях земного шара.

Позднее наступили условия, благоприятные для кристаллизации основных — базальтовых пород, стала формироваться базальтовая оболочка Земли. Она создавалась под гранитной оболочкой материков и непосредственно выходила на поверхность на дне океанов.

¹ Даты указывают год опубликования работы.

Образовавшийся базальтовый слой первоначально находился в пластическом состоянии. Потом он охладился и, застывая, погрузился, что и вызывало одновременно погружение материковых глыб. Дальнейшее изменение земной поверхности автор ставит в зависимость от перемещения материков, которые двигались с севера на юг. Нельзя не отметить, что по степени достоверности рассмотренная гипотеза мало чем отличается от гипотезы Умброве.

Как и предыдущие ученые, крупнейший современный геофизик Ф. Вейнинг-Мейнес считает, что образование материков и океанов связано с развитием конвекционных течений в первоначально охлаждавшейся массе земного шара. По мнению Вейнинг-Мейнеса, конвекционные течения захватывали не только поверхностные слои Земли, они распространялись до глубины в 2900 км, т. е. до границы ядра. Изучая возможное распределение конвекционных течений во вращающейся, остывавшей массе Земли, Вейнинг-Мейнес построил интересную схему (рис. 9). На месте восходящих течений образовались материки, на месте нисходящих потоков — океаны. Восходящие потоки выносили на поверхность более легкие расплавы гранитного состава, а нисходящие потоки создавали более плотный слой базальтовой оболочки. Из гипотезы Вейнинг-Мейнеса следует, что материки и океаны образовались в самые ранние моменты геологической истории и в коренным образом отличаются по условиям геологического строения. С другой стороны, материки и океаны не пережили больших изменений в течение последующей геологической истории. Значит, из гипотезы Вейнинг-Мейнеса следует не только древность, но и неизменность океанов.

Остановимся кратко на изложении еще некоторых взглядов на происхождение материков и океанов, взглядов, не связанных с дрейфом материков или с представлениями о развитии конвекционных течений в раскаленной массе Земли.

Г. Штилле (1948) считает возможным разделить океаны на два типа — древнейшие и молодые. Древнейшие океаны, примером которых служит Тихий океан и отдельные части Атлантического и Северного Ледовитого океана, образовались в докембрийское время — в протерозое за счет общеземных, планетарных обрушений земной коры, достигшей к тому времени большой прочности. Молодые океаны — к ним принадлежат большие пространства Атлантического

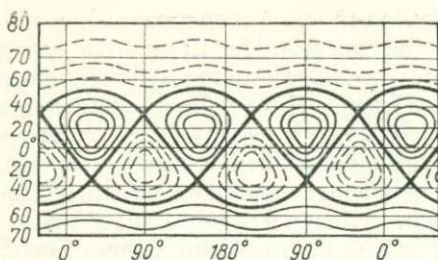


Рис. 9. Распределение конвекционных течений в охлаждающейся массе Земли по Вейнинг-Мейнесу:

Сплошные линии — восходящие конвекционные течения, выносящие легкий силикатический материал на поверхность и создающие материки; прерывистые линии — нисходящие конвекционные течения, на месте которых образовались океанические впадины

и Индийского океанов — образовались в различные периоды геологической истории, главным образом за счет погружения древней суши.

В новых взглядах на происхождение и развитие океанов большое место стало отводиться процессам, протекающим в недрах земного шара, связанным с явлениями физико-химических изменений веще-

ства в недрах Земли. Эти процессы сопровождаются выделением большого количества свободной энергии в ее различных формах, необходимой для образования складок и разрывов, перемещения больших масс поверхностной части земной коры.

Голландский геолог Ван Беммелен (1956) считает развивающиеся на глубинах Земли физико-химические цепные реакции главной причиной развития земной коры и образования крупных черт рельефа земной поверхности. Физико-химические изменения в глубинах Земли сопровождаются поднятиями и погружениями больших частей земной коры (более 1000 км в поперечнике), их Ван Беммелен называет геундациями. Океанические впадины Атлантического и Индийского океанов, по мнению Ван Беммелена, образовались благодаря раздроблению и погружению земной коры.

Э. Краус (1951—1959) основную причину развития земной коры видит в образовании подкорковых течений. Их возникновение связано с процессами дифференциации на глубинах Земли, с разделением первоначальной магмы. Подкорковые течения развиваются на двух основных уровнях: на 200 км образуется подкорковая циркуляция, называемая гипореон, на 800 км — батиреон. Признается тесная связь крупных черт рельефа океанов с системой подкорковых течений. Океаническим впадинам отвечают нисходящие подкорковые течения, а срединным океаническим хребтам —

подкоровые течения восходящего направления. Подобно Г. Штилле, Э. Краус разделяет океаны на более древние — первичные и более молодые. В формировании океанов первого типа основное значение имели глубинные подкоровые течения — батиреон. С геофизической и геологической стороны гипотеза Крауса слабо аргументирована и оставляет много неясных и малодоказательных положений.

Идея ведущего значения физико-химических изменений в недрах Земли для развития ее структуры и рельефа лежит и в основе теоретических обобщений А. Полдерварта (1957). Выделение газов (дегазация) и расплавление верхних частей мантии Земли наряду с изменениями в ядре считаются основными причинами изменений земной коры в геологическом прошлом. Первоначальные материки и первичные океанические впадины сформировались в начале геологического времени — в докембрии. В последующие периоды геологического времени океаны увеличивали глубину и объем, а материки постепенно наращивали площадь.

Обзор взглядов на происхождение океанов и материков достаточно отчетливо показывает развитие современной научной мысли. Как видно, наиболее распространенными в последнее время являются два основных положения: 1) ведущее значение в развитии земной коры и образовании крупных форм ее поверхности — материков и океанов имели процессы физико-химических изменений в недрах земного шара, в особенности в мантии, а возможно, и в ядре Земли; 2) материки и океаны могли образоваться в начале геологического времени, а отдельные части океанов, точнее, древние океаны могли в какой-то степени сохраниться неизменными до настоящего времени. Другие части современных океанов представляют образования, более молодые (вторичные океаны). Молодые океаны образовались на месте погружения ранее существовавшей суши, краевых частей материков, а также за счет углубления ранее намеченных океанических впадин.

Перед исследователем на дне океанов открывается новый, еще мало изученный мир.

Поэтому не случайно в последние десятилетия выросло и быстро развивается новое направление в науке — морская геология и морская геоморфология. Это науки, занимающиеся изучением геологического строения и геологической истории морей и океанов, изучением происхождения и развития рельефа морского и океанического дна.

В поисках разрешения вопроса о возможном происхождении материков и океанов наука прошла длинный и сложный путь. Он был полон препятствий и ошибок, новых исканий и отказа от старых взглядов.

С течением времени сменяли друг друга различные гипотезы, новые факты показывали ошибочность сложившихся раньше представлений, толкали научную мысль на поиски нового.

Сейчас новые методы исследования и новые сведения о природе океанического дна открывают дальнейшие возможности в разрешении проблемы происхождения материков и океанов. Рассказать о том, как раньше представляли происхождение материков и океанов и как теперь решается эта важная географическая проблема, является задачей этой небольшой книги.

Автору хотелось не ограничиться только регистрацией известных фактов и мнений, он стремился показать развитие научной мысли с ее предположениями и догадками, рождающимися с появлением новых фактов и новых идей.

Глава вторая

СОВРЕМЕННЫЕ ГИПОТЕЗЫ О ПРОИСХОЖДЕНИИ, СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ЗЕМЛИ

До конца прошлого столетия господствующей гипотезой происхождения планет солнечной системы была гипотеза Канта — Лапласа. Из нее следовало, что, пережив первоначальное огненно-жидкое состояние, Земля постепенно охлаждалась, остывала и вместе с этим теряла свои запасы энергии, затухали силы ее развития. Сжатие охлаждающейся Земли порождало горообразовательные движения, крупные неровности на ее поверхности — материки и океаны, горы и равнины.

Накопление новых знаний о природе нашей планетной системы вызывало необходимость внести дополнения и исправления в гипотезу Канта — Лапласа. В начале текущего столетия стало ясно, что гипотеза Канта — Лапласа не способна объяснить совокупность новых фактов о природе солнечной системы, она отжила свой век, оставив глубокий след в истории науки, оказав большое влияние на развитие планетной космогонии.

В начале текущего столетия наметились два основных направления в развитии планетной космогонии: гипотезы катастрофического происхождения планет солнечной системы, гипотезы эволюционного образования планетной системы.

КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Более полвека назад английские ученые Джинс и Джеффрис положили начало современным катастрофическим гипотезам образования планет солнечной системы. Они пола-

Гали, что в далеком прошлом Солнце представляло одиночную звезду размером значительно больше современного. В один из моментов времени вблизи Солнца прошла другая звезда. Силами своего притяжения она вызвала большой прилив на поверхности Солнца и вырвала из него струю вещества.

Отделившееся от Солнца вещество послужило материалом для образования планет. Понятно, что в этом случае планеты первоначально могли быть только огненно-жидкими; постепенно они остывали.

В 1929 г. Джеффрис выдвинул новую точку зрения на образование планет. Согласно ей, возникновение планет связывалось со столкновением Солнца с близко подошедшей к нему звездой.

Другие сторонники катастрофического образования планетной системы полагали, что Солнце являлось частью тройной системы звезд, две звезды взорвались и удалились, а из материи их взрывов образовались планеты (Литлтон).

Хойл (1945) предложил гипотезу образования планет, согласно которой Солнце было первоначально двойной звездой. Звезда — спутник Солнца — взорвалась, образовав вокруг Солнца скопление материи. Из нее и образовались планеты.

Катастрофические гипотезы содержат крупные недостатки. Например, относительно гипотезы Джинса было замечено американским астрономом Рессел, что гипотеза не способна объяснить больших размеров солнечной системы.

Математические расчеты, выполненные Н. Н. Парийским, показали полную научную несостоятельность гипотезы Джинса. Если бы даже произошел маловероятный случай близкого прохождения около Солнца другой, более массивной звезды, то из выброшенного Солнцем вещества не могли образоваться планеты, потому что материя была бы рассеяна в мировом пространстве.

Катастрофические гипотезы содержат еще одну отрицательную сторону. Они неизбежно наводят на мысль об особом, совершенно исключительном образовании планетной системы, открывая тем самым широкий путь для идеалистических представлений в области планетной космогонии.

ГИПОТЕЗЫ, СВЯЗЫВАЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАНЕТ С ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИЕЙ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Доказательства несостоятельности гипотезы Джинса и других катастрофических гипотез определили переход к разработке гипотез, связанных с последовательной эволюцией первоначального вещества.

Стали разрабатываться гипотезы образования планетной системы из рассеянного вещества — холодного около-солнечного облака. Это направление стало успешно развиваться начиная с 1943—1944 гг. Различия взглядов отдельных ученых связаны с разным предположением о путях образования первоначального газовой-пылевого облака вокруг Солнца и с различными путями формирования планет из первоначальной газовой-пылевой материи.

Начало этому направлению было положено исследованиями немецкого ученого Вейцеккера и советского академика О. Ю. Шмидта. Вейцеккер считал, что Солнце было окружено вращающимся газовой-пылевым облаком. В этом облаке существовали вихреобразные движения, уплотнение вещества которых и дало начало образованию планет.

О. Ю. Шмидт считает, что образование планет солнечной системы не представляет случайного и тем более катастрофического явления во Вселенной. Это один из процессов последовательного развития материи. Первоначально существовавшее газовой-пылевое облако (протопланетное облако) переживало с течением времени несколько этапов развития. На первом этапе развития происходило образование сравнительно крупных тел. Они формировались благодаря объединению газовой-пылевых частиц. Образовавшиеся тела имели размеры в десятки и сотни километров, т. е. были сходны по размерам с современными астероидами. Столкновения образовавшихся астероидных тел друг с другом давали начало новому дроблению и разрушению в одних случаях и новому объединению вещества, росту отдельных тел в других.

Раздробление при столкновении одних тел и рост других положили начало второму этапу в эволюции первоначального газовой-пылевого облака — образованию планет из роя астероидных тел (Левин, 1959). Наиболее крупные из астероидных тел и в то же время не пережившие дробления и разрушения при столкновении продолжали

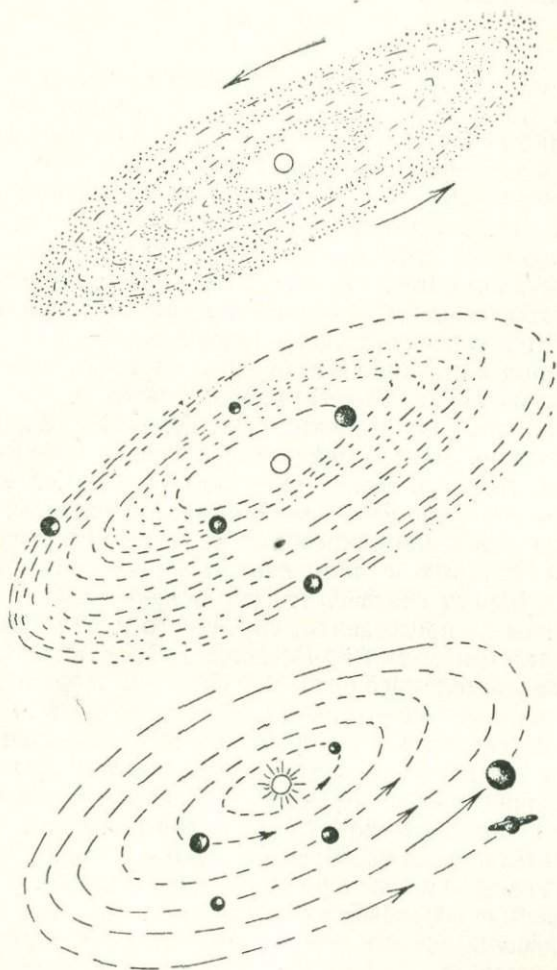


Рис. 10. Образование планет по теории
О. Ю. Шмидта

расти и постепенно превратились в планеты солнечной системы.

Американский астроном Кейпер (1949) предполагал, что Солнце возникло из первоначальной туманности путем ее уплотнения. Вначале внутри первоначального облака образовались сгустки вещества — протопланеты. Последующее развитие протопланет шло по пути уменьшения их массы. С поверхности протопланет терялись (рассеивались) наиболее разреженные их части. В последнее время Кейпер пришел к выводу о возможности образования планет земной группы не за счет ранее существовавших протопланет, а за счет накопления и объединения твердого вещества. Это сближает гипотезу Кейпера с гипотезой О. Ю. Шмидта.

Советский академик В. Г. Фесенков (1951) выдвинул гипотезу, согласно которой образование планет солнечной системы происходило среди первоначально существовавшего вокруг Солнца газово-пылевого облака. Вначале образовались протопланеты, находившиеся в раскаленном состоянии, затем они постепенно охлаждались.

Возможность разогревания планет и, в частности, Земли на первых этапах ее существования допускает и американский ученый Г. Юри. По мнению Г. Юри, разогревание планет привело к потере ими первоначальной атмосферы и вместе с этим к потере некоторых химических элементов. При образовании планет за счет объединения частиц газа и пыли большое значение приобретала вода, игравшая роль «склеивающего вещества» для газово-пылевых частиц. Роль воды ограничивалась определенными температурными условиями на поверхности планеты. Поэтому «склеивающее» значение воды проявилось при образовании Земли и Венеры и не имело места на других планетах.

Газово-пылевое облако, окружавшее Солнце (протопланетное облако), по современным взглядам, могло образоваться двумя путями: во-первых, оно могло быть захвачено Солнцем при его движении среди пространства нашей звездной системы — Галактики (возможность захвата облака пыли и газа вызывала наиболее сильные возражения в теории О. Ю. Шмидта). Во-вторых, газово-пылевое облако могло образоваться совместно с Солнцем. По исследованиям В. Г. Фесенкова, звезды образуются среди громадных газово-пылевых туманностей. «Процесс образования звезд, происходящий на наших глазах в отдельных областях

Галактики, наглядно показывает, что возникшее Солнце в первые эпохи своего существования, будучи массивной звездой, было окружено той самой газовой-пылевой средой, из которой оно само возникло» (Фесенков, 1953, стр. 62). Наиболее вероятным представляется второй из путей образования протопланетного облака.

Возможность сохранения остатков первоначальной газовой-пылевой материи вокруг Солнца, из которой затем и формировались планеты, допускается и другими учеными. Так, в современных взглядах на образование звезд и происхождение планетных систем вокруг них намечается последовательный путь развития и образования небесных тел.

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Французский естествоиспытатель Бюффон впервые попытался с научных позиций подойти к определению абсолютного возраста Земли. Предполагая Землю первоначально раскаленным телом, он разогревал и охлаждал металлические шары и пытался на основе этих опытов определить возможный возраст Земли — время, необходимое для ее охлаждения. В результате он пришел к выводу, что возраст Земли определяется в 70 тыс. лет. Полученный Бюффоном возраст Земли был значительно больше, чем принимаемый в то время согласно библейской легенде. В согласии с библейской легендой, считалось, что сотворение мира произошло в 4004 г. до нашей эры. Конечно, этот возраст слишком невелик для Земли. Нам известны громадной мощности отложения, они не могли образоваться за столь короткий срок. Развитие жизни на Земле тоже не может уложиться в такой короткий промежуток времени. Более поздние расчеты времени, требующегося на охлаждение Земли, дали более значительную, но все же небольшую величину — в 40 млн. лет.

Не являются сколько-нибудь надежными и другие ранее предложенные методы определения возраста Земли. Были сделаны попытки определить возраст Земли на основании изучения скорости отложения осадков и сопоставления ее с мощностью горных пород, образовавшихся в геологическом прошлом. Таким путем был определен возраст Земли в 1500 млн. лет. Неадекватность результатов подобного определения возраста связана с тем, что в течение

геологического времени в большой мере изменялись условия образования отложений. Происходил размыв ранее образовавшихся горных пород. С другой стороны, в отдельные периоды геологической истории существенно изменялись условия осадконакопления за счет изменения рельефа, климатических условий, движения земной коры и ряда других факторов. Все это в большой степени осложняло условия образования осадков, изменяло первоначальную их мощность.

Были приняты попытки определить возможный возраст океанов. Для этого использовались расчеты выноса солей в океаны с поверхности суши. Соленость воды морей и океанов связана в большой мере с выносом солей с поверхности суши реками. Количество солей, выносимых в океаны реками, составляет $2,34 \times 10^9$ т (по Ф. Кларку). Но только выносом солей с поверхности суши нельзя удовлетворительно объяснить существующий состав солей в океанах и морях. Поэтому необходимо предполагать, что океаны с самых ранних этапов существования имели некоторую соленость. Вопрос о накоплении солей в океанах осложняется еще и поступлением отдельных элементов в связи с развитием вулканической деятельности, особенно активной в некоторые периоды геологического прошлого. В. М. Гольдшмидт показал, что значительная часть растворенных в морской воде элементов не могла образоваться только в результате выноса солей с поверхности суши — материковым стоком. Часть солей океана должна была первоначально находиться в воде, а другая часть могла вноситься в океан при вулканических извержениях. Поэтому возраст океанов в 330 млн. лет, определенный только по расчету выноса солей материковым стоком, нельзя признать вероятным. Приходится считаться с тем, что в ходе геологического времени соленость океанов испытывала постоянные изменения.

Как видно, ранее предложенные способы определения возможного возраста Земли оказались неудовлетворительными, полученные результаты были ненадежны.

Открытие в начале текущего столетия явления радиоактивности и изучение процессов распада радиоактивных элементов, протекающих с постоянной скоростью, независимо от изменения температуры и давления, в размерах, известных на Земле, позволили получить точные данные для определения абсолютного возраста горных пород. Радиоактивные элементы являются своего рода часами,

которые идут с постоянной скоростью, имея очень длительный «завод». Распад радиоактивных элементов — урана, тория и некоторых других — идет очень медленно. Сотни миллионов, а в других случаях миллиарды лет требуются для распада половины атомов, образующих эти элементы. Отсюда возникает возможность по распаду радиоактивных элементов измерить промежуток времени громадной длительности. Определение абсолютного возраста горных пород с помощью изучения радиоактивного распада заключающихся в них радиоактивных элементов стало надежной основой для получения точных сведений об абсолютном возрасте отдельных участков земной коры.

В настоящее время имеется много точных определений абсолютного возраста горных пород из самых различных частей земной поверхности. На основании этих методов получены следующие данные (по Г. В. Войткевичу, 1956).

Образование планет солнечной системы	4—5 млрд. лет
Образование земной коры	4,5 млрд. лет
Образование древнейших сохранившихся до нас участков земной коры	3,0 млрд. лет ¹

¹ На Кольском полуострове советскими учеными ныне открыты породы с возрастом 3,5 млрд. лет.

Первые известные остатки жизни на Земле — 2,0 млрд. лет¹. Появление человека — в последний миллион лет.

Определение возможного возраста Земли, сделанное О. Ю. Шмидтом по расчету накопления ее вещества, дает 5—6 млрд. лет. Эта величина хорошо совпадает с определением времени образования Земли радиоактивными методами.

Развитие Земли в первые этапы ее существования

Перенесемся мысленно в самые ранние этапы жизни Земли. Попытаемся восстановить картину ее развития в то время. Для этого нам нужно далеко уйти в прошлое, не меньше, чем на 4—5 млрд. лет. Рост нашей планеты, согласно теории О. Ю. Шмидта, происходил довольно быстро. Первоначально газово-пылевое облако имело большую плотность и обладало большими запасами вещества для формирования планет. Б. Ю. Левин считает возможным

¹ Есть данные о присутствии остатков водорослей в породах с возрастом порядка 2,5 млрд. лет (Южная Родезия).

образование Земли в ее современных размерах в течение первого миллиарда лет ее существования. Считается возможным, что на создание массы Земли потребовалось только полмиллиарда лет. По достижении размеров, близких к современным, в недрах земного шара произошел очень важный процесс — образование ядра. Земное ядро, отличающееся большой плотностью, образовалось в результате уплотнения земного шара. По мнению некоторых ученых, это изменение вещества в недрах Земли носило катастрофический характер, развиваясь с большой скоростью. Оно могло сопровождаться опусканием отдельных участков земной поверхности на сотни километров. Спрашивается: почему же в современном облике поверхности Земли мы не видим следов этой катастрофы? Потому, что они сглажены последующим накоплением вещества на поверхности планеты. Погружение земной поверхности, сопровождавшее образование ядра, могло вызвать разрушительной силы землетрясения, потрясавшие в то время земной шар. Прошло немало времени, прежде чем на поверхности земного шара начала создаваться древнейшая земная кора. Развитие земного шара в то время было тесно связано с состоянием вещества на его глубинах. После образования земного ядра наступил длительный период накопления тепла в недрах; разогревание внутренней части Земли. Первоначально холодное тело Земли стало разогреваться за счет выделения тепла радиоактивными элементами, входящими в состав вещества Земли.

Естественный распад радиоактивных элементов сопровождался выделением больших запасов тепла. Заметим, что выделение радиоактивного тепла в начальные этапы жизни Земли было неизмеримо больше современного. Например, 5 млрд. лет назад только один элемент — калий выделял радиоактивного тепла в 5,3 раза больше, чем в настоящее время, а актино-уран — в 18 раз больше современного (Г. В. Войткевич, 1956). Выделение больших количеств радиоактивного тепла отражалось в развитии недр и поверхности земного шара. Разогревание недр вызывало еще далеко не разгаданные перемещения вещества на глубине.

Происходили сложные изменения в недрах Земли, которые называют дифференциацией вещества. Дифференциация вещества в недрах земного шара может развиваться в различных формах. О. Ю. Шмидт отмечал, что при разо-

гревании внутренних частей Земли вещество приобретает пластические свойства. Более легкие составные части поднимаются кверху, более тяжелые опускаются или сохраняются внизу. Эти медленно протекающие перемещения вещества происходят под действием силы тяжести, а потому называются гравитационной дифференциацией вещества. Наряду с гравитационной дифференциацией вещества в глубине Земли происходит и физико-химическая дифференциация — перераспределение вещества и его изменения в связи с изменениями давления и температуры на разной глубине. К числу очень важных явлений в жизни Земли относят выделение газов из глубин к поверхности. Можно себе представить, что в недрах земного шара на различной глубине с самых ранних моментов земной истории и до настоящего времени идут сложные и разнообразные изменения и движения вещества в форме гравитационной и физико-химической дифференциации. Именно в этих изменениях вещества в настоящее время и видят основную причину внутренних сил Земли, порождающих ее развитие; проявляющихся в тектонических движениях земной коры.

По мнению В. В. Белоусова, в основе процессов дифференциации на глубинах Земли лежат физико-химические изменения, которые приводят к вертикальному перемещению — к возникновению восходящих и нисходящих потоков. Процессы физико-химической и гравитационной дифференциации вещества имели решающее значение для разделения земного шара на отдельные оболочки — геосферы.

Возможно, что повышение температуры в недрах Земли за счет радиоактивного распада было так велико, что могли образоваться отдельные очаги расплавленных пород — очаги магмы. Магма часто выносилась на поверхность в виде лавы. Некоторые ученые считают, что радиоактивное разогревание Земли в начале ее существования было столь велико, что она могла в отдельных своих частях или даже целиком перейти в расплавленное состояние. Грандиозные вулканические излияния на поверхности Земли в первые этапы ее жизни, застывание выброшенных на поверхность масс изверженных пород, а в других частях земной поверхности ее расплавление, отмечались бурными изменениями земной поверхности.

В течение большого промежутка времени в развитии земной коры существовали не только изверженные породы.

Земная поверхность неодинаково освещалась солнечными лучами, отдельные ее части неравномерно нагревались и охлаждались зимой и летом. Атмосфера, еще неизвестного нам состава в начале геологической жизни Земли, воздействовала на земную поверхность, дули ветры, выпадали дожди. Полное отсутствие жизни или, может быть, развитие ее в самой начальной форме определяло господство в то время на поверхности Земли обширных пустынных пространств.

Продукты разрушения первоначальной суши послужили образованию древнейших осадочных пород, отлагавшихся в морях того времени. На протяжении около 1,5 млрд. лет шел длительный процесс формирования земной коры за счет вулканической деятельности, накопления и преобразования осадочных пород. Этот самый ранний, догеоло-

Т а б л и ц а 1

Геохронологическая шкала

Название эры	Название периода	Длительность (в млн. лет)
Кайнозойская	Антропоген (Четвертичный)	1
	Неоген	27
	Палеоген	32
Мезозойская	Верхнемеловой	35
	Нижнемеловой	35
	Юрский	25
	Триасовый	30
Палеозойская	Пермский	25
	Каменноугольный (Карбон)	55
	Девонский	55
	Силурийский	40
	Ордовикский	80
Кембрийский	80	
Протерозойская	Имеются местные подразделения	600—1800
Архейская	Имеются только местные подразделения	Более 1800

гический этап жизни Земли нам еще очень мало известен, и можно только строить догадки о его природе.

Относительно лучше мы знаем развитие Земли в геологическом прошлом, охватывающем три с половиной миллиарда лет земной истории. Из них три миллиарда лет приходится на докембрийское время (см. таблицу на стр. 43).

В догеологической истории Земли наряду с формированием земной коры происходило также образование других оболочек Земли — геосфер.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Атмосфера

Мы начнем наше знакомство со строением Земли с ее наиболее легкой внешней оболочки газов — атмосферы. Очень давно, со времен глубокой древности, уже было известно, что Земля окружена воздушной оболочкой — атмосферой. В последние два-три года существенно изменились наши знания о границах и природе земной атмосферы в результате новых исследований, выполненных с помощью первых искусственных спутников Земли и исследовательских ракет. Раньше предполагали, что верхняя граница атмосферы расположена на высоте около тысячи километров. По современным данным, она находится на высоте около 3 тыс. км. На этой большой высоте атмосфера не представляется спокойной и однородной. Поток солнечного излучения создает постоянные нарушения и изменения в самых высоких слоях атмосферы. До высоты 100 км состав атмосферы сохраняется примерно однородным за счет сильного ее перемешивания, а с высоты 90 км кислород не образует молекул, распадается на атомы и выше 150 км кислород встречается только в атомарном состоянии. До высоты в 1000 км атмосфера состоит из азота и кислорода.

Среди атмосферы принято выделять следующие части:

Экзосфера — внешняя часть земной атмосферы от высоты 500 км до верхней границы. Преобладание газов в атомарном состоянии, область наиболее активных воздействий солнечного и космического излучения.

Ионосфера — от 80 до 500 км. Характеризуется электрической проводимостью, расслоением на отдельные части, в разной мере обладающими способностью отражать, преломлять, поглощать радиоволны.

Мезосфера — от 40 до 80 км. Отличается возрастающей температурой до высоты 60 км (+50°); у верхней границы мезосферы (у мезопаузы) температура понижается до —70—80°.

Стратосфера — от 16—18 км до 40 км. Температура постоянная или слабо повышается с высотой; температура стратосферы над полярными областями Земли выше температуры над тропическими областями.

Тропосфера — от земной поверхности до 16—18 км. Наиболее важная отличительная черта тропосферы — понижение температуры с высотой, неравномерное над разными частями земной поверхности, и наибольшая плотность воздуха.

Четыре пятых всей массы земной атмосферы находится в тропосфере. Наличие в ней водяного пара, постоянные движения воздушных масс в горизонтальном и вертикальном направлениях, сложное взаимодействие воздушных масс различного происхождения, обладающих разными свойствами, — все это определяет формирование погоды и климатов на земной поверхности.

Гидросфера

Австрийский геолог Э. Зюсс (1875) предложил называть всю совокупность воды на земной поверхности гидросферой — водной оболочкой Земли. В гидросферу входят реки и озера, моря и океаны, ледники. В отличие от атмосферы гидросфера представляет прерывистую оболочку с разной мощностью в ее отдельных частях. Большая часть объема природных вод сосредоточена в океанах, и наибольшей мощности гидросфера достигает в тех из них, средняя глубина которых составляет 3800 м.

Распределение объема вод гидросферы

Океаны (моря и океаны)	1370 млн. куб. км	98,2%
Воды суши (реки и озера)	4 » » »	0,3%
Ледники	22 » » »	1,5%
Общий объем вод гидросферы	1396 куб. км	

Выразительно следующее сравнение. Объем вод суши составляет 0,3% объема вод океанов, а на долю вод, заключенных в ледниках, приходится 1,5%.

Океаны не только содержат преобладающее по объему количество воды на поверхности Земли, они занимают и

преобладающую по площади часть земной поверхности — 71%, оставляя для суши лишь 29%. Тем более важным и интересным представляется изучение природы океанов и, в частности, их дна.

Биосфера

В. И. Вернадский выделил среди оболочек Земли оболочку жизни — биосферу.

Границы биосферы определяются распространением жизни. В атмосфере она достигает высоты в 10 км. Некоторые ученые считают возможным распространение в атмосфере жизни до высоты в 30 км. Воды морей и океанов насыщены жизнью, она распространяется до самых больших их глубин. Даже глубоководные илы, устилающие океаническое дно, богаты жизнью. В них содержится большое число бактерий. Более ограничено распространение жизни в горных породах, слагающих земную кору, в насыщающих ее пластовых водах. Увеличение температуры и давления по мере углубления в земную кору создает условия, неблагоприятные для развития и существования жизни.

В. И. Вернадский считал возможным распространение жизни в земной коре до глубины в 3 км и даже более (Вернадский. 1942).

Биосфера — это оболочка не только современной жизни. Многие горные породы верхней части земной коры, образовавшиеся в далеком геологическом прошлом, представляют окаменевшие следы былой жизни на Земле.

Земная кора

Поверхностную оболочку земного шара составляет земная кора — литосфера, нижняя ее граница лежит на глубине до 60—80 км.

Подобно другим земным оболочкам, земная кора не является однородной и может быть разделена на отдельные самостоятельные части, различающиеся по составу, происхождению, физическим и химическим свойствам. Поверхностная часть земной коры, включающая почвенный покров и сильно измененные в физическом и химическом отношениях горные породы, выделяется под названием коры выветривания. В коре выветривания происходит сложное преобразование горных пород — разрушение и раздробление,

образование новых минералов, вынос одних и накопление других химических элементов.

Мощность коры выветривания определяется Б. Б. Польновым в 500 м, а А. Е. Ферсманом — в 800 м.

Ниже коры выветривания находится оболочка осадочных пород, или *стратисфера*. Она построена из осадочных пород, представляющих отложения морей и суши геологического прошлого. В толще осадочных пород нашли свое отражение прошлые изменения природы земного шара — смена морей и суши, изменения климата, растительности и животного мира. Распределение отдельных типов горных пород осадочной оболочки земной коры, по А. Е. Ферсману, таково: глинистые породы — 80%, песчаные — 15%, известняки — 5% (по весу). На долю осадочной части земной коры приходится всего около 5% по весу, а около 95% — на изверженные (магматические) породы.

Незаметными переходами осадочная оболочка земной коры связывается с расположенной ниже гранитной оболочкой. Переход от осадочной оболочки к гранитной нередко происходит через толщи гнейсов и метаморфических сланцев, представляющих собой древние, преимущественно осадочные, породы, измененные под действием высоких температур и давлений, пропитанные когда-то горячими растворами и гранитными расплавами.

Мощность гранитной оболочки очень неравномерна в отдельных частях материков. Под дном океанов она нередко отсутствует на большом пространстве. Гранитная оболочка подстилается базальтовой, ниже которой проходит поверхность раздела земной коры и мантии Земли. Обычно эту поверхность называют поверхностью раздела Мохорoviчича в честь югославского ученого, впервые установившего на основании изучения землетрясений существование этого раздела (или просто — раздел «М»).

Следовательно, земная кора имеет как бы трехслойное строение: осадочная оболочка, гранитная и базальтовая. Однако далеко не все пространство земной коры имеет одинаковое трехслойное строение и равномерную толщину или мощность. Исследованиями последних лет установлено, что на материках земная кора имеет трехслойное строение. Реже оно двухслойное (толща осадочных пород непосредственно ложится на породы базальтовой оболочки). Строение земной коры под дном океанов большею частью двухслойное; толща осадков, или осадочных пород, лежит непосредствен-

но на базальтовой оболочке, а гранитный слой земной коры или совсем не встречается, или имеет очень небольшую мощность.

В пределах материков мощность земной коры значительно изменяется; в областях платформенной структуры (см. ниже) не превышает 30—40 км. В складчатых поясах мощность земной коры подвержена значительным колебаниям, связанным с различным возрастом горных стран. Р. М. Деменецкая (1957) установила, что по мере увеличения возраста складчатости мощность коры в пределах горной страны уменьшается. Наиболее молодая по возрасту зона альпийской складчатости отличается и наибольшей мощностью земной коры, достигающей 70—80 км. В то же время для областей альпийской складчатости характерно и наибольшее колебание мощности земной коры.

Менее изменчивы мощность и строение земной коры под дном океанов, но мы коснемся этого вопроса позже.

Мантия Земли. Оболочка Земли, лежащая под земной корой, так называемая мантия, изучена недостаточно. Считают, что она состоит из ультраосновных пород (перидотит, дунит). Эти породы богаты железом и магнием. Возрастающая плотность и давление в мантии Земли составляют ее характерные черты.

Мантия Земли простирается до глубины в 1200 км. На глубине в 1200—2900 км изменяется скорость прохождения волн землетрясений (продольных волн) и в то же время возрастает плотность вещества. Эту область земного шара выделяют под названием промежуточной оболочки, за ее нижнюю границу принимают глубину в 2900 км (граница ядра).

При оценке физического состояния вещества в мантии Земли нужно считаться с тем, что давление здесь изменяется от 500 до 1500 атмосфер. Вещество в условиях такого высокого давления находится в состоянии, близком к стекловидному, но на длительно развивающиеся напряжения оно способно реагировать как пластичное тело. Очень большое значение при таком состоянии вещества на глубинах Земли приобретает изменение давления. Это изменение в отдельных частях поверхностной зоны мантии может вызвать образование очагов жидких расплавов горных пород — очагов магмы, с которыми связаны вулканические извержения на земной поверхности. Некоторые исследователи (А. Ф. Капустинский, Л. Эдьед) считают, что мантия

по составу не отличается от других частей земного шара, но решающее значение имеет здесь высокое давление, создающее кристаллическое состояние вещества. По мнению Г. Д. Панасенко (1951), мантия Земли вместе с промежуточной оболочкой представляют активный тектонический пояс в недрах земного шара. В его пределах создаются движения вещества и происходят физико-химические изменения, определяющие тектоническое развитие земной коры. Сходные взгляды развиваются и некоторыми другими исследователями.

Ядро Земли. Глубже 2900 км находится земное ядро. О физической природе ядра высказывались разнообразные мнения. Его считали газообразным, жидким, твердым. С течением времени сильно изменялись взгляды и на возможный химический состав земного ядра. Долгое время господствовало представление о железо-никелевом составе.

Кун и Ритман (1941) выдвинули гипотезу о ядре, состоящем из уплотненного водорода. Расчеты показали, что при давлении в 700 000 атм. водород должен перейти в металлическое состояние. Оно будет характеризоваться тем, что атомы распределяются так плотно, что отдельные электроны будут связаны не с отдельными атомами, а станут свободно перемещаться по всей структуре.

Л. Эдье (1957) предполагает, что ядро Земли состоит из двух частей — внутренней и внешней. Внутреннее ядро состоит из вещества, находящегося в первоначальном звездном состоянии, отвечающем сверхвысокому давлению. Это значит, что оно неустойчиво при современном давлении и способно постоянно разрушаться и переходить через более устойчивые формы вещества внешнего ядра к еще более устойчивому состоянию вещества мантии Земли. Значит, внутреннее ядро плотнее внешнего, а внешнее ядро плотнее мантии. Все эти соотношения состояния вещества, по мысли Эдьеда, определяют постоянно идущее увеличение объема Земли.

Природа земного ядра известна еще очень мало. Последние исследования показывают наиболее вероятное жидкое состояние внутреннего ядра (К. А. Куликов, 1958). С жидким состоянием ядра и движениями в нем связываются современные представления о причинах изменений магнитного поля Земли.

Ядро отличается очень высоким давлением, достигающим 3,5 млн. атм. В условиях такого громадного давления

вещество будет находиться в состоянии, незнакомом для нас на поверхности Земли. Под влиянием давления в центральных частях земного шара происходит изменение строения вещества. Разрушаются внешние электронные оболочки элементов, и они теряют способность вступать с другими химическими элементами во взаимодействие. Происходит, по выражению А. Ф. Капустинского, «вырождение химических свойств элементов».

А. Ф. Капустинский (1956, 1958) намечает следующую схему изменения химических свойств вещества Земли в связи с изменениями давления:

Зона нормального химизма — включает земную кору от поверхности до глубины в 120 км. Законы химического взаимодействия отдельных элементов, известные для поверхности Земли, действуют в пределах названной зоны.

Зона вырожденного химизма — от 120 до 2900 км, включает мантию Земли и переходную оболочку. Все возрастающее с глубиной давление имеет определяющее значение для химических процессов. Под влиянием высокого давления нарушаются известные на поверхности свойства химических элементов, распространяются сильно сжатые соединения с участием кремния; состояние вещества близко к кристаллическому.

Изменение давления может вызывать резкие изменения в состоянии вещества, а вместе с этим и резкие изменения в его химических свойствах.

Зона нулевого химизма — занимает центральную часть Земли — ядро. Давление, достигающее свыше 3 млн. атм. разрушает электронные оболочки атомов, химические элементы лишаются присущих их свойств. Образуется электронная плазма, в которой находятся атомные ядра отдельных элементов. Такое состояние вещества обладает свойствами металлического состояния — говорят о металлизированном состоянии вещества (независимо от состава химических элементов), составляющего центральную часть Земли. Твердость этой крайне своеобразной жидкости, слагающей ядро, близка к твердости стали.

Необходимо отметить, что по программе Международного геофизического года были выполнены интересные исследования, проливающие свет на глубинное строение земного шара.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЕОСФЕР

Происхождение отдельных земных оболочек — геосфер далеко не полно и одинаково хорошо нам известно. По многим вопросам этой области строятся лишь предположения и догадки.

Атмосфера Земли

Могла существовать с самых ранних этапов развития нашей планеты. Выпадение на земную поверхность тел, содержащих железо и воду, по мнению Г. Юри (1959), должно было приводить к образованию газообразного водорода. В начальные этапы существования земной атмосферы происходила постоянная и значительная потеря из нее водорода. Юри считает, что первоначальная атмосфера Земли состояла из водяного пара, водорода, аммиака, некоторого количества сероводорода.

Под действием излучения Солнца (ультрафиолетового) постоянно происходило разложение водяного пара на кислород и водород. Кислород в значительной мере тратился на окисление аммиака в азот и воду и на окисление метана с переходом его в углекислоту и воду. Водород из атмосферы терялся. Углекислый газ стал вступать в реакцию, образуя известняк.

Первоначально в атмосфере протекали восстановительные процессы. Ранкама (1957) допускает возможность господства восстановительных процессов в атмосфере на протяжении 8 млн. лет. Затем в атмосфере установились условия, благоприятные для окисления, сохраняющиеся на протяжении всего геологического времени до современной эпохи. Дальнейшее изменение и развитие земной атмосферы было связано с тремя основными факторами:

1. Под действием солнечного излучения происходило изменение состава газов верхних частей земной атмосферы (например, разложение водяного пара на кислород и водород с потерей водорода).

2. Из глубин Земли непрерывно выделялись в больших размерах газы, входящие в атмосферу, изменявшие ее состав с течением времени. Развивающаяся особенно активно в начальные этапы жизни земного шара на больших глубинах дегазация давала большое поступление газов в атмосферу.

3. Одним из важнейших источников развития земной атмосферы являлось развитие жизни на Земле.

По выражению В. И. Вернадского, «атмосфера Земли в ее главных газах — кислороде, азоте, углекислоте — есть создание жизни» (Вернадский, 1934). Можно представить, что сложное сочетание трех отмеченных факторов

развития земной атмосферы, их различное сочетание в отдельные периоды геологического времени определяли изменение состава атмосферы.

Гидросфера

О происхождении гидросферы сложилось два основных направления во взглядах. Одни исследователи считают образование вод на поверхности Земли связанным с выпадением их из первоначальной атмосферы, содержащей много водяного пара. Но таким путем трудно объяснить образование больших масс воды на Земле. Более вероятным кажется предположение о выделении воды из недр земного шара в течение длительного геологического времени. Уместно напомнить, что в Земле до глубины в 60 км содержится воды 8% от общего веса земной коры. Распределение воды в отдельных слоях земной коры таково:

Осадочная оболочка	$0,009 \times 10^{24}$ г.
Гранитная оболочка	0,02
Базальтовая оболочка	0,73

Сравним эти цифры с количеством воды на поверхности Земли. На поверхности нашей планеты в гидросфере воды находится $1,4 \times 10^{24}$ гр. Следовательно, в земной коре имеется воды (по весу) больше половины ее количества на земной поверхности. Много воды заключается в более глубоких частях земного шара — в мантии Земли. Об этом можно судить по тому, что во время вулканических извержений в составе лавы выносятся от 9 до 40% воды (по отношению к общему весу лавы).

Расчеты показывают (принимая содержание воды на земной поверхности равным 2,2 млрд. куб. км), что в течение геологического времени из недр земного шара могло выделиться на поверхность 3,4 млрд. куб. км воды. Следовательно, наиболее значительным источником поступления воды на земную поверхность являлось выделение ее из глубины. В особенности благоприятные условия для больших выбросов воды на поверхность существовали в эпохи активного развития вулканической деятельности.

Вода, поступающая на поверхность, в свою очередь претерпевала дальнейшие изменения. В одной части она входила в состав гидросферы, в другой — поглощалась при образовании осадочных горных пород на поверхности суши

и морском дне, входила в состав живых организмов растений. Поскольку в ходе геологического времени изменялись условия поступления воды из глубин, менялись условия осадконакопления и развивалась в разнообразных формах жизнь, в тесном взаимодействии названных условий постоянно претерпевало изменение и количество воды в гидросфере. Ранее сложившиеся взгляды на постоянство объема вод гидросферы, неизменность их в течение геологического времени в свете современных данных должны быть оставлены.

Земная кора

В настоящее время наиболее обоснованно представление о формировании земной коры в результате последовательного изменения вещества в мантии Земли (земная кора по мощности составляет 1—2% мощности мантии; А. П. Виноградов, 1959). Радиоактивное разогревание недр Земли сопровождалось дегазацией, выносом к поверхности газов и летучих соединений, а одновременно с этим происходили выплавление и вынос к поверхности химических элементов.

Образование и развитие земной коры представляет сложный и еще далеко не разгаданный процесс, связанный с выносом вещества из глубин — мантии Земли и перераспределением вещества в формирующейся земной коре. Из глубин выносились на поверхность разнообразные изверженные породы. Под влиянием процессов выветривания и денудации они превращались в осадочную толщу пород — морские и континентальные отложения. В дальнейшем они испытывали сложные изменения под действием тектонических движений, внедрения изверженных пород и т. д., т. е. переживали процесс метаморфизма. Жизнь, развивающаяся на поверхности Земли, в свою очередь создавала новые типы пород, входящих в строение земной коры, — биогенные породы (например, известняки биогенного происхождения).

На протяжении длительной геологической жизни Земли формировалась земная кора, с течением времени усложнявшая свой состав и строение. Еще в начальные этапы формирования наметилось и затем все больше и больше углублялось различие в строении отдельных частей земной коры, ее разделение на отдельные структурные элементы, формирующиеся самостоятельными путями. Развитие отдельных структурных элементов земной коры находилось

в неразрывной связи с глубинными процессами, развивающимися в мантии Земли. Они порождали различную скорость и направление движений отдельных участков земной коры, принадлежащих к разным типам структуры — разным структурным элементам земной коры.

Процессы дегазации и выплавления вещества в мантии Земли продолжают в известной степени и в настоящее время (Виноградов, 1959), на наших глазах происходит дальнейшее изменение и развитие земной коры.

Структурные элементы земной коры. Земная кора не является однородной. Одни ее участки в течение длительного геологического времени переживали слабые движения — медленные поднятия и опускания. Другие отличались более активными движениями. На поверхности слабо колеблющихся участков земной коры широко разливались мелководные моря, сменявшиеся в другие периоды времени невысокой равнинной сушей. Такие относительно устойчивые, вернее, слабо подвижные площади земной коры получили название платформ. Участки земной коры, отличающиеся значительно большей подвижностью, с относительно большим размахом и скоростями вертикальных движений, называются геосинклиналями. Быстрые изменения физико-географических условий в геосинклиналях часто сопровождалось развитием вулканической деятельности.

Платформы и геосинклинали представляют основные структурные элементы земной коры. Сложное их сочетание определяет характер геологического строения. В свою очередь географические условия земной поверхности, смена гор равнинами, материков морями и океанами неразрывно связаны с различной историей основных структурных элементов земной коры. Распределение полезных ископаемых также тесно связано с историей развития структурных элементов земной коры.

Платформенные области. В геологическом строении платформенных областей различают два различных структурных этажа. Нижний из них называют складчатым фундаментом платформы. Он построен из различного возраста сложно и сильно смятых горообразовательными движениями пород. Чаще всего породы складчатого фундамента платформы сильно изменены — метаморфизованы, их нередко прорывают массы изверженных пород. Одни из платформ имеют в своем основании складчатый фундамент

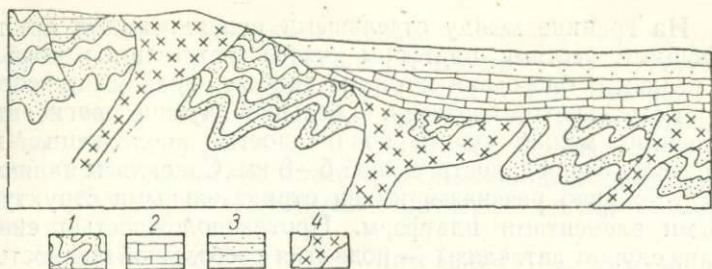


Рис. 11. Схема строения земной коры в платформенной области:

1 — допалеозойские образования; 2 — палеозойские отложения; 3 — мезо-кайнозойские отложения; 4 — допалеозойские изверженные породы (по Г. П. Леонову)

архейского и протерозойского возраста. Это древние (докембрийские) платформы. В других платформенных областях возраст складчатого фундамента может быть палеозойским или мезозойским; такие платформы называют молодыми. Платформы имеют различные структурные элементы. На значительном пространстве древних платформ выделяют щиты. Щиты представляют выступы древнего (докембрийского) фундамента платформы. В течение значительного времени, нередко большей части геологической истории, щиты представляли области континентального разрушения и размыва. С их поверхности сносились в большом количестве продукты разрушения и размыва, обнажались более глубокие горизонты древних складчатых структур. Поэтому не случайно щиты разных материков являются районами, где наиболее детально изучены древние породы, слагающие земную кору.

Другие участки платформы с длительным погружением, с устойчивым накоплением отложений, покрывающие древний фундамент, называют плитами (см. рис. 11). В пределах плит встречаются толщи осадочных пород большой мощности и разного возраста. Промежуточное, переходное положение между щитами и плитами занимают склоны щитов с их постепенно погружающимся древним складчатым фундаментом. Часто границы между щитами и плитами сопровождаются образованием крутых перегибов — флексур. Среди фундамента платформ выделяются и наиболее глубоко погруженные участки, пережившие весьма устойчивое и длительное опускание. Их называют синеклизами (впадинами).

На границе между отдельными синеклизами и прилегающими частями платформ часто встречаются сбросы и разломы, благодаря которым склоны синеклиз приобретают ступенчатый характер. О большой глубине прогибания синеклиз можно судить по мощности заполняющих их осадочных пород, достигающей 5—8 км. Синеклизы являются устойчиво развивающимися отрицательными структурными элементами платформ. Противоположностью синеклиз служат антеклизы — поднятия с небольшой мощностью покрова осадочных пород.

Таким образом, древний фундамент платформы разделяется на крупные положительные (поднятия) и отрицательные (погружения) структуры.

Складчатый фундамент платформ покрыт толщей осадочных пород — платформенным чехлом (верхний этаж в строении платформ).

Осадочные породы — это отложения неглубоких морей, прибрежные и лагунные образования, отложения побережий, низких заболоченных равнин и древних дельт или осадки озер и рек. На платформах сохранились и континентальные отложения, они известны, например, на большой площади пустынь и полупустынь (отложения девонских пустынь). Для платформенного чехла характерно ограниченное распространение изверженных пород. Изверженные породы в платформенных областях чаще всего образуют покровные излияния большой площади, связанные с развитием трещинных излияний диабазовой и базальтовой лав. В отдельных частях платформы в толще осадочных образований заключены массивы изверженных пород, но они редки и менее характерны по сравнению с обширными покровами базальтов, часто имеющих большое значение в строении и рельефе платформенных областей. Породы осадочного чехла, как правило, слабо нарушены, залегают спокойно.

Прочный фундамент основания платформы определяет и ее отношение к горообразовательным движениям. Он реагирует на эти движения только разломами, перемещениями и опусканиями отдельных частей. Линии разломов разбивают фундамент платформы на сложную мозаичную систему глыб, которые вовлекаются в преобладающие восходящие движения (поднятия) среди положительных структурных элементов платформы или в преобладающие опускания среди отрицательных.

В развитии платформы основное значение имели колебательные движения земной коры. Считают, что колебательные движения платформ были связаны с изменениями вещества в мантии Земли, уплотнением (или сжатием) вещества в одни периоды времени и расширением его в другие. Особенностью колебательных движений в платформенных областях был небольшой размер поднятий и погружений.

В эпохи преобладающего опускания платформ на них широко разливались морские воды и большая часть платформенной области представляла собой неглубокое море.

Различия в структуре платформ, отмеченные выше, оказывали большое влияние на географические условия. На месте щитов со свойственным для них восходящим движением господствовала устойчивая суша, а участки антеклиз нередко были островами среди платформенного моря. Синеклизы со свойственными для них преобладающими и длительно продолжающимися опусканиями становились областями устойчивых морских впадин, интенсивно заполняющихся морскими отложениями. В эпохи освобождения платформы от морских вод (регрессии моря) и преобладания на платформе поднятий среди синеклиз могли еще в течение некоторого времени сохраняться остаточные — замкнутые морские водоемы.

В современном географическом облике поверхности суши платформы выражены в одних местах обширными материковыми равнинами (Русская равнина, Западно-Сибирская низменность, Северо-Американская равнина, низменность Амазонки), в других, где поверхность платформ была высоко поднята молодыми движениями земной коры, — обширными плато (Средне-Сибирское плоскогорье, плато Деккан в Индостане, Бразильское плато в Южной Америке). Древние выступы фундамента платформ — щиты образуют в современном географическом облике материков большей частью плато и нагорья (плато Карелии и Кольского полуострова, Алданское нагорье, плато Канады, Африканское плато и плато Западной Австралии). Под мощным ледниковым покровом Антарктиды скрывается сложно расчлененное плато антарктического щита.

Геосинклинальные области. Геологическое строение геосинклинальных областей существенно отличается от строения платформ. В геосинклинальной области четкое разделение на структурные этажи отсутствует. Толща пород

геосинклинали большой мощности (часто свыше 10—15 км) смята в сложные складки, прорванные многочисленными и разнообразными телами изверженных пород. В разных частях материков складчатые пояса геосинклиналей имеют разный возраст.

В истории Земли различают следующие периоды развития складчатости:

Геологические эры и периоды	Название складчатостей
Архейская эра	Несколько эпох складчатости
Протерозойская эра	То же
Конец протерозоя-начало кембрийского периода	Байкальская складчатость
Силурийский-девонский периоды	Каледонская »
Каменноугольный—пермский периоды	Герцинская »
Юрский—меловой периоды	Мезозойская »
Третичный—четвертичный периоды	Альпийская »

Имея различный возраст основной складчатости, геосинклинальные области в то же время отличаются некоторыми сходными чертами развития. Все геосинклинальные области первоначально переживают период длительного погружения, сопровождающегося накоплением мощных толщ отложений. В этот период геосинклинальная область представляет море, нередко с отдельными островами или архипелагами, часто вулканического происхождения. Длительное погружение и морской режим сменяются в конце концов поднятиями. В это время все большее и большее место среди первоначального геосинклинального моря начинают приобретать острова, их площадь увеличивается, и образуется море, усеянное архипелагами островов. Но море все больше уступает место поднимающейся суше. Оно сохраняется лишь в отдельных впадинах между островами, но вскоре покидает и впадины, которые превращаются в низкие равнины. Между низкими равнинами с болотами и реками возвышаются все быстрее и быстрее растущие горные цепи.

Изменение географических условий геосинклиналей связано с развитием горообразовательных движений. В первый

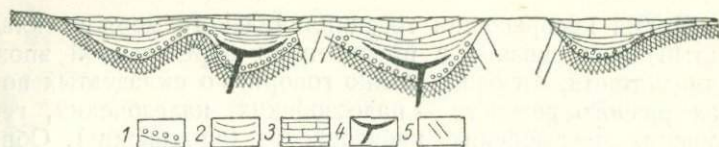


Рис. 12. Схема строения земной коры геосинклинальной области:

1 — грубообломочные отложения; 2 — осадочные породы; 3 — известняки; 4 — изверженные породы; 5 — тектонические разрывы (одна из начальных стадий развития геосинклинали по В. В. Белоусову)

этап движения земной коры проявляются в частых и различных по направлению колебательных движениях дна морского бассейна, в смене его относительных поднятий и погружений. Во второй этап господствуют восходящие движения, сопровождающиеся смятием в складки осадков, которые приводят к превращению геосинклинали в сложно построенную складчатую страну с горным расчлененным рельефом. Это является этапом замыкания геосинклинального режима. Значит, в истории развития геосинклиналей можно наметить такую последовательность:
Геосинклинальное море → складчатый пояс → горная страна.

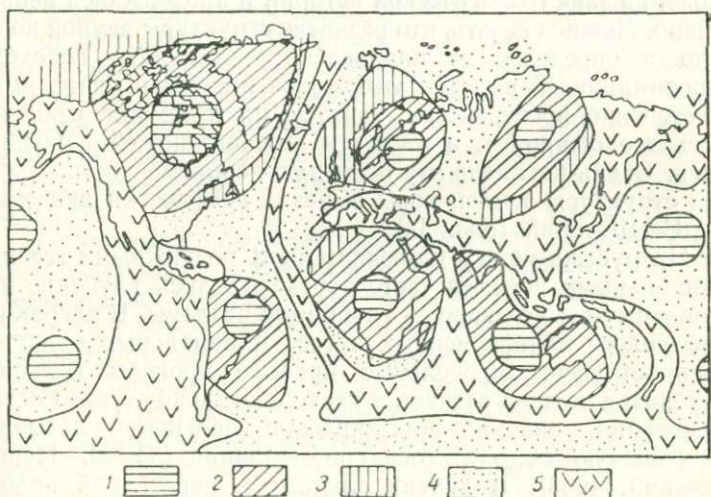


Рис. 13. Рост платформ за счет развития складчатости (по В. В. Белоусову):

1 — древнейшие участки платформ; 2 — каледонские платформы; 3 — герцинские платформы; 4 — альпийские платформы; 5 — альпийские геосинклинали

Время превращения геосинклинального моря в складчатый пояс связано с проявлением определенной эпохи складчатости, отсюда и можно говорить о складчатых поясах разного возраста — палеозойских, каледонских, герцинских, мезозойских, кайнозойских (альпийских). Образовавшийся на месте геосинклинали складчатый пояс в дальнейшем присоединяется к прилегающей платформе, входит в ее состав. Горные хребты вследствие замедления поднятий, под разрушающим действием рек, ледников, ветра постепенно снижаются. Слагающие их складчатые породы образуют фундамент новообразованной платформы, и на них формируется осадочный чехол. Таким путем платформы растут за счет все более и более молодых складчатых поясов, окружающих их (рис. 13). Происходит переход от геосинклинального развития к платформенному. Вспомним, что в основании древних платформ находится складчатый фундамент архейского или протерозойского возраста. Следовательно, наиболее древние платформы были в свое время тоже геосинклиналями и затем превратились в складчатые пояса, перешли на путь платформенного развития. Этот процесс перехода складчатых поясов в платформы начался на заре геологической истории и продолжался непрерывно. Можно сказать, что развитие структуры земной коры шло в определенном направлении — по пути перехода геосинклиналей в складчатые пояса и затем в платформы. Постепенно пространства, занятые платформами, становились все обширнее, а площади геосинклиналей сокращались. Очень наглядно эту основную закономерность развития структуры земной коры выразил графически академик Н. С. Шатский (рис. 14).

На рубеже между платформами и подвижными геосинклинальными поясами часто образовывались глубокие нарушения в земной коре — глубинные разломы. В пограничной полосе платформенных и геосинклинальных областей распространены продольные краевые прогибы большой глубины с толщей осадков в несколько километров. Состав отложений, заполняющих краевые прогибы, указывает на большую скорость осадконакопления (Ю. М. Пуцаровский, 1959). В других случаях в переходной полосе от платформы к геосинклиналям формируются поперечные краевые структуры. Выражаются поперечные структуры разнообразно. В одном случае это ограниченные линиями разломов впадины, в другом — прогибы.

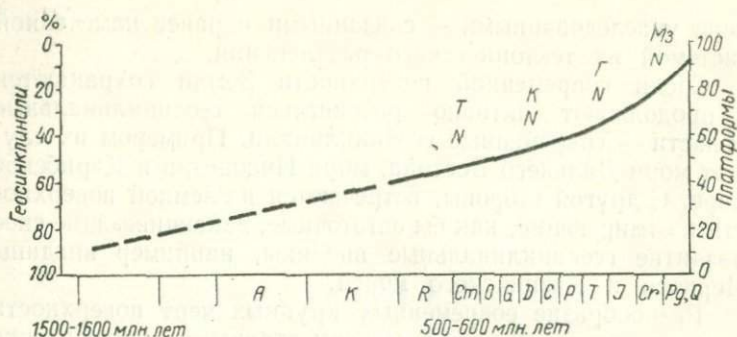


Рис. 14. Развитие структуры земной коры (по Н. С. Шатскому). С течением геологического времени уменьшается площадь геосинклиналей и возрастает площадь платформ

Следовательно, в развитии платформенных и геосинклинальных областей существует тесная связь, выражающаяся в наличии переходной полосы между ними. Последовательность развития структур земной коры, согласно взглядам большинства исследователей, идет по пути постепенного перехода геосинклинальных областей в платформенные.

Процесс перехода геосинклиналей в платформы и постепенный рост последних не приводят к ослаблению движений земной коры, к их замиранию. Возникают новые формы развития структур земной коры, которые одни исследователи (Николаев, 1955) называют послеплатформенным развитием, другие (В. В. Белоусов, 1954) — «активизацией» платформ.

Активизация платформ проявляется очень разнообразно. В одной части платформ образуются сводовые поднятия, разбивающиеся системой разломов, по которым идет обрушение отдельных частей и образование глубоких впадин. К такого рода образованиям принадлежит глубокая впадина озера Байкал и глубокие долины с озерами в восточной Африке. В других частях платформ создаются высоко поднятые горные территории глыбового характера, отделенные глубоким прогибами и впадинами. Намечается известная зависимость форм движения при активизации платформ от предшествующего их расчленения. Молодые (развивающиеся преимущественно в третичное-четвертичное время) движения активизации платформ являются в известной

мере унаследованными — связанными с ранее намеченной системой их тектонического расчленения.

Среди современной поверхности Земли сохраняются и продолжают активно развиваться геосинклинальные области — современные геосинклинали. Примером их служат моря Дальнего Востока, моря Индонезии и Карибское море. С другой стороны, встречаются на земной поверхности и отмирающие, как бы остаточные, заканчивающие свое развитие геосинклинальные впадины, например впадины Черного и Каспийского морей.

Разнообразие современных крупных черт поверхности земного шара в большой степени отражает распределение и соотношение структурных элементов земной коры, находящихся в разных стадиях развития, в различных, порою сложных соотношениях друг с другом.

В настоящее время в геологии и географии широко распространено представление о том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей. Это представление основано на том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей. Это представление основано на том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей.

В настоящее время в геологии и географии широко распространено представление о том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей. Это представление основано на том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей. Это представление основано на том, что в настоящее время на Земле преобладают геосинклинальные области, которые являются центрами развития новых геосинклинальных областей.

Глава третья

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

Современные материки пережили долгую и сложную историю развития. Много раз на их поверхности моря сменяла суша, высоко поднимались горы, уходя своими вершинами в облака. А затем неустанно идущие процессы разрушения уничтожили горы. На их месте создавались поверхности пологоволнистой равнины — пенеплена.

Мощные горообразовательные движения не раз сжимали в складки подвижные участки геосинклинальных поясов, создавали на их месте новые растущие горы. В истории развития материков можно выделить этапы особенно оживленных изменений — периоды геологических революций, сопровождающихся складчатостью. Их сменяли длительные периоды эволюционного развития с медленно, но неуклонно развивающимися движениями земной коры. Наиболее древние части материков созданы допалеозойской (архейской и протерозойской) складчатостью. Они образуют наиболее устойчивые части материков — древние щиты. В пределах щитов допалеозойский складчатый фундамент непосредственно выходит на поверхность. Древние щиты представляют как бы древнейшие ядра материков, вокруг которых шло нарастание более молодых структур.

В пределах Советского Союза известно несколько древних щитов (см. рис. 15). Балтийский щит занимает Кольский полуостров и Карелию, продолжается на прилегающие части Скандинавского полуострова. Погружаясь на юг и восток, поверхность древнего фундамента Балтийского щита образует основание Русской платформы. Поднятие кристаллического фундамента в южной части Русской платформы образует Украинский щит. В пределах Сибирской

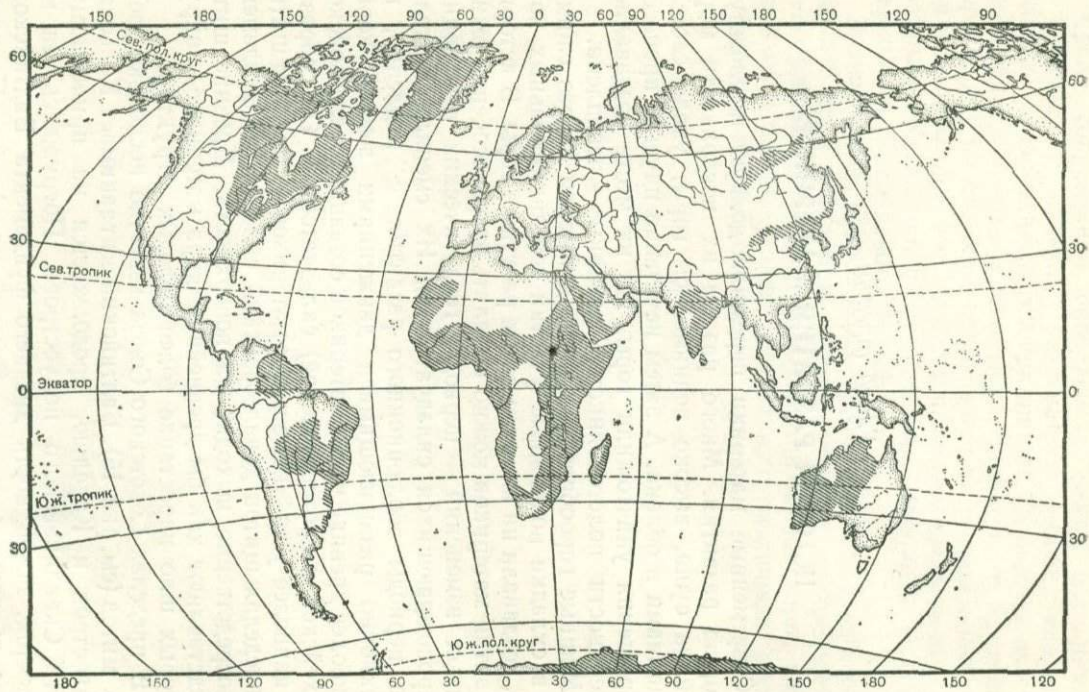


Рис. 15. Древнейшие части суши—материковые щиты (заштрихованы)

платформы выделяется обширный Алданский щит, а в ее северной части известен выступ древнего фундамента — Анабарский массив, Оленекский массив. В зарубежной части Азии находятся Аравийский щит, Индостанский щит и в Восточном Китае и Корее — Сино-Корейский щит.

Западная часть Австралии занята древними структурами Австралийского щита с отдельными впадинами среди него. Большую площадь занимает древний Канадский щит в Северной Америке; на севере он простирается до полярного побережья материка; на юге он ограничен полозой Великих озер. Далее на юг и на север фундамент погружается, уступая место отложениям платформенного чехла. Среди островов Канадского Арктического архипелага известны отдельные выступы — массивы докембрийских кристаллических пород. Самый большой на Земле остров Гренландия в преобладающей части представляет древний щит, только в его краевых частях мы находим более молодые складчатые структуры. В Южной Америке выделяются Гвианский и Бразильский щиты. На далеком юге — в Антарктиде также существуют древнейшие структуры в форме обширного Восточно-Антарктического щита, занимающего большую часть восточной половины материка.

Современные данные позволяют сравнить возраст горных пород, слагающих древние щиты материков.

Абсолютный возраст горных пород, слагающих древние щиты материков

Название щита	Возраст пород (в млн. лет)
Балтийский	1200—2400 ¹⁾
Украинский	1200—2600
Алданский	1800—1900
Индостанский	1600—2300
Австралийский	1190—2300
Африканский	1700—3000
Гренландский	1800—2200
Канадский	1200—2900
Бразильский	1000—1100 (возможно наличие более древних пород)

¹⁾ В обломках здесь известны породы с возрастом до 3500 млн. лет.

Для оценки возраста пород, слагающих кристаллические щиты, полезно вспомнить, что наиболее древние породы, известные на Земле, имеют возраст 3500 млн. лет. В докембрийское время отмечено несколько примерно одновременных периодов складчатости. По данным абсолютной геохронологии, наиболее древние из известных нам имели место 2000 млн. лет тому назад, а наиболее молодые — от 550 до 1000 млн. лет (А. И. Тугаринов, 1956). В эти древнейшие эпохи горообразования и создавались структуры материковых щитов.

Интересные исследования древнейших горных пород Сибири выполнила Н. В. Фролова. По ее данным, они образовались за счет разрушения первоначальной земной коры, имевшей состав, близкий к основным породам — базальтам.

В докембрийское время уже отчетливо наметилось различие в путях развития древних материковых щитов и прилегающих к ним плит.

В дальнейшем судьба отдельных материковых щитов складывалась различно. Одни из них устойчиво поднимались в течение большей части длительного геологического времени. На их поверхности под небольшой мощностью покровом новейших (четвертичных) отложений или непосредственно на поверхности выходит древний кристаллический фундамент (Балтийский щит, Канадский щит). Другие щиты испытывали в течение геологической истории наряду с длительными поднятиями и погружение. Их поверхности заливались морями, оставившими отложения различного возраста (Украинский и Бразильский щиты). Наконец, некоторые из щитов, как, например, Сино-Корейский, оказались в дальнейшем глубоко опущенными. Только на небольшой площади в его пределах выходят на поверхность или залегают близко к ней породы древнего фундамента. В периоды интенсивного проявления горообразовательных движений щиты разбивались разломами на сложную систему отдельных глыб. На месте поднятых глыб создавались горные массивы, на месте впадин — равнины, озера, а нередко и моря. После длительного, продолжавшегося многие миллионы лет, континентального периода развития щитов их поверхность в значительной части представляла невысоко поднятые равнины — пенеплены.

Вслед за периодами одряхления рельефа щитов, образования на их поверхности пенеплена горообразовательные движения нередко снова разбивали и дробили древний

фундамент, создавая мозаику в разной мере поднятых глыб. Конечно, не все материковые щиты одновременно пережили периоды поднятия или выравнивания своей поверхности. Намеченные черты географического развития щитов в геологическом прошлом сохраняют значение и в современную эпоху. Глыбовые движения, разделение щитов на различно поднятые по линиям разломов участки отчетливо проявляются в современном их рельефе. В этом смысле показательно, что, например, Кольский полуостров разделяется на ряд отдельных неравномерно поднятых глыб (см. рис. 16). Современное Белое море находится во впадине Балтийского щита, к впадине среди Канадского щита приурочен обширный Гудзонов залив. Значительная часть поверхности материковых щитов в настоящее время благодаря недавним поднятиям представляет плато, среди которых нередко выделяются массивы глыбовых горных стран.

Еще в докембрийское время наметилось выделение на платформах наряду со щитами плит. Платформы пережили сложные колебательные движения, поверхность их часто заливалась морями. С течением времени среди платформ все резче и резче стали выделяться впадины (синеклизы) и прогибы с большой мощностью отложений, с устойчивым морским режимом. Рядом со впадинами были поднятые участки древнего фундамента платформы с преобладающими восходящими движениями, определяющими господство континентальных условий на этих участках. На опущенных участках платформ — плитах шло накопление большой мощности осадочных пород (см. рис. 17). Изменение положения поднятий и впадин все больше и больше усложняло строение платформ. Смена географических условий на платформах выражалась в чередовании равнинной суши и неглубокого моря. Море заливало не

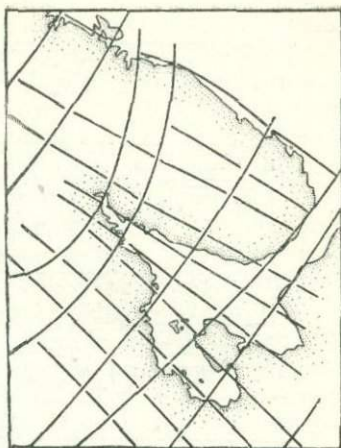


Рис. 16. Основные линии разломов земной коры на Кольском полуострове и в Карелии (по Г. Д. Рихтеру)

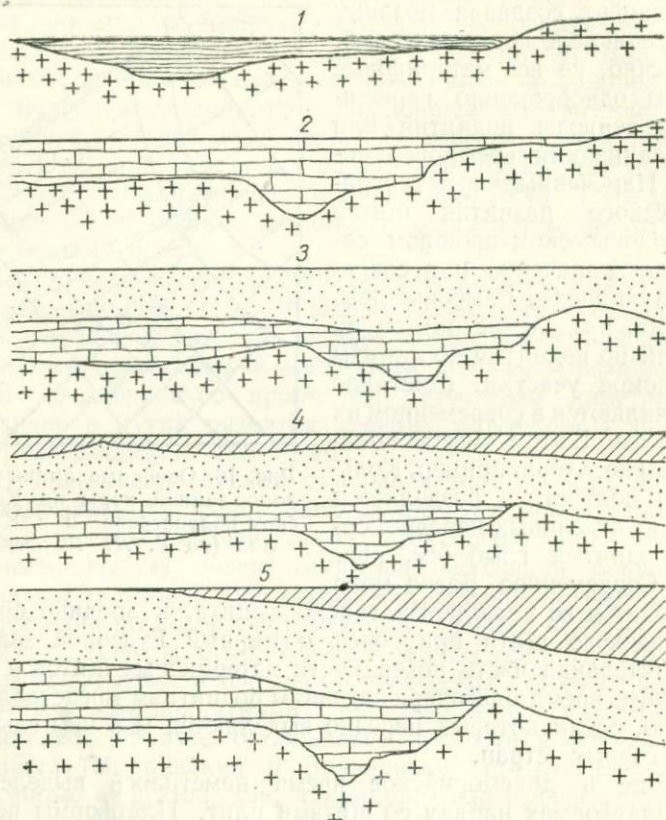


Рис. 17. Развитие строения Русской платформы. Профили с запада на восток через Русскую платформу показывают, как с течением геологического времени изменилось ее строение:

1 — начало кембрия; 2 — начало среднего девона; 3 — начало верхнего карбона; 4 — средний карбон; 5 — начало пермского периода

только впадины платформы, хотя особенно устойчиво задерживалось в них, оно покрывало водами и расчлененный равнинный рельеф. Поэтому морское дно было сложно расчленено, среди него были многочисленные, но небольшие по амплитуде поднятия и впадины, а это в большей мере определяло разнообразие жизненных условий организмов.

Затем наступали периоды морской регрессии — море начинало отступать, постепенно освобождая пространства

платформы. Многочисленные лагуны, озера и болота еще оставались после уходящего моря на вновь возникающей платформенной суше. В них шло накопление солей и соленых отложений, давших ценные месторождения химического сырья, или развивались болота и торфяники, давшие начало образованию месторождений угля. Иногда море оставалось в некоторых частях платформы до недавнего геологического времени. Например, на Русской платформе еще в четвертичное время по низкой Манычской ложбине происходило временное соединение между Черным и Каспийским морями. В то же время преобладающая часть Русской равнины давно, еще с палеозойского, в других частях — с мезозойского, времени, стала сушей и длительное время подвергалась размыву и разрушению.

В истории других платформ большое значение имели вулканические извержения. На Сибирской платформе на большой площади распространены покровы изверженных пород базальтового состава — траппов. Древние лавы покрывают большие площади и на некоторых других платформах — Индостанской, Африканской, Бразильской и Антарктической. Мощность вулканических покровов на поверхности платформ может быть очень велика. Например, на полуострове Индостан она достигает 2000 м.

Можно поставить вопрос о том, распространялись ли древние платформы только в пределах современных материков, или они могли далеко уходить за береговые линии в область дна современных океанов. Имеющиеся по этому вопросу сведения ограничены. Известно, что в прибрежной части материков наблюдаются сложные и разнообразные соотношения структур. Многочисленны случаи, когда отдельные складчатые структуры срезаются береговой линией так, что можно считать вполне вероятным их продолжение на прилегающее дно океана.

На берегах Атлантического океана, как на это обратил внимание Г. Лис (1954, 1959), докембрийские складчатые структуры продолжаются с материков прямо в океан. Аппалачские структуры вблизи острова Ньюфаундленд поворачивают в океан. Наиболее вероятным представляется, что материковые структуры разного возраста непосредственно распространяются в пределах материкового мелководья и материкового склона.

Известны отдельные случаи более далекого распространения материковых структур в пределы океанического дна.



Рис. 18. Древняя платформа в северной части Атлантического океана.

Пунктирная линия показывает распространение каледонской складчатости. Между складчатыми поясами каледонид находится древняя платформа (штриховка)

Так, А. Гаснер (1954) показал, что Гвианский щит продолжался в область современного Атлантического океана. Поверхность его подверглась в мезозое сильному прогибанию. На ней отложилась двухкилометровая толща меловых осадков. Источником для меловых отложений служили продукты разрушения суши, находящейся на востоке, в глубинах Атлантического океана. В течение верхнего

триаса и юрского времени суша распространялась, по данным Умбгрове (1947), к западу от Конго. Для нижнего палеозоя известно распространение суши в пределах Норвежского моря, откуда обломочный материал сносился в геосинклинальное море Норвегии (Хольтедаль, 1920). В девонском периоде суша распространялась к востоку от Южной Америки, в южную часть Атлантического океана. Изучение геологического строения южной Африки показало, что суша на месте южной части Атлантического и прилегающей части Индийского океана распространялась к югу от Африки. Эта суша существовала в верхнем палеозое и начале мезозоя (Белоусов, 1955). Наиболее молодые участки суши отмечаются для северной части Атлантического океана, где суша, занимающая большую площадь между берегами Западной Европы и Северной Америки, опустилась только в конце третичного или даже в четвертичном периоде. Существование обширной суши — Гондваны — предполагалось для больших пространств Индийского океана. По мнению одних исследователей, Гондвана могла включать Африку, Аравийский полуостров, Индостан и Бразилию, а на востоке протягивалась до островов Индонезии и Австралии. На юге в состав гондванской суши могла входить Антарктика (Штилле, 1948). Исследованиями последнего времени в значительной мере сокращаются возможные границы распространения гондванского материка в Индийском океане. Р. Фербридж приводит доказательства в пользу очень

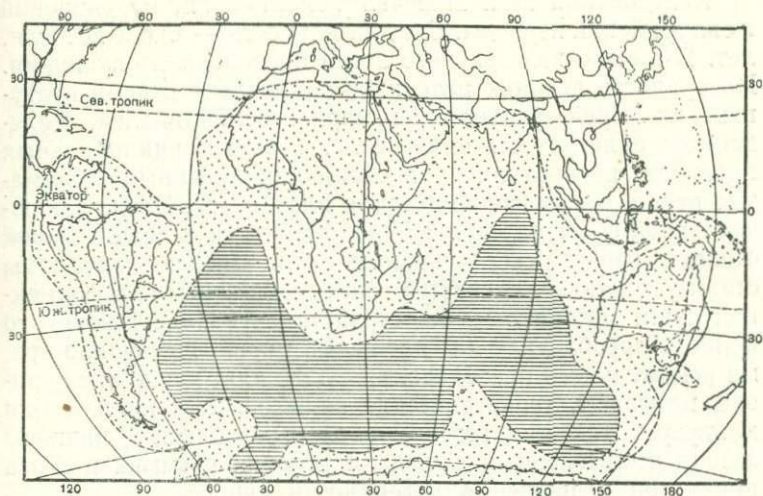


Рис. 19. Древняя суша Гондвана в южном полушарии по Умбгрове (точки — суша, штриховка — море)

древнего существования океанического пространства в восточной части Индийского океана.

Некоторые авторы (Лукашевич О. Г.) считали возможным существование суши в центральной части Тихого океана еще с мезозоя. Для хорошо изученных окраинных частей материков (Западной Европы, Северной Америки) устанавливается, что в пределах материкового склона происходит довольно резкое погружение палеозойского складчатого фундамента и на его поверхности залегают морские и континентальные отложения мезозойского возраста. На восточном побережье Гренландии погружение краевой части суши были еще более молодыми, потому что погружены под уровень моря мощные толщи базальтов, образовавшиеся в третичное время.

Мы уже говорили о том, что рост материков в геологическом прошлом происходил благодаря обрастанию древних ядер материков — материковых щитов все более и более молодыми складчатыми поясами. Образование складчатых поясов на месте геосинклиналей было связано с эпохами развития горообразовательных движений — эпохами складчатости, завершавшими крупные этапы развития тектонических движений.

Каледонский этап включал кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. Его длительность — около 200 млн. лет. В начале каледонского этапа преобладали опускания. Поверхность древних материков заливалась водами наступающих морей, углублялись моря геосинклиналей. Каледонская складчатость смяла отложения геосинклинальных прогибов, превратила их в сложно построенные складчатые пояса, окружившие древние платформы. После заключительной фазы каледонской складчатости в значительной степени возросла общая площадь суши. Древние платформы стали устойчивее. В связи с общим поднятием платформенной суши материковые пространства в начале девонского периода преобладали над площадью морей. Наступило время решительного преобладания суши, или, как такие периоды называют, геократические периоды. Как на площади платформ, так и в геосинклинальных областях нижнего девона решительно преобладали условия размыва и сноса продуктов разрушения поверхности суши.

А. Б. Ронов и В. Е. Хаин получили интересные данные о соотношении площадей разрушения и накопления отложений в нижнедевонское время. В областях платформ поверхности размыва составляли 61 100 тыс. кв. км. В областях геосинклиналей поверхности размыва выражались величиной 20 300 тыс. кв. км. Для всей поверхности современных материков соотношение площадей размыва и накопления определяется так:

Области размыва	81,4 млн. кв. км
Области накопления	50,2 млн. кв. км

Следовательно, площади размыва и разрушения материков значительно превосходили в это время области накопления отложений. Нижний девон был не только одним из геократических периодов в жизни материков. Это время является важным рубежом в геологической истории. Начиная с нижнего девона и до пермского периода включительно развиваются тектонические движения герцинского этапа, длительность которого исчисляется в 135 млн. лет. Очень выразительно показывает географические изменения за герцинское время график изменения площади, занятой морем (рис. 20). Начиная со среднего девона господствующим до того континентальные условия сменяются опусканием поверхности материков. Все большие территории захватывает морская трансгрессия. Она достигла наиболь-

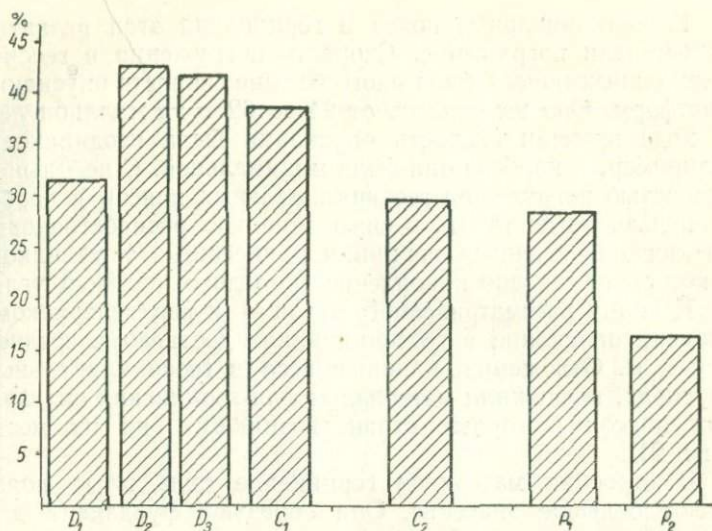


Рис. 20. Площади материков, покрытые морем (в % от общей площади суши) в отдельные периоды герцинского этапа (по В. Е. Хаину и Ронову)

шего распространения в среднем и верхнем девоне. Затем море снова начинает сокращать свою площадь, а одновременно с этим развивается погружение в геосинклинальных морях. В пермский период происходит главная фаза герцинской складчатости, после которой снова на поверхности материков становятся господствующими пространства суши.

Исследования А. Б. Ронова и В. Е. Хаина позволяют ответить на важный вопрос — как велика была скорость и размеры погружения земной коры в течение герцинского этапа. Выяснилось, что в течение нижнего девона (в начале герцинского этапа) платформы были слабо прогнуты (в среднем до 250 м). Затем они стали все сильнее и сильнее прогибаться и опускаться, и в конце этапа погружение платформ достигало в среднем 2000 м. Скорость погружения платформ не оставалась постоянной, она изменялась от 24 до 42 м за миллион лет. Общее поднятие платформ после герцинской складчатости сопровождалось широким распространением суши с условиями переменного-влажного, а в отдельных областях полупустынного и даже пустынного климата.

Геосинклинальные пояса в герцинский этап развития переживали погружение. Скорость погружения в геосинклинальных поясах была много больше скорости опускания платформ. Она изменялась от 24 до 62 м за миллион лет. В ходе времени скорость опускания была неодинакова. Например, в карбоне она была минимальной. С небольшой скоростью погружения геосинклинальных поясов в карбоне нельзя не поставить в связь широкое распространение низких заболоченных равнин и прибрежных торфяников, с которыми связано накопление громадных залежей угля.

К концу рассматриваемого этапа — к верхнепермскому времени опускание в геосинклиналях достигло в среднем 5 тыс. м. Отложения, накопившиеся в геосинклинальных прогибах, послужили материалом для герцинских складчатых поясов и горных стран, возникших на их месте (рис. 21).

В строении материков герцинские складчатые пояса имеют большое значение. Они образуют фундамент для более молодых частей платформ, которые в отличие от платформ с докембрийским фундаментом (древних платформ) называют молодыми платформами. К числу молодых платформ принадлежат обширные пространства Западно-Сибирской низменности, большие площади равнин Турана в Средней Азии. Герцинская складчатость создала Урал и горы Средней Азии, южной Сибири, многие горные страны Центральной Азии. Герцинской складчатостью созданы горные страны Центральной Европы, Аппалачские горы и Кордильеры.

К числу замечательных явлений верхнего палеозоя принадлежит развитие покровных оледенений на материках южного полушария. Для материков северного полушария следов оледенения этого времени не известно. Среди многочисленных мнений по этому вопросу больше других заслуживают внимания предположения авторов, связывающих развитие материкового оледенения в южном полушарии с условиями распределения суши и моря в то время, а также теплых и холодных морских течений.

В течение герцинского этапа стало еще более сложным строение материков, а вместе с тем увеличилась площадь материковых платформ.

Завершающим этапом в развитии материков явилось общее их поднятие. Вместе с вновь созданными герцинскими складчатыми поясами подняты были и поверхности

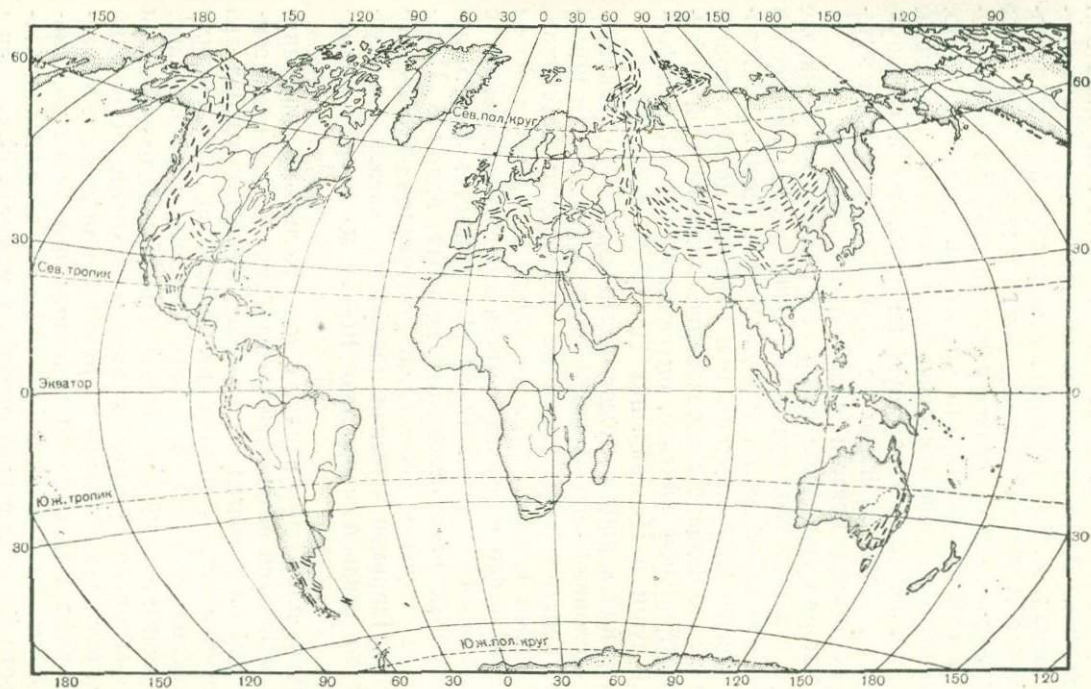


Рис. 21. Распространение герцинской складчатости на материках

древних платформ. Они вновь стали ареной разрушения и размыва, сноса и накопления отложений.

Следующим этапом в истории развития материков был мезозойский. Длительность мезозойской эры исчисляется в 125 млн. лет, за это время поверхность Земли претерпела много изменений. Прежде всего в мезозое еще более отчетливо наметилось резкое различие между платформенными и геосинклинальными областями. Это и понятно. За прошлую историю геологического развития платформы приобрели не только большую площадь, но и большую прочность, что было связано с окаймлением древних материковых щитов новыми складчатыми поясами.

В истории материков северного полушария в начале мезозоя и в триасовое время наблюдается одна интересная черта — это трансгрессия моря, идущая с севера, со стороны Северного Ледовитого океана. Развитие морской трансгрессии было связано с образованием океанической впадины в центральной Арктике, опусканиями бывлой платформенной суши в Центральном Полярном бассейне.

В юрский период господствовавшие до этого геократические условия — преобладание суши — сменяются широким распространением морей на поверхности материков. Среди морей юрского периода наиболее распространены открытые, широко сообщающиеся морские бассейны с разнообразной жизнью. В платформенных морях мелового времени шло отложение меловых пластов. Платформы в мезозое переживали опускания небольшого размера. Например, Русская платформа переживала опускания со средней скоростью 10—11 м за один миллион лет.

Другие платформы наряду с колебательными движениями подвергались раздроблению глубокими разломами земной коры, по которым открывались пути для выхода лав на поверхность. Большие излияния лав происходили в начале мезозоя на Сибирской платформе и в Индостане, в Северной и Южной Америке, Антарктиде. В тесной связи с раздроблением древних платформ находится еще одно знаменательное событие — разрушение и опускание в мезозое древнего Гондванского материка; опускание дало начало образованию западной части Индийского океана, южной части Атлантического океана, а, может быть, в связи с этим находится и возникновение южных частей Тихого океана.

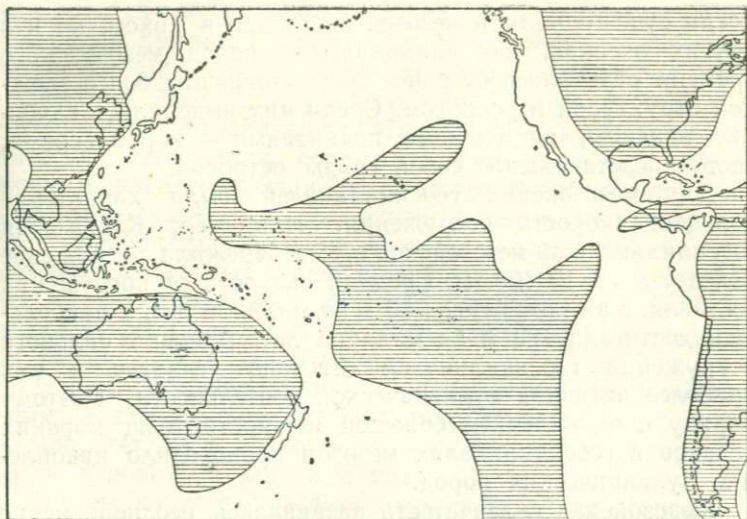


Рис. 22. Схема распределения суши (заштрихована) и моря в верхне-триасовое время (по К. Лукашевичу).

С мезозойского времени, вероятно, начался новый процесс — образования, расширения и углубления океанов, происходящий отчасти и за счет опускания и раздробления древней платформенной суши.

Среди геосинклинальных поясов мезозоя отметим далеко протянувшийся через Средиземное море на восток геосинклинальный бассейн Тетис. На востоке Азии с севера на юг протянулся геосинклинальный бассейн — Восточно-Азиатский. По восточной окраине Тихого океана далеко, на многие тысячи километров, протянулась Кордильерская геосинклиналь. Прямым ее продолжением на юге являлась Антарктическая геосинклиналь. По современным данным, представляется возможным соединение Восточно-Азиатской геосинклинали с Кордильерской. Соединение это могло происходить через пространства Центральной Арктики — хребет Ломоносова.

Французский геолог Э. Ог предполагал, что в мезозойское время в центральной части Тихого океана находился обширный материк. Л. Кобер считал, что материковые площади на месте платформ и разделяющие их геосинклинали

могли существовать в мезозое не только в Тихом, но и в других океанах. Геосинклинальные пояса мезозойского времени отличались от ранее существовавших более сложной структурой и рельефом. Среди них выделялись глубокие впадины, разделенные поднятиями — кордильерами, часто представлявшие собой гряды островов.

Для мезозойских геосинклиналей была характерна большая скорость погружения. Например, Кавказская геосинклиналь за мезозойское время пережила погружение более чем на 10 тыс. м. Средняя скорость ее погружения составляла за этот период 80 м за миллион лет, а наибольшая достигала 189 м за миллион лет. Времени сильного погружения геосинклиналей отвечало развитие в них наиболее активной вулканической деятельности. Поэтому наряду с накоплением большой мощности толщ морских осадков в геосинклиналях мезозоя происходило накопление вулканических пород.

Мезозойская складчатость развивалась неодновременно в разных частях земной поверхности, разделяясь на отдельные фазы. Наиболее ранняя из них проявилась в Триасе. Одной из важных фаз мезозойской складчатости была верхнеюрская. С ней связано образование складчатых поясов на месте Восточно-Азиатской геосинклинали и создание Невадийской складчатой зоны в Северной Америке. В конце верхнемелового времени получила развитие ларамийская складчатость, создавшая систему Скалистых гор в Северной Америке и проявившаяся также в Андах. В конце мезозоя складчатость захватила и Антарктическую геосинклиналь. Благодаря этому Тихий океан оказывается со всех сторон окруженным мезозойскими складчатыми поясами.

Развитие мезозойской складчатости заканчивается общим поднятием материков северного полушария. В то время суша распространяется не только на месте современных материков. Она занимает пространства дна современных мелководных морей вокруг центральной — глубоководной части Северного Ледовитого океана. Центральный Полярный бассейн в то время представлял замкнутое море.

Иначе складываются географические условия в южном полушарии.

В конце нижнего и начале верхнего мела окончательно разрушается Гондванский материк. Опускаясь под уровень моря, он дает начало образованию новых океанических пространств Индийского океана, а вместе с этим устанавли-

ваются в близких к современным очертаниях конфигураций материков Африки и Австралии. Мезозойские горообразовательные движения на материках южного полушария, кроме Южной Америки, крайнего юга Африки и Западной Антарктиды, не развивались. Их заменяли активные вулканические извержения, сопровождавшие последние погружения Гондванской суши, вслед за которыми на материках южного полушария в верхнемеловое время распространилась морская трансгрессия. В конце мезозоя современные материки в основных чертах приобрели площадь, а в отдельных частях и очертания, близкие к современным. В то же время мезозой является временем формирования океанов, их расширения и углубления.

В нашем обзоре истории материков мы подошли к последнему ее этапу — этапу короткому, длительностью всего 60 млн. лет, но в то же время исключительно интересно-му и важному в жизни Земли.

Одним из самых выдающихся событий геологической истории в течение кайнозойской эры является появление и развитие человека. Период, в течение которого происходило обособление и развитие человеческого рода, называют антропогеном или четвертичным периодом. Для рассматриваемого отрезка геологического времени, сливающегося с историческим временем, переходящим в современную геологическую эпоху, характерно все большее и большее приближение географического облика земной поверхности к современному. Привычные и хорошо знакомые нам очертания материков и островов, крупные черты рельефа суши и дна морей и океанов создавались в течение антропогена. Изменения в географическом облике земной поверхности, происходившие в антропогене, были в большой степени подготовлены развитием и изменением земной поверхности в кайнозое. Мезозойская складчатость создала горные страны далеко не во всех геосинклинальных поясах. В некоторых из них она только усложнила их строение, а морской режим сохранялся до более позднего — кайнозойского времени.

В третичное время многие из сохранившихся после мезозойской складчатости геосинклинальных поясов служили областями проявления альпийской складчатости, создавшей на их месте молодые — альпийские складчатые структуры и высокие горные страны.

Альпийская складчатость наиболее интенсивно проявилась в области геосинклинального бассейна Тетис, занимаю-

щего современное Средиземное море вместе с прилегающими краевыми частями южной Европы и Северной Африки и продолжающегося в Южную Азию. Альпийской складчатостью были созданы горные страны: Альпы, затем горные страны южных полуостровов Европы, горные хребты Северной Африки. Широким поясом альпийская складчатость распространилась далее на восток, захватив южную окраину Азии. Ею были созданы горные страны Ирана и Афганистана, северной Индии, юго-западного Китая, Бирмы и Индонезии (рис. 23). От индонезийского архипелага альпийская складчатость далеко распространилась на юг, до островов Новой Зеландии и материка Антарктиды.

На северо-востоке нашей страны альпийская складчатость захватила краевые части азиатского материка и далее перешла на тихоокеанское побережье Северной Америки, сформировав высокие и сложно построенные прибрежные горные хребты, отчасти опущенные в прибрежной части материка под современный уровень Тихого океана. Через Центральную Америку она распространилась на юг, воздвигнув высочайшие и труднодоступные хребты Анд.

В ранее созданных складчатых поясах альпийская складчатость проявилась в форме разломов, поднятий и опусканий по ним. Вдоль разломов появились вулканы, выбрасывались на поверхность большие массы лавы, образовавшие лавовые потоки и покровы.

Активная вулканическая деятельность сопровождала развитие альпийской складчатости не только на поверхности суши, но и на дне океанов. К этому времени, вероятно, относится возникновение многочисленных подводных вулканических гор и большой протяженности подводных вулканических нагорий, увенчанных вулканическими островами, среди Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Разломы земной коры глубоко разбили древний Атлантический материк в северной части Атлантического океана, и среди его опущенных пространств обособился вулканический остров Исландия с мощным, достигающим 3500 м фундаментом из базальтов. В Гренландии и вдоль окраинных частей Центрального Полярного бассейна дробилась земная кора, разрушались древние структуры и создавались поверхности вулканических равнин и плато.

Сложные движения происходили в эпоху развития альпийской складчатости в геосинклинальных поясах того времени. Например, среди геосинклинального бассейна

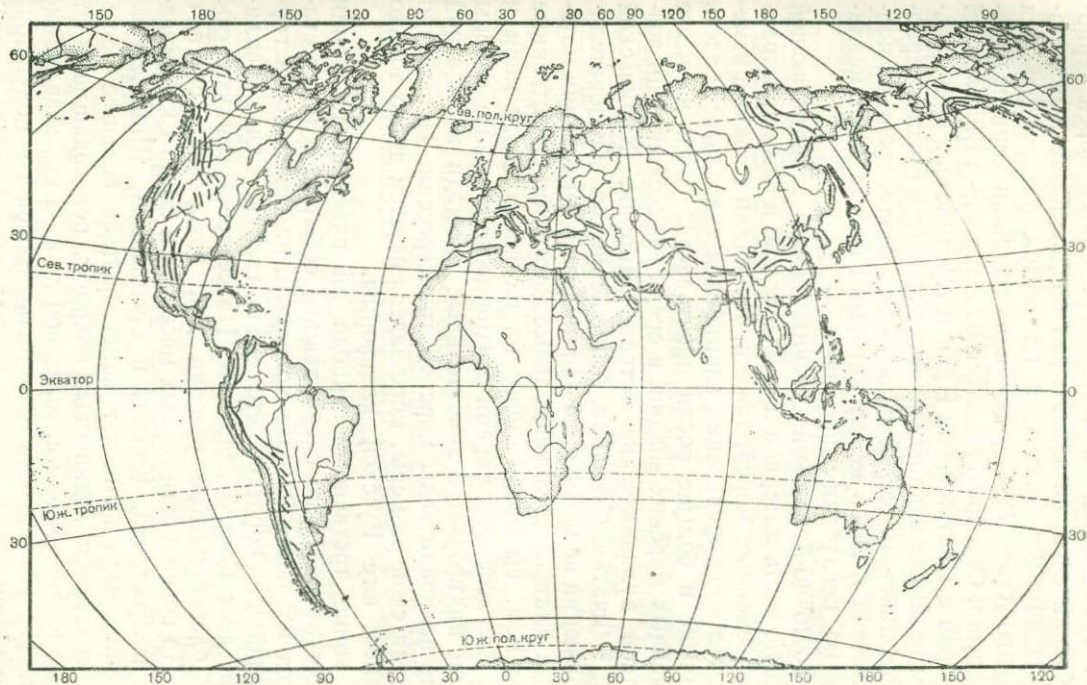


Рис. 23. Распространение альпидийской складчатости на материках

Тетис выделялось два самостоятельных моря. Одно из них занимало пространства современного Средиземного моря, но отличалось совсем другими очертаниями. Другой морской бассейн существовал на месте современных морей Черного и Каспийского, он захватывал предкавказье и межгорную впадину Закавказья, а на восток распространялся в Среднюю Азию. Между двумя названными морями находилась суша. Она протягивалась от Альп через Балканский полуостров в Центральный Иран и Афганистан. При дальнейшем развитии альпийской складчатости на месте Черного и Каспийского морей образуются изолированные морские бассейны, связь между которыми иногда восстанавливается по неглубоким проливам.

В Восточно-Азиатской геосинклинали, захватывающей восточную часть материка и прилегающие к нему пространства современных морей, тоже происходили сложные изменения. По мере проявления альпийской складчатости здесь все больше и больше росли пространства суши на месте современных морских впадин, и среди невысокой суши возвышались вулканические острова Японии, Курильской гряды, Камчатки, Сахалина. Альпийские горообразовательные движения не менее ярко проявились в изменениях материковых платформ. Колебательные движения, свойственные платформам, вызывали смену на их поверхности моря и суши. В палеогеновое время центральные и южные районы Русской платформы и значительные площади в Западной Европе заливали воды морской трансгрессии. Постепенно сокращая свои размеры, море задерживается долго только на самом юге Русской платформы.

В конце третичного периода на поверхности Земли происходит еще одно очень важное событие. Климат становится все более и более холодным, на поверхности горных вершин за короткое лето уже не тает снег. Он накапливается, дает начало ледникам. На севере возникают еще более благоприятные условия для накопления снега и льда. На поверхности горных массивов и плато Скандинавского полуострова, Канады и Гренландии, Шпицбергена и Новой Земли начинают накапливаться большие массы льда, создаются ледниковые покровы, переходящие в обширные и очень мощные, толщиной до 2—3 км, ледниковые щиты. На поверхности материков северного полушария также развиваются ледниковые покровы, наступает эпоха развития материкового оледенения, ледниковые щиты все

дальше и дальше распространяются на юг. Оледенение в меньшей степени распространяется на поверхности материков южного полушария, исключением был южный полярный материк — Антарктида, переживающая мощное материковое оледенение до настоящего времени.

В зависимости от сочетания географических условий на отдельных материках и в их отдельных частях оледенение наступало не одновременно, развивалось с разной активностью, захватывало различную площадь. В одних горных странах ледники выходили за пределы гор, спускались на равнины, а в других, например на Кавказе, ледники заканчивались относительно высоко в горах.

В течение четвертичного периода — антропогена было несколько эпох развития и распространения материковых льдов, чередовавшихся с более теплыми, межледниковыми эпохами.

В межледниковые эпохи уровень моря становился выше, на поверхности суши таяли громадные массы льдов и талые ледниковые воды проводили грандиозную работу по изменению земной поверхности. С материковым оледенением антропогена связано формирование многих черт современного рельефа поверхности материков северного и южного полушарий. В одних частях материков эти следы ярки и отчетливы, в других они сглажены и разрушены различными процессами неустанно идущего преобразования и изменения рельефа земной поверхности — деятельностью рек, ветра и пр. В одних частях разрушающая, а в других созидательная деятельность материкового оледенения создала большое разнообразие форм рельефа.

В течение последнего отрезка геологической истории Земли — антропогенового периода, длившегося миллион лет, происходило изменение поверхности материков не только под влиянием мощных покровов материкового льда и смены ледниковых и межледниковых эпох. Как и в далеком геологическом прошлом, в эту последнюю страницу геологической истории Земли разнообразно и активно проявлялись движения земной коры — тектонические движения. По предложению академика В. А. Обручева тектонические движения, развивавшиеся в течение второй половины третичного и в четвертичное время (антропогеновый период), стали называть **неотектоническими движениями**. Советским ученым принадлежит заслуга выделения и изучения этих наиболее молодых в истории

Земли движений земной коры, имеющих исключительно важное значение для создания современного географического облика земной поверхности.

Современное распределение суши и моря на поверхности Земли, очертания материков и островов, крупные черты рельефа суши — все это связано с проявлением разнообразных неотектонических движений. Новые исследования природы дна морей и океанов указывают, что разнообразие форм подводного рельефа связано также с молодыми тектоническими движениями, проявлявшимися на громадных пространствах дна мирового океана в форме подвижек по старым, ожившим линиям разломов и в виде поднятий и опусканий больших участков. В складчатых поясах неотектонические движения нередко имеют характер сводовых поднятий; центральная часть горной страны поднимается быстрее, а ее краевые части отстают.

Неотектонические движения переходят в современные движения земной коры, которые имеют то же направление, что и развивавшиеся когда-то ранее, т. е. являются унаследованными. По мере изучения как неотектонических, так и современных движений становится все более ясным, что они распределяются не случайно: проявление их связано с крупными структурами земной коры.

Платформы и геосинклинальные области в настоящее время имеют разный характер движений; эти движения происходят с разной скоростью и по разным направлениям.

Что же в современном географическом облике поверхности земного шара представляют собой платформы и геосинклинали?

Современные платформы — это пространства материков с их сложным и разнообразным рельефом. Среди них есть древнейшие части — древние материковые глыбы — щиты, окаймленные более молодыми поясами складчатости. Неотектонические движения неравномерно подняли и переместили пояса завершённой складчатости. В одних случаях они создали уходящие в облака горные вершины с постоянными ледниками на их поверхности, а в других — длительно идущее разрушение поверхности образовало волнистые равнины — пенеплены.

В отдельных частях материковые платформы дробятся, от них отделены глубокими проливами большие острова, как, например, Гренландия или Мадагаскар, величайшие острова мира. В других случаях на рубеже между матери-

ковыми платформами и дном океанов располагаются современные геосинклинальные пояса — современные геосинклинальные моря. Примером современных геосинклинальных морей могут служить моря Восточной Азии. Они обладают многими сходными чертами с геосинклиналями геологического прошлого. Значительная активность движений земной коры, большая скорость накопления отложений — все это свойственно современным геосинклинальным морям, как было свойственно бывшим геосинклиналям. Даже глубинные разломы земной коры, далеко уходящие под толщу коры, эти полосы крупнейших нарушений, столь характерные для прошлых геосинклинальных поясов, имеются и в современных геосинклиналях. К современным разломам приурочены глубочайшие участки океанического дна — абиссальные океанические желоба с глубинами более 6—7 км. Другие из современных геосинклинальных морей, например Черное или Каспийское моря, представляют остатки бывших более обширных геосинклинальных бассейнов.

Моря Индонезии дают нам пример еще одного интересного типа современных геосинклинальных морей. Они находятся среди архипелага островов и отличаются очень изменчивыми глубинами, от обширных мелководий до глубоких морских впадин в несколько тысяч метров.

Современные геосинклинальные моря разнообразны. Моря Восточной Азии мы можем назвать окраинно-материковыми геосинклинальными морями, моря Черное и Каспийское — внутриматериковыми геосинклинальными впадинами, а моря Индонезии — межостровными геосинклинальными морями.

За долгий путь геологического развития материков произошло не только усложнение их структуры, но разнообразнее стал и их рельеф. В краевых частях многих материков произошли в недалеком прошлом опускания. Образовались пространства материкового мелководья (шельфа).

В отдельных океанах, в особенности Северном Ледовитом океане, ширина материкового мелководья очень велика, достигает многих сотен километров. Здесь на материковом мелководье распространены современные трансгрессионные шельфовые моря.

В развитии структуры земной коры наметились новые направления — процессы активизации прочных, казалось бы спокойных, платформенных областей. Неотектонические

движения в отдельных частях материковых платформ проявляются с особенной напряженностью, создавая среди них участки нередко большой площади, с сильно расчлененным рельефом, с большим размахом перемещения отдельных частей платформы. Такие платформы стали называть активизированными платформами (В. В. Белоусов). Среди материков мы встречаем сочетание активизированных участков платформ и более устойчивых платформенных структур. Это сочетание в большой мере определяет разнообразие рельефа современных материков.

К участкам активизированных платформ приурочен наиболее сложно построенный, а часто и контрастный рельеф материковых платформ, как, например, горы Тянь-Шаня, Алтая, горные массивы Восточной Африки или горные страны, окружающие впадину озера Байкал.

Устойчивые платформы в современном географическом облике материковых платформ сохраняют по преимуществу равнинный рельеф, иногда сменяющийся рельефом плоскогорий. Наиболее сложен рельеф современных геосинклинальных областей. Высокие страны с вулканическими массивами среди них сменяются низменными равнинами у побережий, глубокими впадинами геосинклинальных морей. Если мы учтем, что наиболее глубокие абиссальные океанические желоба, прилегающие к островам, достигают глубины более 7—8 км и даже до 11, то общее различие высот и глубин в пределах современных геосинклинальных областей, размах их рельефа может достигать величины в 15—18 км.

Мы попытались в этой главе перелистать страницы книги геологического прошлого материков. Всматриваясь в эти страницы, далеко не полно сохранившиеся в течение геологической истории, мы пытались набросать основные этапы истории формирования материков. Современные материки были созданы в далеком геологическом прошлом, их очертания и рельеф, поверхность и занятая ими площадь были мало похожи на существующие теперь. Много, много сотен миллионов лет, много разнообразных изменений и превращений пережили материки, прежде чем приобрели современный вид. Изменение земной поверхности идет постоянно. Незаметно, медленно развиваются современные движения земной коры. На несколько миллиметров в год поднимаются одни и опускаются другие участки суши.

Их движение подготавливает наступление — трансгрессию моря в одних частях материков и его отступление в других.

Земная кора живет напряженной жизнью. Вулканические извержения и сильные землетрясения напоминают нам, что там, глубоко в недрах земного шара, идет неустанный процесс развития вещества Земли; выделяются громадные запасы энергии, которые расходуются на движения земной коры, на развитие вулканизма. Современный лик материков — это одна из страниц продолжительной, но еще далеко не законченной истории, их развития.

Глава четвертая

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

Глубоко под водой лежит труднодоступное и малоизведанное дно океанов и морей. На современных детальных географических картах океанов еще сохраняются большие белые пятна. Ведь только в последние десятилетия, вооруженный новыми методами и знаниями, человек стал успешно изучать морское дно.

Звуковой промер, современные методы геофизических исследований, применение подводной фотографии, а в последнее время подводное телевидение приходят на помощь человеку в изучении природы морского дна.

Каждый год приносит новые, часто неожиданные открытия в изучении Мирового океана. Становятся известными новые громадной глубины океанические впадины и желоба, на картах появляется изображение ранее неизвестных подводных горных хребтов. Сложнее и в то же время полнее становится наше представление о природе морского дна. Познание природы морского дна было тесно связано с развитием мореплавания. Первоначально, плавая вблизи берегов, люди стали делать промеры в прибрежной полосе, на небольшой глубине.

По мере дальнейшего развития мореплавания уже в XVI в. появились промеры в открытом море. К числу первых промеров принадлежат измерения глубин в Баренцевом море, выполненные во время плаваний известного голландского мореплователя Виллема Баренца, в честь которого позднее и было названо это море.

Затем, когда мореплователи вышли на океанские пути, измерять глубины в океанах стало необходимостью. Представление о природе дна океанов было вначале часто фанта-

стичным, связанным больше с легендами, чем с точными знаниями. С большим трудом производился глубоководный промер, редкие цифры его давали смутные представления о распределении морских глубин.

Океанографические экспедиции и замечательные кругосветные плавания русских и западноевропейских моряков в XIX в. дали массу новых сведений об океанах; впервые стало известно действительное распределение глубин на больших пространствах океанов и оказалось возможным составить первые карты. Именно в это время начали складываться представления о разделении дна океана на области, различные по характеру рельефа. Дальнейшее развитие мореплавания, появление подводного флота вызвали необходимость расширения знаний о подводном рельефе. Изобретение звукового промера глубин эхолотом уточнило и ускорило измерения.

В настоящее время карты глубин отдельных частей Мирового океана не менее точны, чем карты поверхности суши. Но еще большие пространства океанического дна остаются неисследованными. Среди них можно ждать интересных и неожиданных географических открытий.

Не менее необходимо знать и геологическое строение морского дна. С помощью грунтовых трубок берут со дна образцы грунтов. Грунтовые трубки последних конструкций позволяют получать колонки грунтов в несколько десятков метров с сохранением структуры грунтов. Но таким способом изучается лишь поверхностная часть морского дна.

Изучение более глубоких горизонтов дна океана ведется геофизическими методами. Сейсмические методы разведки позволяют изучать геологическое строение морского дна, начиная от прибрежных его мелководий и кончая самыми большими глубинами в несколько тысяч метров. Представим, что в море на некоторой глубине производится искусственный взрыв. Во время взрыва образуются волны, которые распространятся через толщу воды дальше в породы, слагающие морское дно. В породах волны взрыва будут распространяться с различной скоростью, которая зависит от характера пород. В общей форме можно сказать, что, чем больше будет плотность пород, тем с большей скоростью распространяются волны от взрыва.

Волны, образующиеся при взрывах, могут испытывать отражение или преломление при переходе из пород одной

плотности в породы другой плотности. В первом случае можно изучить отражение волн от отдельных поверхностей раздела пород, обладающих различной плотностью, а следовательно, и разным составом. По времени пробега отраженной волны от поверхности раздела в горной породе до приемника, установленного на корабле, можно установить скорость распространения волны, а следовательно, и плотность, а значит, и состав пород, слагающих морское дно.

Обычно сейсмические исследования в море ведутся двумя кораблями. На одном из них находится регистрирующая аппаратура — сейсмографы, т. е. приборы, регистрирующие время прохождения волн взрыва на морском дне. На другом корабле находится взрывная станция. Нередко приемная аппаратура находится не на корабле, а буксируется кораблем (рис. 24).

На основании данных сейсмической разведки морского дна стало известно геологическое строение дна морей и океанов на больших пространствах. В то же время сейсмическая разведка морского дна дала очень важные сведения о запасах полезных ископаемых, скрытых на дне моря. Было установлено, что на прибрежных мелководьях отдельных морей находятся богатые залежи нефти. Нефтеносные породы занимают большие площади и имеют значительную мощность, запасы нефти в них могут быть очень велики. Ведутся уже успешные работы по разработке подводных месторождений нефти в Советском Союзе (на Каспийском море), в США, в Венесуэле, Персидском заливе. Можно не сомневаться, что в недалеком будущем человечество все больше и больше будет использовать природные богатства и полезные ископаемые моря. Поэтому знание строения морского дна с течением времени будет все более необходимо. Сейчас на этом новом и важном пути изучения земной коры под дном морей и океанов сделаны только первые шаги. Сейсмический метод использует также изучение волн, вызываемых землетрясением. Это дает возможность исследовать океаническое дно более крупных масштабов — океана в целом.

Более того, изучение волн землетрясений позволяет выяснить связь строения океанического дна со строением более глубоких частей земного шара. Изучение распространения волн землетрясений представляет, таким образом, большой интерес и широко используется для выводов

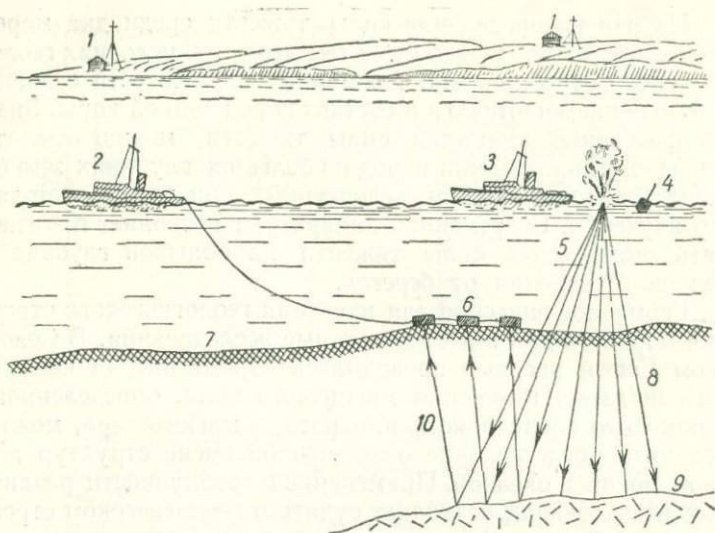


Рис. 24. Схема морской сейсмической разведки:

1 — береговые станции; 2 — судно — сейсмическая станция; 3 — взрывной пункт; 4 — буй, означающий место взрыва; 5 — волны взрыва; 6 — сейсмографы; 7 — морское дно; 8 — пути волн взрыва; 9 — отражающий горизонт; 10 — отраженные волны

о геологической природе дна океанов. Распространение волн землетрясений тесно связано с физическими условиями состояния вещества на разной глубине — в разных оболочках Земли.

Изменение скорости волн землетрясений в зависимости от состава пород земной коры, их плотности и упругости видны из следующей таблицы.

Название слоя	Плотность	Скорость продольных волн землетрясений в км/сек
Гранитный слой	2,8	5,6
Базальтовый слой	2,9	6,0
Оболочка—мантия Земли	3,2	8,0—8,2

Для изучения геологического строения дна океанов используются и гравиметрические данные — распределение силы тяжести.

Изучая распределение силы тяжести среди дна морей и океанов, также можно сделать выводы об условиях геологического строения дна. Аномалии силы тяжести связаны с изменением плотности и состава пород земной коры. Зная распределение аномалий силы тяжести, можно сделать вывод о распределении пород на больших глубинах земной коры под морским дном, недоступных при других методах его изучения. Современная аппаратура позволяет производить определение силы тяжести на большой глубине в большом удалении от берегов.

Громадное значение для изучения геологического строения морского дна имеют магнитные исследования. В Советском Союзе впервые проводилась аэромагнитная съемка. На основании изменения магнитного поля, определенного с помощью специального аппарата — магнитомера, можно получить представление о возможной смене структур под дном морей и океанов. Применение в совокупности различных исследований позволяет судить о геологическом строении земной коры под материками и дном океанов.

Посмотрим, как изменяется мощность земной коры и ее строение для платформенных и геосинклинальных областей под материками. На рис. 25 видно, что наименьшую мощность гранитный слой имеет среди самых древних структурных элементов материков — древних допалеозойских платформ. В этом отношении показательна небольшая мощность гранитного слоя в Канаде (Канадский щит) и в пределах древней Русской платформы. В палеозойских же складчатых поясах мощность гранитного слоя довольно быстро возрастает. Урал, Великобритания, Аппалачи в Северной Америке имеют сходную мощность гранитного слоя, от 10 до 20 км. Общая мощность земной коры в пределах палеозойских платформ не превышает 40 км.

Сильно увеличивается мощность земной коры при переходе к более молодым складчатым поясам, прежде всего к альпийским. Здесь мощность земной коры достигает 60—70 км и больше. Обращает на себя внимание, что наряду с общей возрастающей мощностью земной коры в молодых складчатых поясах становится больше и мощность гранитного слоя. Он достигает толщины более 20 км. Отсюда можно сделать вывод, что разделение земной коры под материками на платформенные и геосинклинальные области отчетливо отражается в глубинном строении земной коры, в изменении ее мощности. За нижнюю границу земной коры принимается

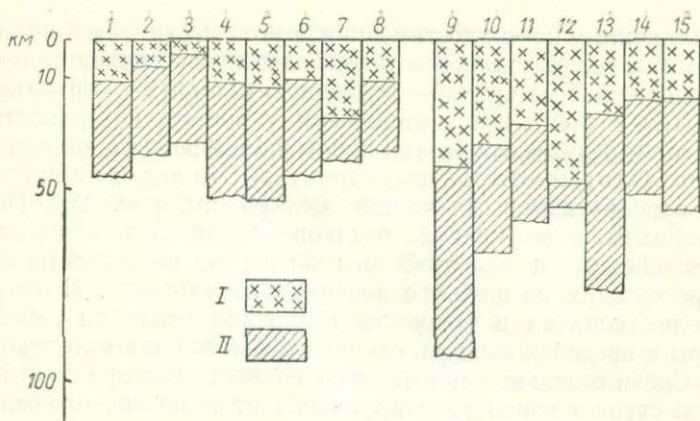


рис. 25. Строение земной коры под материками:

I — гранитная оболочка земной коры; II — базальтовая оболочка. 1 — Канада; 2 — Северо-Американская платформа; 3 — Русская платформа; 4 — Урал; 5 — Аппалачи; 6 — Великобританские о-ва; 7 — Шварцвальд; 8 — Туркмения; 9 — Гималаи; 10 — Памир; 11 — Кавказ; 12 — Альпы; 13 — Сиерра-Невада; 14 — Калифорния; 15 — Япония

так называемая поверхность раздела Мохоровичича, представляющая собой верхнюю поверхность мантии Земли. Геофизические исследования показывают, что, подобно материкам, строение земной коры под дном океанов также неоднородно. Удобнее познакомиться с условиями геологического строения дна морей и океанов, рассмотрев его особенности в связи с разделением дна Мирового океана на отдельные естественные части.

Геологическое строение материкового мелководья (шельфа)

Наиболее мелководной частью дна океанов и морей является пространство материкового мелководья — шельфа. Оно непосредственно прилегает к берегу и уходит до преобладающей глубины около 200 м. В отдельных морях шельф распространяется до больших глубин — 300—400 м. А в арктических морях у берегов Сибири переход от шельфа к поверхности материкового склона нередко осуществляется на глубине не более 60—70 м. Трудно ограничить шельф определенной глубиной, правильнее представить за его границу крутой перелом от подводных равнин шельфа

к наклонным поверхностям дна в другой части — материковом склоне. Материковое мелководье представляет прямое продолжение материка — подводную материковую равнину обычно с очень незначительными уклонами поверхности. В геологическом отношении пространства шельфа являются продолжением материковых структур. Это видно на примере хорошо известных частей шельфа (см. рис. 26). Под тонким покровом морских осадков находится толща пород мезозойского и палеозойского возраста, непосредственно переходящих на шельф с поверхности материка. Поэтому вполне понятна и мощность гранитной оболочки земной коры в пределах шельфа, сходная с таковой для материков.

Среди отдельных морей на поверхности шельфа отчетливо выступает зависимость крупных черт их подводного рельефа от условий геологического строения. Хорошими примерами в этом отношении могут служить моря Баренцево и Карское. Крупные черты их подводного рельефа — поднятия морского дна — связаны с продолжением складчатых структур в прилегающей части островов и материка. Говоря о подводном рельефе шельфовых морей, нельзя не отметить еще одну очень важную черту. Среди подводного рельефа шельфа широко распространены формы рельефа наземного происхождения. В одних случаях это продолжение долин современных рек, в других — затопленные формы ледникового рельефа наземного происхождения или затопленные морем равнинные поверхности с континентальными отложениями.

Широко распространенные формы рельефа наземного происхождения указывают на недавнее в геологическом смысле этого слова затопление пространства шельфа. Вероятнее всего, образование шельфа было связано с недавним — послеледниковым распространением моря на погруженную поверхность краевой части материка. Поэтому современные шельфовые моря можно рассматривать как моря, образовавшиеся в результате поздней и послеледниковой трансгрессии. В прибрежной части шельфа наступающее море активным воздействием волнения — волновой абразией сгладило ранее существовавший рельеф, а в других частях заполнило его неровности осадками. Дальше от берега хорошо сохранился унаследованный рельеф наземного происхождения, образовавший обширные поверхности трансгрессионных подводных равнин. Встречаются среди шельфа и формы рельефа, связанные с молодыми

тектоническими нарушениями. Это большей частью понижения в шельфе в виде впадин и желобов. Они очень характерны для наших полярных морей.

Геологическое строение материкового склона

Материковый склон представляет следующую ступень морского дна, дальше лежащую от берега материка, отличающуюся большей глубиной. Верхней границей склона служит резкий перелом поверхности шельфа и распространение наклонных равнин. Часто поверхность склона сложно расчленена, среди нее выделяются круто падающие скаты и обрывы, встречаются отдельные гряды подводных гор. Глубоко врезанные подводные долины, которые часто называют подводными каньонами, придают рельефу склона глыбовый характер, расчленение которого увеличивается неотектоническими движениями. Согласно Ф. Шепарду (1951), средняя высота материкового склона 3660 м, наибольшая — до 7 тыс. м (у берегов Южной Америки).

Геологическое строение склона имеет две особенности: во-первых, как показали сейсмические исследования, в пределах всех склонов происходит по мере удаления от края шельфа все большее погружение палеозойского и допалеозойского фундамента. Поэтому на внешнем крае склона встречаются отложения большей мощности, чем в части его, прилегающей к шельфу. Во-вторых, отложения склонов в большинстве случаев принадлежат к мезозойским и кайнозойским образованиям. Среди них встречаются и морские континентальные отложения. Для большей части хорошо изученных поверхностей склона устанавливается наличие в его нижней части понижения, или желоба, протягивающегося вдоль основания склона и заполненного рыхлыми морскими осадками. У берегов Северной Америки, в Атлантическом и Тихом океанах установлено, что с указанным понижением в основании склона связано накопление рыхлых морских осадков мощностью до 2—3 км.

Характер геологического строения склонов делает наиболее вероятным вывод о сравнительно недавнем его погружении в мезокайнозойское время.

Большая мощность отложений, покрывающих склон, указывает на длительность и устойчивость погружения. Наиболее молодым является погружение продольного желоба.

Современная степень геологической изученности материкового склона еще не позволяет с достаточной ясностью сравнивать его строение и строение прилегающей суши. Можно в этом отношении привести следующие соображения. В случае когда материковый склон прилегает к платформенным областям материков, он чаще имеет глыбовое строение. В других случаях встречается полого спускающийся склон, представляющий поверхность плавного изгиба земной коры — континентальную флексуру (Буркар). В областях геосинклинальной структуры склон сложно расчленен, многочисленные подводные каньоны пересекают его в поперечном направлении, нередко встречаются погруженные продолжения материковых горных стран — подводные горы. Они обрываются круто падающими уступами. Такого типа уступ протягивается, например, у тихоокеанского берега Северной Америки к югу от Аляскинского залива.

О природе подводных долин — подводных каньонов, пересекающих материковый склон, было высказано несколько гипотез. Среди них наиболее вероятно мнение о тектоническом происхождении подводных каньонов (Д. Г. Панов, 1948, О. Н. Леонтьев, 1955, Д. Г. Панов, 1959). Подводные долины в верхней части склона могли иметь и наземное происхождение, затем они были вовлечены в общее погружение склона, развивающееся в ходе неотектонических движений океанического дна, захватившего окраинную часть материков.

Геологическое строение дна океанов (ложе океанов)

Преобладающие по площади пространства океанического дна по установившейся традиции называют ложем океанов. Название это возникло в то время, когда о природе океанического дна, формах его расчленения знали очень мало. В то время казалось, что дно океанов представляет крайне однообразную поверхность, лишенную форм резкого расчленения. Для этой однообразной, слаборасчлененной поверхности дна океана название ложе океана наиболее отвечало его природе. В результате исследований последних лет стали известны многие черты строения подводного рельефа дна океанов, которые мало согласуются с представлением об однообразности ложа. Стало известно, что океаническое дно сложно и глубоко расчленено. Далеко, на многие тысячи километров, протягиваются через океаны под-

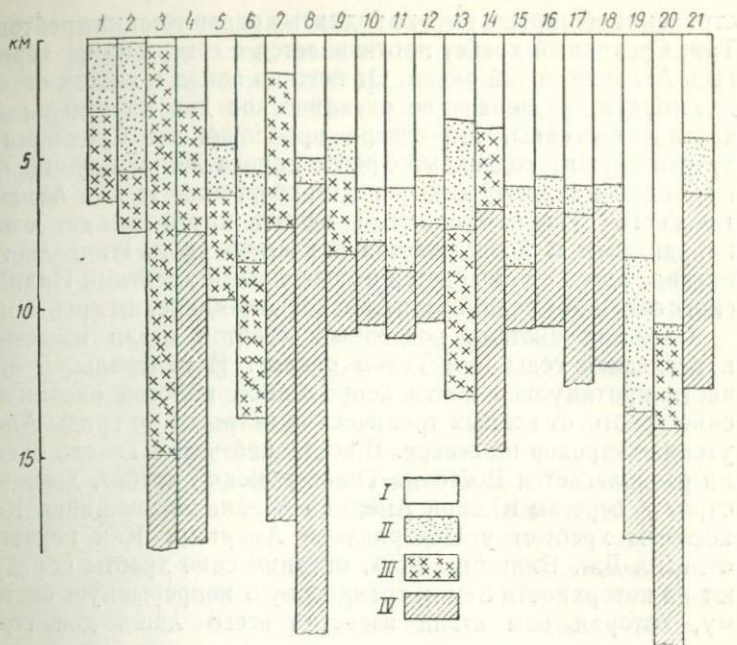


Рис. 26. Геологическое строение дна океанов, по данным геофизических исследований:

I — вода; II — рыхлые и осадочные породы; III — породы гранитной оболочки; IV — породы базальтовой оболочки; 1—материковое мелководье Северной Америки; 2 — то же у берегов Великобритании; 3 — то же у берегов Земли Франца-Иосифа; 4 — материковый склон Северного Ледовитого океана; 5 — материковый склон Атлантического океана; 6 — материковый склон у берегов Европы; 7 — хребт Ломоносова; 8 — Срединный хребт Атлантического океана; 9 — Подводные хребты Тихого океана; 10 — Плато у Бермудских островов; 11 — Гавайский хребт; 12 — Хребт у Филиппинских островов; 13 — Хребт у Ново-Гейбридских островов; 14 — Центральный Полярный бассейн; 15 — Абиссальные равнины Атлантического океана; 16 — то же Индийского океана; 17—18 то же Тихого океана; 19 — Абиссальный желоб Пуэрто-Рико; 20 — Абиссальный желоб Тонга; 21 — Карибское море

водные хребты, их сменяют порой сложнорасчлененные подводные горы. Глубоко в дно океана врезаются абиссальные океанические желоба, чередующиеся с обширными подводными плато. Следовательно, дно океанических бассейнов (их нередко называют океаническими котловинами) очень разнообразно по геологическому строению, происхождению, рельефу.

Океанические хребты. Наиболее замечательной чертой строения поверхности дна океанов является распро-

странение обширных высоко поднятых океанических хребтов. Так, Срединный хребет протягивается с севера на юг через весь Атлантический океан. От него на запад и восток отходят отроги, разделяющие океаническое дно на отдельные части — бассейны. На севере продолжением Срединного хребта служит подводный хребет порога Мона, идущий от Исландии в сторону южного Шпицбергена. На юге Атлантического океана Срединный хребет круто меняет свое направление и продолжается в южную часть Индийского океана. Здесь он смыкается с подводными хребтами Индийского океана — Срединным и Аравийско-Индийским хребтами.

Сложная система подводных хребтов стала известна в последние годы и в Тихом океане. В центральной его части протянулись почти непрерывной полосой океанические хребты от южных тропических островов до гряды Алеутских островов на севере. В восточной части Тихого океана располагается Восточно-Тихоокеанский хребет, дающий отрог к берегам Южной Америки и заканчивающийся Кокосовым хребтом у Центральной Америки. Как недавно отметил Дж. Вильсон (1959), океанические хребты образуют на поверхности Земли грандиозную непрерывную систему, которая нам стала известна всего лишь два года назад.

Приуроченность к океаническим хребтам очагов землетрясений, расположенных на небольшой глубине, позволяет говорить о существовании Среднеокеанической системы разломов (Вильсон). Одним из доказательств существования этого служит глубокое, разрывное нарушение центральных частей океанических хребтов. Для лучше изученного Атлантического хребта установлено, что в центральной его части находятся глубокие сбросовые долины и глыбовые поднятия, очень сходные с областью разломов Восточной Африки (рифтовыми долинами Восточной Африки). Сложно-расчлененный тектонический рельеф известен и для других хорошо изученных участков океанических хребтов.

До последнего времени многие считали, что Срединный хребет Атлантического океана представляет складчатую структуру. В. В. Белоусов определял ее как альпийскую. Установление абсолютного возраста базальта с поверхности Срединного хребта Атлантического океана показало, что вулканическая деятельность, создавшая базальтовые покровы на хребте, развивалась в третичное время.

Относительно условий геологического строения океанических хребтов отметим, что имеются указания на некоторое увеличение толщины земной коры под океаническими хребтами сравнительно с прилегающими частями дна океанических бассейнов. Для Срединного хребта Атлантического океана Р. М. Деменицкая (1959) указывает на толщину земной коры в 10—15 км, в отдельных частях — до 25 км. Утолщение земной коры наблюдается и в Центрально-Индийском хребте и Аравийско-Индийском хребте в Индийском океане. Для Тихого океана тоже известно изменение мощности земной коры, ее увеличение для подводных хребтов. Встречается ли под океаническими хребтами гранитная оболочка земной коры или увеличение мощности коры связано с большей мощностью осадочных и особенно вулканических пород, пока еще остается неизвестным.

Широко распространены на океанических хребтах формы вулканического рельефа, в особенности в Тихом океане, где отдельные участки океанических хребтов представляют слившиеся своими основаниями вулканические массивы. В Атлантическом и Индийском океанах на поверхности океанических хребтов известны вулканические острова, и отдельные части их поверхности представляют вулканические плато, сложно разбитые разломами (например, плато Азорских островов).

Большое распространение на океанических хребтах вулканических островов и форм подводного вулканического рельефа может служить показателем большой активности недавних (третичных и четвертичных) движений земной коры, сопровождавшихся мощными излияниями базальтов. Распространение вулканических островов и подводного вулканического рельефа хорошо увязывается с представлением о связи хребтов океанов с активными еще недавно линиями разломов.

О молодости движений по линиям среднеокеанских разломов говорит молодое погружение поверхности отдельных частей срединных хребтов океанов. Л. С. Берг (1949), Малейз (1945) показали возможность опускания Срединного хребта Атлантического океана в четвертичное время. Н. Ф. Жиров (1957), разбирая условия геологического развития Срединного хребта в связи с проблемой «Атлантиды», доказывает возможность его опускания под уровень океана в еще более позднее время — послеледниковое, на рубеже с историческим временем.

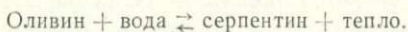
Нахождение на поверхности Гавайского подводного хребта (в Тихом океане) хорошо окатанной гальки вулканических пород указывает на молодое погружение его поверхности. Это подтверждается и выравненным рельефом отдельных частей подводного хребта, который мог возникнуть под влиянием морской абразии при более высоком положении поверхности хребта. Распространение на многих частях подводных хребтов Тихого океана коралловых островов типа кольцевых коралловых островов — атоллов убедительно показывает на возможность длительно развивающегося погружения их поверхности. Изучение геологического строения коралловых островов позволяет определить и время погружения подводных хребтов. Выяснено, что погружение основания коралловых островов и рост коралловых рифов происходили в течение третичного и четвертичного периодов. Вероятно, молодые движения — погружение срединных хребтов океанов — происходили в течение третичного и четвертичного времени во всех океанах, различаясь только по скорости. Отголоском этих недавних движений океанических хребтов является современная сейсмичность срединных хребтов океанов.

Относительно возможного происхождения хребтов океанов и их связи с процессами, развивающимися на глубинах Земли, интересную гипотезу выдвинул Х. Хесс (1954, 1959). Основные ее положения сводятся к следующему. Под базальтовой оболочкой коры, лежащей в основании срединных хребтов океанов, находится перидотитовая мантия Земли.

Известно, что в случае поступления воды из глубин оболочки (мантии) к поверхности ее будет происходить изменение в составе перидотита. Входящий в состав перидотита минерал оливин будет переходить в серпентин, переход этот сопровождается увеличением объема на 25%.

Представим себе, что под действием поднимающейся в верхнюю часть мантии Земли в каком-то участке океанического дна воды происходит процесс серпентинизации. Он, как видно из сказанного выше, сопровождается увеличением объема. Следовательно, в результате серпентинизации верхней части мантии будет происходить на океаническом дне поднятие земной коры. По достижении известного наибольшего поднятия и создании среди океанического дна поднятия в форме океанического хребта начнется обратный процесс — десерпентинизации. Он будет опре-

деляться двумя причинами. Во-первых, повысится температура, что вызовет переход от серпентина к оливину по формуле:



Во-вторых, может произойти выделение воды, что повлечет явление десерпентинизации. В результате начнется опускание поверхности океанического хребта, которое может сопровождаться образованием разрывов — тектонического рельефа и вместе с тем излияниями базальтовой лавы. Гипотеза Х. Хесса представляет одно из возможных объяснений связи колебательных движений океанического дна с процессами, развивающимися на глубинах земного шара.

Океанические плато. Океанические плато представляют сравнительно высоко приподнятые поверхности океанического дна. Чаще всего они находятся на глубине в 3000—3500 м. Океанические плато примыкают к прибрежной части материков, смыкаются с поверхностью материкового склона. Исключением является поверхность океанических плато вокруг океанических островов или их архипелагов. В этом случае океанические плато приобретают изолированный, не связанный с материком облик. Отмеченные различия в соотношении океанических плато с материками отчетливо проявляются и в характере их геологического строения.

Океанические плато, примыкающие к материковому склону, можно рассматривать как продолжение материковых структур. Примером такого типа служат океанические плато у берегов Африки. Распространение вулканических пород на морском дне и наличие вулканических островов на поверхности подводного плато указывают на молодое раздробление пространства, сопровождающее погружение материковых структур. Сходство фауны и флоры островов на поверхности плато наряду с условиями геологического строения не оставляет сомнений в материковом их происхождении. Другим примером океанического плато данного типа может служить обширное плато Альбатрос в восточной части Тихого океана. Изучение горных пород с островов среди плато Альбатроса давно уже привело Чейба к заключению, что в его пределах могут быть погружены древние материковые структуры, посредством которых происходило соединение Южной Америки с Австралией и, может быть, Азией.

Вполне возможно, что к типу погруженных материковых структур принадлежит океаническое плато в северной части Атлантического океана — Телеграфное плато. Отсутствие геофизических исследований в этой части Атлантического океана исключает возможность сравнить его строение с другими частями океанического дна. Океанические плато вокруг отдельных островов и чаще их небольших архипелагов лучше известны в пределах Атлантического и Тихого океанов. Для океанического плато, окружающего Бермудские острова, геофизическими исследованиями установлено, что в строении океанического плато здесь участвуют наряду с вулканическими породами и уплотненные осадочные. Возможность изменения строения коры для небольших участков океанических плато с островами на их поверхности отмечалась и для островов Тихого океана. Например, для острова Пасхи было указано (Оливер, Юинг, Пресс, 1955) на возможность наличия небольшой мощности континентальной коры. Это указание говорит в пользу предположения о существовании большой площади материка в восточной части Тихого океана, если связывать структуры о. Пасхи со структурами материкового типа в пределах плато Альбатроса. Во всяком случае в настоящее время лучше всего известны участки материковой структуры коры в пределах океанического дна именно среди океанических плато.

Абиссальные океанические равнины

Название абиссальные океанические равнины заслуживает объяснения. Так называют преобладающие по площади среди океанического дна пространства океанических бассейнов, расположенные на глубине свыше 4 тыс. м. Они занимают большие площади среди всех океанов, отделяясь океаническими хребтами, подводными плато и подводными горами. Для понимания геологической природы рассматриваемой части дна океанов решающее значение имеют геофизические исследования. Они показали, что по характеру строения земная кора под дном океанических бассейнов (абиссальных океанических равнин) существенно отличается от строения коры под материками. Главные черты этого различия проявляются в том, что кора здесь имеет очень небольшую мощность, как правило, не превышает 5—10 км. Вместе с изменением толщины земной коры

изменяется и ее состав. Под покровом рыхлых, а ниже уплотненных океанических осадков мощностью до 1 км, а чаще в несколько сотен метров, залегают породы, которые по скорости прохождения сейсмических волн относятся к породам базальтовой оболочки земной коры. Под ними на небольшой глубине залегают породы, слагающие мантию Земли,— перидотиты. В отдельных случаях, например для дна океанических бассейнов Тихого и Атлантического океанов, отмечается резкое уменьшение базальтовой оболочки земной коры, близкое залегание к поверхности дна перидотитов.

Резкий переход от континентального типа строения коры к типу океаническому, как правило, происходит в области, прилегающей к материковому склону. Пространства океанического дна, обладающие океаническим типом строения земной коры, уже давно получили название океанических платформ.

В настоящее время собран материал для разделения океанических платформ на отдельные типы. Можно выделять по имеющимся данным два основных типа океанических платформ: аккумулятивный и расчлененный.

Аккумулятивный тип океанических платформ, точнее абиссальных океанических равнин, характеризуется значительной мощностью поверхностной толщи осадков, которые создают совершенно ровную поверхность абиссальной равнины. Мощность осадков в этом случае может достигать свыше 1 км, в отдельных случаях 2—2,5 км. Выясняется, что аккумулятивные абиссальные равнины приурочены к наиболее пониженным частям океанического дна, занимают по сравнению с расчлененными поверхностями абиссальных равнин ограниченные участки. Как можно объяснить возможность накопления большой мощности осадков в одной части океанического дна и отсутствие их в другой его части?

В последние годы внимание исследователей привлекают часто и в больших размерах развивающиеся на океаническом дне подводные оползни и связанные с ними мутьевые потоки (турбидные течения, суспензионные течения). Общую связь отмеченных явлений можно представить следующим образом. На поверхности материкового склона или на внешней части материкового мелководья под влиянием толчков землетрясений образуется подводный оползень. Объем материала, перемещаемого подводным оползнем, может

быть очень велик; материал, переносимый подводным оползнем, переходит во взвешенное состояние и дает начало развитию мутьевого потока. Примером может служить мутьевой поток, образовавшийся при землетрясении в районе Большой банки (Атлантический океан). По данным Хизена, Юинга и других (1958), оползание осадков в результате землетрясения захватило пространство радиусом в 60 миль, течение достигло ширины в 250 морских миль (около 460 км) и распространилось примерно на 550 км. Скорость мутьевого течения достигла в этом случае 22 см/сек, мутьевым потоком было перенесено до 200 млрд. куб. м осадков, отложившихся на площади в 20 тыс. кв. км.

В другом случае в Средиземном море отложения мутьевого потока покрыли площадь около 3000 кв. км. Мутьевые потоки способны выносить на поверхность абиссальных равнин океанического дна большое количество осадков, в том числе и мелководных. В последнее время неоднократно отмечалось распространение мелководных осадков, в частности песков, на больших глубинах отдельных океанов. Очевидно, что с помощью мутьевых потоков в наиболее пониженные части дна океана может сноситься материал, сглаживающий первоначальные неровности рельефа, благодаря чему возникает выравненная аккумулятивная абиссальная равнина.

Снос осадков мутьевыми потоками происходит не только с поверхности материкового склона, но и с поверхности других поднятий океанического дна, например океанических хребтов или плато, для которых тоже известно распространение современных землетрясений, а с ними могут быть связаны и современные подводные оползни. Исследования показали, что в придонных частях океанов распространены течения большой скорости. Их значение в формировании подводного рельефа еще недостаточно выяснено. Не исключена возможность, что наряду с мутьевыми потоками придонные течения в океанах могут играть роль средств переноса осадков и формирования аккумулятивных равнин океанического дна. На своем пути мутьевые потоки способны изменять подводный рельеф, в одном случае его сглаживать и создавать поверхности выравнивания, в другом расчленять, создавая широкие врезки типа долин.

Вполне возможно, что аккумулятивные равнины океанического дна связаны с наиболее пониженными, переживающими опускание в последние этапы геологического

времени участками океанических платформ. В этом случае аккумулятивные равнины могут служить показателями областей океанического дна, переживающих наиболее быстрое опускание. В этом случае можно видеть отдаленное сходство между аккумулятивными равнинами океанического дна и впадинами материковых платформ, часто заполненных осадками большой мощности континентального происхождения.

Расчлененные абиссальные океанические равнины также представлены различными формами. Одни из них носят планетарный характер — представляют большой протяженности области нарушения, сопровождающиеся большим размером перемещения поверхности океанического дна по линиям разломов. Они определяют крупные черты строения океанического дна, имеют большое значение для формирования целого ряда форм рельефа. Примером такого типа образований могут служить зоны разломов в восточной части Тихого океана, подробно описанные Х. Менардом (1955). Эти зоны разломов протягиваются на большие расстояния, отличаются сильной расчлененностью подводного рельефа и с основательностью могут быть названы зонами планетарных¹ океанических разломов. Вдоль линий разломов Тихого океана протягиваются высокие обрывы, местами достигающие 2500 м и более. Протяженность этих зон разломов в восточной части Тихого океана достигает 3 тыс. км и больше. Намечается связь зон разломов восточной части океана с крупными нарушениями океанического рельефа западной части. Это лишний раз подчеркивает их действительно планетарную природу.

Менее значительными по размерам, но широко распространенными среди расчлененных абиссальных равнин океанов являются подводные горы. Часто они представляют одиночные подводные вулканы или группы вулканических массивов, высоко поднимающиеся среди дна океана. В Атлантическом океане и в особенности среди абиссальных равнин Тихого океана широко распространены плосковершинные подводные горы, получившие название «гайоты». Характерной чертой строения гайотов служит наличие крутых склонов, заканчивающихся плоской вершиной. На поверхности вершин многих гайотов были встречены

¹ Планетарные — имеющие большое протяжение, занимающие видное место в рельефе Земли.

окатанные галечники, а в других случаях — мелководные отложения, указывающие на то, что в прошлом поверхность гайотов находилась ближе к уровню моря. Разрушительная работа волн в то время могла срезать острую вершину первоначального вулкана, а одновременно оставить на поверхности горы продукты разрушительной работы волн — галечники и мелководные осадки. На некоторых из гайотов в Тихом и Атлантическом океане были найдены обломки горных пород, позволившие определить, что гайоты образовались в меловом периоде. В последующее время подводные горы переживали неравномерное опускание, о чем говорит положение их плоских вершин на различной глубине — от 500—600 до 1500 м. Встречаются вулканические горы и более молодого возраста, образование которых относят к третичному и четвертичному периодам.

Кроме гор вулканического происхождения и гайотов, среди абиссальных расчлененных равнин встречаются формы, тесно связанные с раздроблением океанического дна многочисленными и частыми разломами. По линиям разломов происходили неравномерные перемещения отдельных частей дна, создавался мелко расчлененный рельеф с отдельными глыбовыми поднятиями в форме гряд возвышенностей, разделенных типичными крутосклонными сбросовыми долинами.

Можно сказать, что сочетание разнообразных форм вулканического и тектонического происхождения составляет наиболее характерную черту строения подводного рельефа расчлененных абиссальных равнин.

К числу еще загадочных форм принадлежат океанические каньоны. Существует мнение, как сказано выше, что океанические каньоны могут быть связаны с деятельностью мутьевых потоков (Юинг и Хизен и др., 1953). Подводный океанический каньон в Атлантическом океане, получивший название Средне-Океанического каньона Атлантического океана, протягивается на 4600 км, имея глубину до 180 м. Возможно, что образование подводных долин этого типа было определено линиями разломов, а затем они были изменены действием других процессов, в том числе влиянием мутьевых потоков.

Приведенные сведения о рельефе абиссальных океанических равнин указывают на большое разнообразие форм их поверхности, на тесную связь их рельефа с тектоническими нарушениями.

Абиссальные океанические желоба

Представляют собой вытянутые понижения океанического дна, к которым приурочены максимальные глубины океанов. Распределение абиссальных океанических желобов в отдельных океанах и их наибольшая глубина приведены в следующей таблице: (По Г. Б. Удинцеву)

Название желоба	Наибольшая глубина в м
<i>Атлантический океан</i>	
Пуэрто-Рико	9 218
Барглетт	7 241
Романш	7 728
Южно-Сандвичев	8 264
<i>Индийский океан</i>	
Яванский	7 450
<i>Тихий океан</i>	
Алеутский	7 678
Курило-Камчатский	10 542
Японский	8 412
Рю-Кю	7 507
Бонин	9 764
Марианский	11 042
Филиппинский	10 265
Палау	8 138
Ново-Гебридский	7 570
Бугенвильский	9 140
Тонга	10 882
Кермадек	10 047
Атакамский	8 039
Гватемальский	6 662
Витязя	6 150

В последние годы были проведены исследования, устанавливающие природу абиссальных океанических желобов. Выдающееся место в океанических исследованиях занимают работы на экспедиционном корабле «Витязь». Во время экспедиций на «Витязе» советские ученые открыли Курило-Камчатский абиссальный желоб, изучили его рельеф и жизнь в нём, установили наибольшую глубину Марианского желоба. Были уточнены глубины других желобов, выяснены условия накопления в них осадков и распределения жизни на больших глубинах, характер подводного рельефа.

В результате исследований последних лет, в том числе и произведенных во время Международного геофизического года, стала в новом свете рисоваться природа абиссальных океанических желобов.

С давнего времени обратило на себя внимание расположение абиссальных желобов среди океанов. Они, как правило, занимают не центральное положение среди океанического дна, а протягиваются в краевой части океанов, обычно вдоль гряд островов — островных дуг. Это особенно ярко видно на примере Тихого океана, где известно наибольшее число абиссальных желобов. Почти непрерывный пояс глубочайших желобов идет по северной и западной окраинам Тихого океана, начиная от Алеутского желоба на севере и кончая желобом Кермадек на юге. Все они примыкают к островным грядам (островным дугам), созданным молодыми — альпийскими горообразовательными движениями. Изучение геофизических и геологических условий островных дуг показывает, что и в настоящее время на них происходят активные тектонические движения, проявляющиеся в частых землетрясениях, вулканических извержениях, современных движениях береговой линии.

Связь океанических желобов с островными дугами известна и для других океанов. В Атлантическом океане они связаны с островными дугами Антильских островов и Южно-Сандвичевых островов, в Индийском — с островной дугой внешней стороны архипелага островов Индонезии. Океанические желоба, не связанные с островными дугами, встречаются реже. Примером океанических желобов этого типа является желоб Романш в Атлантическом океане, находящийся в пределах Срединного хребта. На Восточной окраине Тихого океана желоба протягиваются вдоль берегов Центральной (Гватемальский желоб) и Южной Америки (Атакамский желоб). Здесь они находятся рядом с высоко поднятыми молодыми складчатыми поясами, созданными альпийской складчатостью.

Интересные выводы были получены при изучении распределения очагов землетрясений в районе океанических желобов и в прилегающих к ним островных дугах. Выяснилось (Беньоф), что очаги землетрясений, в том числе и глубокофокусных (на глубинах в несколько сот километров), располагаются вдоль глубинного разлома в земной коре и в верхней части мантии Земли. Вдоль линии глубинного разлома происходят перемещения земной коры таким обра-

зом, что океаническая часть земной коры как бы пододвигается под материковую часть коры. Об активности современных движений вдоль этих линий глубинных разломов свидетельствует большая частота и нередко большая разрушительная сила наблюдаемых землетрясений.

Замечательной чертой островных дуг, расположенных рядом с океаническими желобами, является активное развитие вулканизма в недалеком прошлом, а часто и наличие современных действующих вулканов. Ряд исследователей (А. Н. Заварицкий, П. Н. Кропоткин, Г. Хесс, Дж. Вильсон и др.) считают, что вдоль линий глубинных разломов происходит не только перемещение земной коры, но здесь в мантии Земли развиваются процессы, приводящие к развитию вулканизма — выносу магматических расплавов на поверхность. Область островных дуг и прилегающих к ним абиссальных океанических желобов рассматривается как наиболее активно развивающаяся часть земной коры, это современные активные пояса горообразовательных движений, ближе всего напоминающие геосинклинальные пояса геологического прошлого.

Большой интерес представляет характер рельефа океанического дна в области, прилегающей с внешней стороны к океаническим желобам. С внешней стороны большинство хорошо изученных океанических желобов ограничено валообразными поднятиями дна, нередко с насаженными на их поверхности подводными вулканическими горами. Они могут указывать на дробление земной коры в процессе образования валообразного поднятия. Возможно, что упомянутые валообразные поднятия океанического дна представляют растущие антиклинальные складки, осложненные сбросовыми нарушениями.

Можно сделать заключение, что абиссальные желоба представляют часть сложного и разнообразного в структурном отношении рельефа пояса современной, развивающейся геосинклинали. В состав этого пояса входит островная дуга, прикрывающая со стороны материка морскую впадину, абиссальный океанический желоб и прилегающее к нему со стороны открытого океана валообразное (антиклинальное) поднятие. В пределах современного геосинклинального пояса встречаются самые наибольшие контрасты рельефа земной поверхности. Высоко поднятые хребты, нередко увенчанные вулканами на островных дугах, здесь сменяются глубинами в 8—10 км.

Замечательно, что на отдельных островах, входящих в островные дуги, высоко подняты очень молодые отложения и коралловые рифы современного типа. Это указывает на грандиозные размеры недавних (неотектонических) и современных тектонических движений в пределах развивающейся геосинклинальной зоны. Поэтому не удивительно, что рельеф дна самих океанических желобов отличается рядом своеобразных, неповторимых особенностей. Склоны их обычно крутые, сильно расчлененные; неожиданным контрастом по сравнению со склонами является совсем плоское и очень однообразное их дно, шириной в несколько десятков километров. В Курило-Камчатском желобе плоское дно имеет ширину от 9 до 35 км (Удинцев, 1955). Интересно отметить, что именно к плоскому дну желоба и бывают приурочены наибольшие глубины.

Наличие плоского дна нашло себе простое объяснение. В результате произведенных геофизических исследований выяснилось, что мощность рыхлых осадков, заполняющих океанические желоба, очень велика. В желобе Пуэрто-Рико, по данным М. Юинга и Б. Хизена, она достигает 8—10 км, в желобе Тонга (по Р. Рейту и др.) — около 2 км. Заметим, что среди океанических отложений, заполняющих желоб Тонга, отмечено значительное количество вулканических отложений. Сейсмические исследования показали, что под желобом Пуэрто-Рико поверхность мантии Земли находится на глубине около 15 км, а под желобом Тонга она залегает еще глубже — до 20 км. Отсюда нельзя не сделать заключения, что океанические желоба представляют области глубокого прогибания или погружения, которое связано с изменением состояния вещества в поверхностной части мантии Земли.

В случае другого объяснения трудно было бы найти причину большой мощности осадков, заполняющих дно желобов при одновременном глубоком погружении поверхности мантии Земли (раздела М). Существенно заметить, что осадки, заполняющие дно океанических желобов, насколько это известно, обладают очень молодым возрастом (обычно четвертичным). Это обстоятельство еще раз подчеркивает большую тектоническую активность — большую скорость прогибания дна океанических желобов и их молодость.

Исследования, произведенные в Курило-Камчатском желобе, показали (П. Л. Безруков) очень изменчивую

скорость накопления осадков на дне желоба. По данным П. Л. Безрукова, она может изменяться от 5 до 20 см за тысячу лет. На отдельных участках дна желоба скорость осадконакопления совсем мала, не превышает 5—10 мм за тысячу лет. Казалось бы, что с приведенными сведениями о скорости накопления осадков в Курило-Камчатском желобе не вяжется представление о большой мощности осадков, заполняющих океанические желоба и сглаживающих поверхность их дна.

По мнению большинства исследователей (М. Юинг, Хизен, Рейтт, Удинцев и др.), накопление большой мощности осадков в абиссальных океанических желобах и выравнивание поверхности их дна накоплением осадков связаны с деятельностью мутьевых потоков. В условиях сложнорасчлененного рельефа склонов океанических желобов, их большой тектонической активности, безусловно, частым явлением будет развитие подводных оползней, а следовательно, часто могут здесь развиваться мутьевые потоки, переносящие большие массы осадков во взвешенном состоянии с поверхности прилегающих участков материкового склона и материкового мелководья на дно желобов. Изучение состава и строения осадков на дне океанического желоба Пуэрто-Рико со всей убедительностью показало ведущее значение для их образования деятельности мутьевых потоков.

Приведенные краткие сведения об условиях геологического строения, рельефе и процессах изменения последнего на дне океанов ясно показывают сложность и в то же время большое разнообразие природы дна океанов. Современные знания исключают возможность рассматривать преобладающие по площади пространства океанического дна как однообразные поверхности ложа океана. Ложе океана рисуется сейчас перед нами очень разнообразным, с далеко протянувшимися хребтами и подводными горами, высокими протяженными обрывами, сложно расчлененными абиссальными равнинами и, наконец, с глубоко опущенными рвами абиссальных желобов. Эти своеобразные черты строения и рельефа океанического дна, особенности развития современных рельефообразующих процессов невольно толкают мысль исследователя на поиски новых объяснений и гипотез происхождения океанов.

Уже сейчас можно говорить об океанической морфологии и океанической геологии, во многом отличной от привычных

для нас представлений, основанных на изучении строения и развития ограниченной части поверхности земного шара, занятой сушей.

Мы подойдем к современным взглядам на возможные пути формирования различий в строении и морфологии океанического дна, после того как познакомимся, очень кратко, с чертами строения земной коры, рельефом и историей развития отдельных океанов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ, РЕЛЬЕФЕ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

Северный Ледовитый океан

Исследования последних лет внесли много нового в наши знания о природе дна Северного Ледовитого океана. Стали известны новые подводные хребты, пересекающие центральную часть океана, уточнилась конфигурация океанических впадин Центральной Арктики, объединяющихся под названием Арктический бассейн (раньше он назывался Центральный Полярный бассейн). Изучение океанических осадков Арктического бассейна и его морей проливает свет на последние моменты его геологической истории. Прежде всего отметим, что Северный Ледовитый океан имеет довольно определенную естественную границу, отделяющую его от северной части Атлантического океана. Этой границей являются Фарерско-Исландский и Исландско-Гренландский подводные пороги, протягивающиеся от северо-западной Европы к Исландии и Гренландии. Они ограничивают с юга область океанического бассейна Норвежского и Гренландского морей, которые нередко объединяют под общим названием бассейна Скандик (Л. Кох, О. Хольтедаль и др.). В свою очередь бассейн Скандик подводным порогом Мона, представляющим продолжение Срединного хребта Атлантического океана, протянувшееся от острова Ян-Майен к Шпицбергену, разделяется на две части. Северная из них — бассейн Гренландского моря — замыкается на севере новым подводным порогом — порогом Нансена, идущим от северо-западного Шпицбергена к Гренландии. Южная часть — Норвежское море — тоже представляет замкнутую впадину, ограниченную на севере порогом Мона, на юге — названными выше порогами, отделяющими ее от Атлантического океана. В рельефе бассейна Скандик проявляется

одна из характерных черт Северного Ледовитого океана — разделение его на систему отдельных океанических впадин, обособленных друг от друга подводными порогами, расположенными на разной глубине.

Здесь же проявляется и другая черта, общая для Северного Ледовитого океана: вокруг бассейна Скандик располагаются разной ширины пространства материкового мелководья — шельфа, сравнительно узкие у берегов Скандинавии, несколько расширяющиеся у восточного берега Гренландии. Со стороны Баренцева моря к впадинам Норвежского и Гренландского морей подходит край обширного материкового мелководья, спускающегося крутыми расчлененными склонами к океаническим впадинам.

Между порогом Нансена и подводным хребтом Ломоносова находится котловина Нансена с преобладающими глубинами в 4000—5000 м и наибольшей глубиной 5449 м. Котловина окружена со стороны прилегающих материковых пространств Европы и Азии широкой полосой материкового шельфа, на котором находятся моря Баренцево, Карское и Лаптевых. Со стороны Северной Америки котловину Нансена окружают более ограниченные площади шельфа у берегов северной части Гренландии.

Хребт Ломоносова протягивается от шельфа севернее Новосибирских островов к шельфу у берегов земли Элсмир. Наиболее высоко приподнятые части хребта Ломоносова имеют глубину менее 1000 м (954, 965 м). Между хребтом Ломоносова и расположенным восточнее хребтом Менделеева находится котловина Макарова с преобладающими глубинами в центральной части более 4000 м. Хребт Менделеева отличается от хребта Ломоносова большей шириной и глубинами над его поверхностью, здесь преобладают глубины более 2 тыс. м. Наименьшая глубина 1400 м.

Восточнее хребта Менделеева выделяется последняя из впадин Центральной Арктики — котловина Бофорта с глубинами в 3000—4000 м, окаймленная широкими шельфовыми пространствами у берегов Сибири и более узкими близ Аляски. Со стороны шельфа Чукотского моря далеко на север выдается подводное плато с небольшими глубинами — в его наиболее приподнятой части — менее 400 м.

Как видно, Арктический бассейн в известной степени повторяет рельеф дна бассейна Скандик — сочетание отдельных океанических впадин, разделенных подводными порогами и окруженных разной ширины шельфом.

В северной части Баренцева и Карского морей наряду с хорошо выраженным глыбовым строением материкового склона четко выделяются океанические желоба. Они открыты в сторону океанических впадин и, постепенно уменьшая глубину, замыкаются шельфом. Принято считать (М. Кленова, Д. Панов и др.), что желоба в краевой части шельфа представляют тектонические образования, они связаны с линиями разломов. Со стороны Гренландского моря сходного типа желоба с глубинами более 400—500 м вдаются в западную окраину Баренцева моря (П. Виноградова). Их происхождение тоже связывают с линиями разломов. Менее известен рельеф материкового склона со стороны Северной Америки. Немногие факты указывают, что здесь имеет место сложное тектоническое раздробление, в особенности в северной части Канадского Арктического архипелага. Следовательно, океанические впадины Арктики, как правило, обрамлены тектоническими элементами, приуроченными к материковому склону. Некоторые авторы (Г. Рихтер, Я. Гаккель, Д. Панов) считают, что прямолинейные участки материкового склона связаны с линиями крупных разломов. По мере изучения поверхности материкового склона Арктики все более отчетливо выясняется широкое распространение на нем подводных долин, как это характерно и для материкового склона других частей Мирового океана.

Для материкового мелководья Северного Ледовитого океана очень типичны унаследованные формы рельефа суши. Встречаются и погруженные речные долины, ледниковые долины, расположенные на прямом продолжении фиордов, затопленные древние дельты и древние береговые линии. Наряду с этим, в особенности среди шельфа Баренцева и Карского морей, известны формы подводного рельефа, связанные с условиями геологического строения, — структурные формы: подводные возвышенности и плато со следами длительного континентального развития (возвышенности Баренцева моря, Центральная Карская возвышенность). Связь подводного рельефа с геологическим строением ярко выступает для районов мелководий у берегов Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли. В южной части Баренцева и Карского морей подводные равнины шельфа с господством унаследованного наземного рельефа уступают место более однообразным и более мелководным поверхностям морского дна. Их образование связано с деятельностью морской абразии и аккумуляции.

Но и здесь отчетливо видны следы недавнего погружения прежней суши.

Несколько иначе выглядит подводный рельеф шельфа в море Лаптевых и Восточно-Сибирском. Глубина шельфа здесь значительно меньше, а подводный рельеф гораздо однообразнее. Это удивительное на первый взгляд однообразие рельефа объясняется наличием толщ четвертичных отложений с массами ископаемого льда, слагающими обширные подводные равнины.

Таким образом, характер подводного рельефа шельфа Арктики указывает на существование здесь суши и последующее ее затопление.

Геологическое строение. Изучение геологического строения островов среди шельфа показывает, что они представляют прямое продолжение материковых структур и связаны с их складчатыми поясами. Например, пояса палеозойской складчатости продолжают в пределы котловины Нансена, образуя палеозойского возраста платформу (В. Сакс, Д. Панов). Мезозойские складчатые структуры северной Сибири через подводный хребет Ломоносова, а возможно, через хребет Менделеева продолжают к Северной Америке и связываются с мезозойскими складчатыми структурами северной части Канады. Котловина Макарова в структурном отношении представляет межгорную котловину, расположенную между двумя складчатыми поясами.

Область, занятая котловиной Бофорта, по мнению ряда исследователей (Н. С. Шатский, С. В. Обручев, Д. Г. Панов и др.), представляет древнюю структурную область — область распространения древней «Гиперборейской платформы». Предполагается, что в течение длительного геологического времени область Гиперборейской платформы представляла сушу, с которой сносились продукты ее разрушения в прилегающие с юга геосинклинальные области (Аляска).

Порог Нансена является продолжением каледонских складчатых структур Шпицбергена на западе и каледонских складчатых сооружений северной Гренландии (Кох, Хольтедаль и др.). Пространства Канадского Арктического архипелага представляют собой платформенную область с отдельными выступами массивов докембрийских пород. В последнее время здесь стала известна обширная палеозойская складчатая зона, получившая название пояса Инуит-

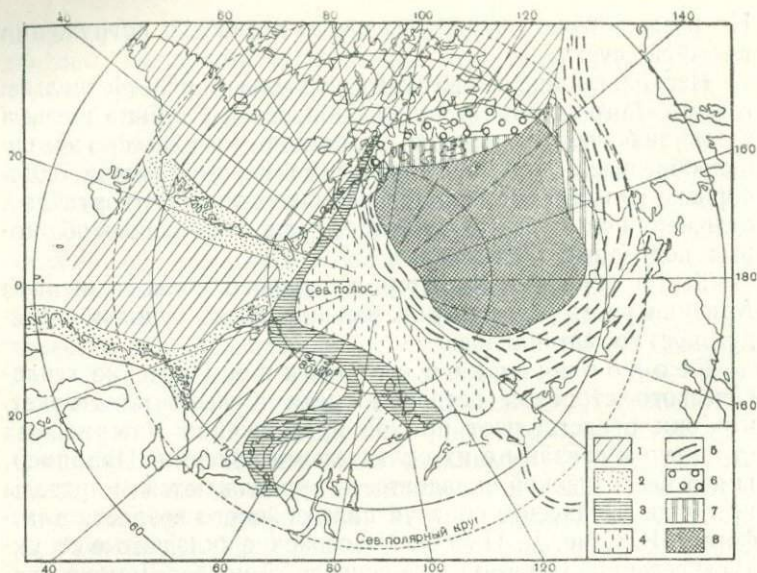


Рис. 27. Схема тектоники Арктики:

1 — допалеозойские платформы; 2 — каледонская складчатость; 3 — герцинская складчатость; 4 — палеозойская платформа западной части Центрального Полярного бассейна; 5 — мезозойская складчатость; 6 — краевые прогибы канадской арктической платформы палеозойского возраста; 7 — краевые прогибы канадской арктической платформы и Аляски мезозойского возраста; 8 — Гиперборейская платформа (допалеозойская) в восточной части Центрального Полярного бассейна

ской складчатости, на севере окаймленная поясом мезозойских отложений, приуроченных к области прогибания (см. рис. 27).

В отношении бассейна Скандик уже давно (Де Геер, 1912) сложилось представление, что здесь погружена древняя платформенная структура, окруженная с запада и востока поясами каледонской складчатости (Л. Кох, Г. Фребольд, О. Хольтедаль). Де Геер считал вероятным погружение океанических впадин бассейна Скандик в третичное и четвертичное время, связывая его с мощными излияниями базальтов.

Новые данные для восточного побережья Гренландии указывают на возможность погружений краевой части бассейна еще в конце мезозойского времени, а погружение третичных базальтов указывает на опускание их в четвертичное время. О Хольтедаль описал для прибрежного

пространства морского дна у западных берегов Шпицбергена линии нарушений (выраженные в подводном рельефе) — разломы предположительно третичного возраста. Молодые, третичного и четвертичного возраста, тектонические движения, по мнению О. Хольтедаля, определили и современную конфигурацию прибрежной области Скандинавского полуострова, создав крупные черты расчленения поверхности шельфа и материкового склона.

Геофизические данные — изучение распространения волн землетрясений в Арктике — позволили Дж. Оливеру, М. Юингу и Ф. Прессу (1955) сделать следующие выводы об условиях строения земной коры арктического пространства. На основании изучения распространения поверхностных волн землетрясений, которые различно распространяются в областях материковой и океанической структуры, исследователи пришли к выводу, что пространства Канадского Арктического архипелага, Гренландия, Баффинов залив и Девисов пролив относятся к материковой структуре. К материковой структуре принадлежат и пространства дна Баренцева моря. Этот вывод хорошо согласуется с геологическими данными о продолжении материковых платформенных структур на дно Баренцева моря. Материковая структура устанавливается и для области Чукотского моря вместе с прилегающими с юга мелководными областями Берингова моря. Для океанических впадин Центральной Арктики характерно строение земной коры океанического типа с участками материкового типа.

Приведенные сведения хорошо согласуются с данными Р. Деменичкой (1959), которая считает, что под океаническими впадинами Арктического бассейна кора имеет небольшую мощность, сходную с таковой других океанов.

История развития Северного Ледовитого океана в докембрийское время характеризовалась сложной эволюцией геосинклинальных бассейнов. Один из них находился в западной части Центральной Арктики, через него шел широкий обмен морской фауной между областями русской платформы и Северной Америки. Более устойчивые площади Гиперборейской платформы в течение палеозойского времени, вероятно, большей частью представляли сушу, только на сравнительно короткое время покрывавшуюся мелководными морями.

Развитие каледонской, а затем и герцинской складчатости привело к заполнению геосинклинальных бассейнов

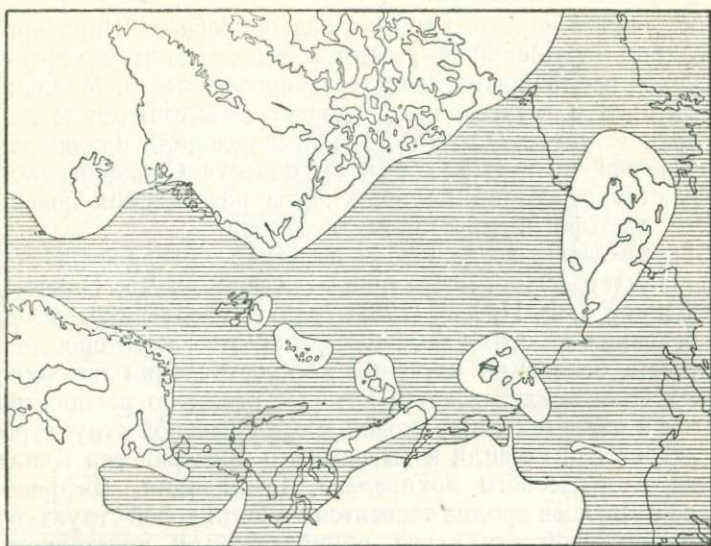


Рис. 28. Распространение нижнемелового моря в Арктике.
(Пространство, покрытое морем, заштриховано)

в приатлантической части Арктики, в том числе и в пределах котловины Нансена. Они превратились в складчатые пояса, прочно спаявшиеся с древними платформами Баренцева и Карского морей Гиперборейской платформой. Следовательно, по мере приближения к концу палеозоя в пределах центральной части Арктики все больше распространяется суша. Временами она покрывалась мелководными морями.

С началом мезозойского времени начинается процесс раздробления и погружения арктической суши. Он захватывает океанические впадины Центральной Арктики и бассейна Скандик, море распространяется на все большую площадь (рис. 28).

Особенно широкое распространение моря имело место в нижнемеловое время. Тогда большие пространства суши на месте платформ Баренцева и Карского морей заливались мелководными морями, среди которых выделялись отдельные острова и архипелаги.

В конце мелового периода новое оживление горообразовательных движений приводит к освобождению от морских вод больших пространств суши в пределах современного

материкового мелководья. В это же время, вероятно, углубляются океанические впадины. Образовавшаяся на большом протяжении суша вокруг океанических впадин Центральной Арктики и бассейна Скандик сохраняется на протяжении третичного и первой половины четвертичного периодов.

Ф. Нансен, изучив подводный рельеф Баренцева и Карского морей, пришел к выводу, что глубоко врезанные долины, сохранившиеся на дне моря, могли образоваться в условиях распространения на месте моря высоко (до 500 м) приподнятой суши. Необходимость допущения более высокого положения суши в пределах современного шельфа вытекает из характера шельфа — широкого распространения унаследованного рельефа наземного происхождения. Внешняя граница суши проходила вблизи современного материкового склона. В течение третичного периода могли происходить кратковременные вторжения морских вод на отдельные участки шельфовой суши и осуществлялось соединение Северного Ледовитого океана с Тихим через временно существующий пролив в северной части Берингова моря. Изменение физико-географических условий на земной поверхности в конце неогена — начале антропогена приводит к развитию мощных покровов материкового льда в пределах Арктики.

Географические условия четвертичного времени существенно различались в западной, приатлантической, и восточной, притихоокеанской, частях Арктики. В приатлантической части Арктики известно развитие двух оледенений, разделенных тепловодной морской трансгрессией, во время которой осуществлялся обильный приток атлантических вод.

На месте Баренцева и Карского морей в четвертичном периоде еще сохранялись значительные пространства суши, являющиеся областями накопления мощных покровов материкового льда.

В притихоокеанской части Арктики в связи с развитием материковых оледенений на западе и значительно большим распространением суши на месте современного шельфа климат изменялся в сторону возрастающей континентальности. Здесь не создавалось благоприятных условий для развития материкового оледенения.

На материковых равнинах, расположенных на месте современного шельфа, шло формирование мерзлоты ископаемых льдов. Только в горных странах северо-востока,

подверженных влиянию влажных воздушных масс со стороны Тихого океана, могли развиваться горные ледниковые покровы. Подобные условия для развития оледенения существовали и на Аляске. В большой мере изменялась географическая обстановка и условия развития оледенения в притихоокеанской части Арктики в эпохи вторжения теплых атлантических вод — эпохи, межледниковые для западной части Арктики. Обильный приток теплых атлантических вод изменял климат Арктики в сторону большего увлажнения и некоторого потепления. Шельфовая суша на севере Сибири, в пределах Карского моря, заливалась морскими водами, создавались условия, благоприятные для развития оледенения в северной части Западной и Центральной Сибири (Ю. Пармузин, А. Попов). В то же время известно, что шельфовая суша в пределах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского не заливалась морскими водами. Здесь в течение длительного времени сохранялся наземный режим. Климат был резко континентальным, и оледенение не развивалось.

Возможной причиной указанных различий западной и восточной частей Арктики было соединение шельфовой суши с хребтами Ломоносова и Менделеева, которые в то время были приподняты над уровнем моря. Теплые атлантические воды не могли оказывать значительного влияния на большие пространства притихоокеанской Арктики, и там даже в межледниковые эпохи — эпохи притока атлантических вод — сохранялся резко континентальный климат, исключая развитие материкового оледенения. Возможно, что оледенение развивалось в виде горных покровов на поверхности высоко поднятых океанических хребтов и высоко поднятых островов, например о. Врангеля.

Изучение осадков на дне океанических впадин Арктического бассейна показало (Белов, Лапина, Сакс), что в течение четвертичного периода неоднократно происходило изменение условий поступления атлантических вод в Арктический бассейн. В одни периоды приток атлантических вод происходил бурно, в другие он прекращался. Периоды с отсутствием притока атлантических вод относят к ледниковым, а с притоком атлантических вод — к межледниковым условиям. Колебания в притоке атлантических вод могли вызываться не только изменениями климатических и океанографических условий, но и степенью погруженности порогов, отделяющих океанические впадины Центральной

Арктики от северной части Атлантического океана (Д. Панов, 1945). В послеледниковое время происходит общее опускание всего пространства материкового мелководья Арктики, которое сопровождается, вероятно, углублением океанических впадин Арктического бассейна и бассейна Скандик. Морские воды широко разливаются на поверхности ранее существовавшей суши, окончательно скрывают ее, создается современный облик распределения суши и моря в Арктике.

Атлантический океан

Крупные черты рельефа дна Атлантического океана в значительной степени напоминают рельеф Северного Ледовитого океана, характеризующийся наличием ряда отдельных бассейнов. Срединный хребет Атлантического океана представляет грандиозное горное поднятие, протянувшееся от о. Исландия на севере до о. Тристан-да-Кунья на юге. Южнее островов Тристан-да-Кунья хребет резко изменяет направление с субмеридионального на широтное и, простираясь на восток, продолжается в Индийский океан. Лучше других частей Срединного хребта известен рельеф его северной части. Ширина Срединного хребта достигает 550—900 км при высоте над окружающими океаническими равнинами в 3500—4000 м. И. Толстой и М. Юинг, подробно изучавшие рельеф Срединного хребта, выделяют три самостоятельные морфологические зоны.

1. Центральная высокая зона. Отличается рядом высоко поднимающихся параллельно идущих хребтов, отделенных друг от друга продольными долинами. Направление хребтов отвечает общему направлению всего поднятия, вытянутого с СВ на ЮЗ. Вершины хребтов поднимаются до глубины в 1500 м и меньше, их склоны резко очерченные, обрывистые. Ширина рассматриваемой зоны Срединного хребта около 250 км. В центральной части этой зоны проходит глубокий продольный желоб. Он связан с линиями разломов большой протяженности и больше всего похож на обусловленные разломами рифтовые долины Восточной Африки. Насколько известно по сборам образцов с поверхности этой части хребта, он сложен вулканическими породами — лавами с прослоями вулканических пеплов.

Считают, что образование рельефа данной части Срединного хребта было связано с тектоническим раздроблением и активным развитием вулканизма.

2. Зона террас и холмов. Прилегает к центральной зоне на западе и востоке и достигает глубин до 5 тыс. м. Выделяются три террасы (шириной от 2 до 90 км каждая). Наиболее низкая из террас находится на глубине в 4500 м, она достигает ширины 65 км. По внешнему краю террасы имеются холмистые возвышенности, далее сменяющиеся равниной. По мнению некоторых исследователей (Хизен, Юинг, Эриксон), ровная поверхность террас у склонов Срединного хребта Атлантического океана образовалась благодаря деятельности мутьевых потоков, спускающихся вниз по хребту. Они снесли большое количество осадков и выровняли первоначально расчлененную поверхность рельефа склонов. При таком объяснении получается, что поднятия во внешней части террасы представляют наиболее высоко поднятые части первоначально расчлененного рельефа тектонического происхождения.

На глубине около 4 тыс. м выделяется следующая терраса шириной до 45 км с однообразной ровной поверхностью. Наиболее высокий террасовый уровень встречается на глубине от 4 тыс. до 2700 м. Всего здесь насчитывается до 10 отдельных ступеней, обладающих плоской поверхностью. Общая ширина этой террасированной равнины до 180 км. Если придерживаться гипотезы о связи образования террас с мутьевыми потоками, то придется считать наличие в этой части склонов хребта дробного тектонического расчленения, давшего начало образованию такого большого количества отдельных поверхностей террас.

3. Зона предгорья — находится на глубине до 5300 м. Она представляет собой естественный переход от склонов хребта к прилегающим абиссальным равнинам океанических бассейнов. Среди зоны предгорья находятся плосковершинные поднятия, постепенно спускающиеся все ниже и ниже.

Отмеченное зональное строение Срединного хребта поддерживается с некоторыми отклонениями для значительной его части. Несколько южнее сороковой параллели Срединный хребет резко расширяется, здесь находится довольно подробно изученное подводное плато Азорских островов (Азорское плато). Для Азорского плато характерно чередование хребтов и долин, расположенных под углом к основному направлению Срединного хребта. Хребты эти представляют наиболее высоко поднятые части выпуклого поднятия — вулканического цоколя Азорского плато. Среди Азорского плато известны отдельные подводные возвы-

шенности, достигающие глубины менее 500 м, а рядом с ними находятся глубокие тектонически обусловленные долины и впадины.

Основное значение для формирования рельефа Азорского плато имели разломы, сопровождавшиеся обширными вулканическими излияниями. Экспериментальные работы Клооса показали, что мощность коры в области Азорского плато должна быть меньше мощности континентальной коры. Изменяя направление и глубину, Срединный хребет доходит до экватора, где его разделяет понижение с океаническим желобом Романш в наиболее глубокой части.

Абиссальный океанический желоб Романш имеет наибольшую глубину 7369 м. Дно этого желоба представляет аккумулятивную равнину, сходную с равнинами на дне других океанических желобов. Формирование рельефа дна желоба Романш было связано, вероятно, с длительным накоплением осадков, переносимых мутьевыми потоками с его склонов на дно.

Рельеф Срединного хребта в пределах южного полушария известен менее подробно. Наиболее важной отличительной чертой Срединного хребта в южном полушарии является отделение от него боковых отрогов. Один из них, известный под названием Китового хребта, направляется к берегам Африки, другой — на запад, к берегам Южной Америки, не доходя которых он заканчивается подводным плато Рио-Гранде с глубинами менее тысячи метров. Названные подводные хребты определяют разделение южной части Атлантического океана на ряд бассейнов (котловин), естественными границами которых они служат. Для всего пространства Атлантического океана типично относительно симметричное расположение по отношению к Срединному хребту океанических котловин, отделяющихся друг от друга поднятиями в форме широких порогов. Поверхность дна самих океанических бассейнов представляет абиссальные равнины. Некоторые из них, в особенности в северной части океана, в последние годы подверглись геологическому изучению. Как и в других океанах, было найдено, что поверхность абиссальных равнин нарушается отдельными подводными горами. Некоторые из них представляют настоящие плосковершинные подводные горы — гайоты. Они имеют вулканическое происхождение, а время их образования относят к меловому периоду. В Северо-Американской котловине известны подводные горы, вероятно,

не вулканического, а горстового происхождения. Они в большей мере сходны с подводными грядami Тихого океана.

Среди абиссальных равнин Атлантического океана значительные площади заняты аккумулятивными равнинами. В их образовании ведущую роль отводят деятельности мутьевых потоков, которыми с повышенных участков океанического дна в большом количестве выносятся осадки. Среди абиссальных равнин встречаются океанические каньоны. Ряд исследователей (Юинг, Хизен и др.) связывает их образование с деятельностью мутьевых потоков. Полагают, что, обладая большой скоростью движения, мутьевые потоки способны расчленять поверхность океанического дна. Учитывая большую выровненность абиссальных равнин и значительную протяженность отдельных океанических каньонов, связь их с размывающей (эрозионной) деятельностью мутьевых потоков кажется весьма сомнительной. Есть основания предполагать, что они обязаны своим происхождением тектоническим причинам (связаны с линиями разломов, представляют тектонические долины, затем измененные в связи с деятельностью мутьевых потоков) (Панов, 1959).

Абиссальные равнины Атлантического океана ограничены с одной стороны сложно расчлененными, порой ступенчатыми, склонами Срединного хребта, а с другой — материковыми склонами Европы и Африки, Северной и Южной Америки.

Материковый склон Европы сильно расчленен. Его прорезают многочисленные подводные долины, многие из них находятся на прямом продолжении современных рек и не оставляют сомнений в том, что их образование связано с молодым погружением поверхности материкового склона (Буркар, 1953). В настоящее время все большее признание приобретает точка зрения, согласно которой материковый склон представляет активно развивающуюся флексуру, в пределах которой происходит неравномерное движение — погружение в нижней части, поднятие в верхней. Внешняя часть материковой флексуры отвечает поверхности материкового склона и шельфа, внутренняя часть материковой флексуры — прибрежной полосе материка. При погружении внешней части материковой флексуры происходит довольно быстрое погружение окраины материка, сопровождающееся опусканием ранее созданных речных долин.

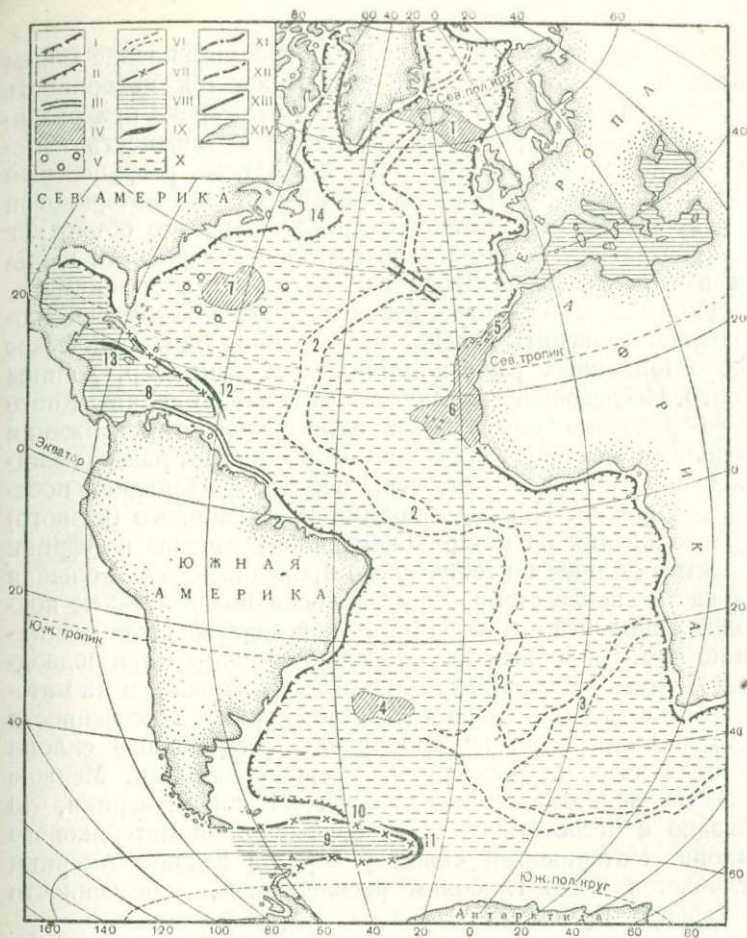


Рис. 29. Схема рельефа дна Атлантического океана (условные обозначения общие для рис. 29, 31, 33):

I — Материковый склон, расчлененный подводными долинами и каньонами; II — крутой материковый склон (сбросовый); III — пологий материковый склон (флексурный); IV — океаническое плато; V — распространение гайотов и отдельных вулканических гор; VI — океанические хребты (связаны с линиями разломов большого протяжения, планетарными океаническими разломами); VII — островные дуги; VIII — геосинклинальные моря; IX — абиссальные океанические желоба; X — абиссальные равнины; XI — антиклинальные гряды; XII — глыбовые и вулканические горы; XIII — линии океанических разломов с резко расчлененным рельефом вдоль них; XIV — пространство суши

На схеме Атлантического океана цифры обозначают:

1 — Телеграфное плато, 2 — Срединный хребт Атлантического океана, 3 — Китовый хребт, 4 — Плато Рио-Гранде, 5 — Канарское плато, 6 — Плато Зеленого Мыса, 7 — Бермудское плато, 8 — Карибское море, 9 — море Скотия, 10 — Южно-Антильская дуга, 11 — Южно-Сандвичский желоб, 12 — желоб Пуэрто-Рико, 13 — желоб Барлетт, 14 — Большая банка

В то же время возможно очень быстрое затопление морем окраинной части материка, где образуется поверхность шельфа. Быстрое затопление окраины материка при развитии материковой флексуры исключает возможность изменения наземного рельефа под действием разрушающей работы волнения (морской абразии). Гипотеза материковой флексуры (Буркар, Коттон и др.) проще всего объясняет распространение наземного рельефа на поверхности шельфа и сильное расчленение склона речными долинами.

Гипотеза материковой флексуры позволяет удовлетворительно объяснить далекое продолжение на океаническое дно затопленных речных долин, как, например, долины Конго. Исследованиями Вича и Смита (1939) долины Конго было доказано образование затопленного продолжения ее долины в связи с молодыми погружениями, развивающимися в неогене и четвертичном периоде на западном побережье Африки. Наряду с долинами эрозионного (речного) происхождения на материковом склоне Европы и Африки известны долины тектонического происхождения. Большая их часть впоследствии была изменена под действием подводных оползней и мутьевых потоков, нередко спускающихся по ним. Широким распространением пользуются подводные долины и тектонические подводные каньоны и на материковом склоне Северной и Южной Америки. В особенности детально они были изучены вдоль материкового склона у атлантического побережья Северной Америки. Меньше известны подводные долины у берегов Южной Америки, что связано с недостаточной еще изученностью материкового склона. Материковый склон у берегов Южной Америки отличается часто глубоким расчленением, в особенности у берегов Бразилии.

Геологическое строение. Современная береговая линия Атлантического океана сечет в одних частях океана складчатые пояса, в других прерывает обширные платформы, связь которых устанавливается на основании сопоставления их геологического строения. Примером может служить сходство геологического строения южной части Африки с расположенной на противоположном берегу океана Южной Америкой. Сходство геологического строения противоположных берегов Атлантического океана настолько велико, что оно послужило в свое время одним из аргументов гипотезы перемещения материков. Намечается вероятное продолжение отдельных складчатых

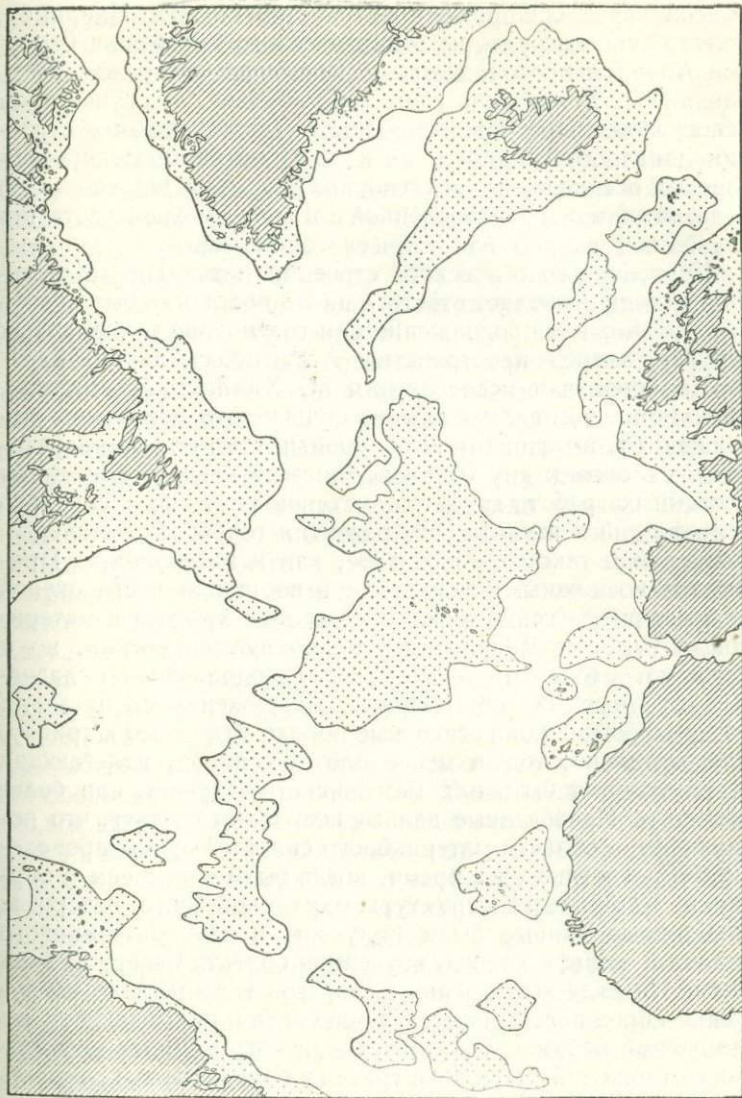


Рис. 30. Суша Атлантида (по Н. Ф. Жирову),
существовавшая в океане 15000—10000 лет тому назад

поясов через обширные пространства океана. Например, палеозойские структуры атлантического побережья Северной Америки продолжают на восточное побережье Гренландии. О. Хольтедаль уже давно показал, что существует непосредственная тождественность геологического строения Западного Шпицбергена и северной части Великобританских островов, принадлежащих к единой (каледонской) складчатой зоне, раздробленной и в значительной части погруженной на дно Атлантического океана.

Изучение геологического строения материкового шельфа и склона позволяет ответить на вопрос: когда было нарушено возможное продолжение или соединение материковых структур через пространства Атлантического океана?

Как показали исследования М. Хилла и А. Лоттона, на материковом склоне породы фундамента постепенно погружаются, а мощность коры уменьшается по мере перехода от склонов к дну океанов. Существенным достижением указанных работ является установление расчлененного рельефа дна и возможность развития горообразовательных движений в таком же масштабе, как и на материке. Признается возможным нахождение в восточной части океана (в пределах бассейна между Срединным хребтом и материковым склоном Европы) не только вулканических, но и складчатых гор, которые могут быть продолжением складчатых структурных зон материка. Погруженные в пределах материкового склона осадочные породы относятся к триасу. Следовательно, толща менее плотных пород, налегающая сверху, может быть или мезозойского возраста, или более молодого. Приведенные данные позволяют считать, что погружение в области материкового склона Европы происходило в послетриасовое время, когда были вовлечены в опускание материковые структуры окраинной части материка.

Сходные данные были получены и для материкового склона и шельфа хорошо изученной области Северной Америки. На ряде выполненных разрезов там отмечено погружение пород палеозойского фундамента и покрывающих их отложений мезозоя. При этом среди погруженных мезозойских отложений, начиная с триаса и более молодых, известны породы как морского, так и континентального происхождения. На погруженные отложения мезозоя налегают осадки кайнозойского возраста до четвертичных включительно.

Таким образом, и на противоположной стороне северной части Атлантического океана геофизическими исследова-

ниями устанавливается сходная картина строения материкового шельфа и склона, с характерным длительно развивающимся погружением, начавшимся в послетриасовое время.

Менее определенные сведения имеются для южной части океана. Здесь отмечается большое сходство геологического строения платформенных областей южной Африки и Южной Америки. По замечанию Ю. М. Шейнмана, «до начала юры сохранилась геологическая тождественность истории обеих платформ» (Шейнман, 1958, стр. 779). Ю. М. Шейнман считает, что только в позднем мелу устанавливается разделение платформ Африки и Бразилии.

Активные погружения краевой части материков по берегам Атлантического океана происходили и позднее, об этом свидетельствует наличие пресноводных осадков на дне океана на глубине 3500 м и молодые погружения в области Гвинейского залива, образование опущенной в конце неогена — начале четвертичного периода долины Конго.

Относительно геологического строения абиссальных равнин Атлантического океана накопился значительный материал геофизических исследований. Он показывает, что мощность рыхлых осадков, покрывающих океаническое дно, изменяется от нескольких сотен метров до 1 км. Нижняя граница земной коры была найдена на глубине от 8 до 13 км. Интересно отметить, что в восточной части океана на дне океанических бассейнов с глубинами менее 4 тыс. м были встречены породы, ближе всего отвечающие гранитной оболочке коры материков. М. Хилл выдвинул основательное предположение об изменении мощности гранитного слоя в направлении от материков к дну глубокой океанической котловины, где гранитный слой заменяется базальтовой оболочкой. Г. Беркхемер показал для восточной части Атлантического океана в пределах Северо-Африканской котловины распространение океанической структуры земной коры с налеганием рыхлых осадков мощностью от 0,5 до 1,2 км на породы базальтовой оболочки; то же самое известно и для восточной части океана севернее Пиренейского полуострова (Гаскелл).

Довольно многочисленные исследования в западной части океана, в пределах Северо-Американской котловины, показали, что в северной ее части (в области Большой Ньюфаундлендской банки и к югу от нее) наблюдается переход от континентальной структуры к океанической. В пре-

делах абиссальной равнины дна океанического бассейна была выявлена типично океаническая структура земной коры (Оффисер, Кац, Юинг). Мощность океанических осадков на глубине в 4,9 км оказалась равной 1,3 км. Следовательно, под дном Атлантического океана устанавливается сходство его структуры — распространение коры океанического типа по обе стороны от Срединного хребта океана.

О геологическом строении Срединного хребта можно судить на основании изучения его островов, образцов пород, поднятых со дна океана, с его поверхности, и условий распространения волн землетрясений.

Познакомимся кратко с геологическим строением островов. В геологическом строении островов, расположенных на Срединном хребте Атлантического океана, известны молодые изверженные породы (кайнозойского возраста). Исландия сложена мощной толщей базальтов и туфов третичного и четвертичного возраста. На Азорских островах наряду с базальтами третичного возраста известны осадочные породы (известняки) миоцена, покрытые базальтовыми излияниями. Миоценовые отложения известны и на островах Мадейра. Возможно, что ранее существовала связь между Азорскими островами и островами Мадейра. Биогеографические данные указывают на возможность такой связи.

Острова Срединного хребта сложены молодыми вулканическими породами, образовавшимися в течение третичного и четвертичного времени. Более древние породы здесь неизвестны, за исключением острова Вознесенья, где в основании эффузивного комплекса залегает гранит неопределенного возраста. Обломки базальта, поднятые с поверхности Срединного хребта, были определены как третичные (Кер и Кальп), они встречались и на поверхности океанического дна при драгировках в его северной части — на Телеграфном плато. Наряду с базальтами в северной части океана известны и обломки вулканических туфов. На поверхности Срединного хребта обнаружены и обломки известняков. Некоторые из них представляют коралловый известняк. Интересно, что с подводной возвышенности Алтаир в районе Азорских островов был добыт обломок известняка с кораллами современного типа. Он может служить указанием на молодое погружение океанического дна.

Сейсмические данные для Срединного хребта Атлантического океана указывают на сосредоточенность очагов землетрясений на поверхности хребта. Вероятнее всего,

они связаны с современными движениями по линиям разломов в его центральной части. Изучение распространения поверхностных волн землетрясений (Оливер, Беркхмер и др.) показало, что Срединный хребет не отличается по условиям геологического строения от окружающих его океанических бассейнов.

Однако к этим выводам следует отнести с большой осторожностью, потому что специальных определений строения земной коры в области Срединного хребта сейсмическими методами не производилось. По данным Р. Деменицкой (1959), толщина земной коры под Срединным хребтом больше, чем под океаническими бассейнами. Этот вывод подтверждает сходство Срединного хребта с хребтами других океанов, в частности Индийского океана, куда он непосредственно продолжается.

История развития. До последнего времени Атлантический океан был изучен лучше других океанов. Существует два различных направления во взглядах на природу и историю развития Атлантического океана:

1. Признание древнего, мало изменчивого существования океана.

2. Признание последовательного расширения и углубления океана.

Согласно первой группе гипотез, признается древнее существование Атлантического океана; изменения его в течение геологического времени захватывали только окраинные части океана — пространства шельфа.

Варианты второй группы гипотезы весьма многочисленны. Взгляды Г. Штилле, например, отражают компромиссное решение проблемы. Он допускает постоянство океанов, сочетающееся с их молодым преобразованием, считая, что среди Атлантического океана имеются различные по возрасту части. Одни из них древние, образовавшиеся на заре геологического времени, другие молодые, созданные опусканиями ранее существовавшей суши. К числу древних изначальных впадин Атлантического океана Штилле отнес его северную и южную части, средняя часть океана, по его мнению, была занята сушей, соединяющей Бразилию с Африкой.

Сходные взгляды на геологическую историю Атлантического океана развивал А. Н. Мазарович (1952). Он полагал, что среди пространств Атлантического океана в ходе геологического времени сменялись геосинклинальные бас-

сейны и складчатые пояса. Наиболее значительное погружение имело место в конце мелового периода, когда создалась «атлантическая система складок», выраженная современным Срединным хребтом океана. В кайнозое происходили крупные опускания, которые привели к погружению атлантической системы складок, остатком которых является архипелаг Азорских островов.

По мнению А. Д. Архангельского (1947), отдельные части Атлантического океана имеют различное строение и возраст. Современную океаническую впадину А. Архангельский рассматривал как новейшую геосинклиналь, образовавшуюся в результате опускания складчатых и платформенных структур разного возраста. Срединный хребет океана представляет собой складчатое поднятие среди развивающейся геосинклинальной области.

В последнее время Ю. М. Шейнман (1958) обратил внимание на молодость опускания Атлантического океана. В результате этих опусканий были уничтожены существовавшие здесь раньше материковые массивы. Ю. М. Шейнман видит в Атлантическом океане пример молодой развивающейся геосинклинальной области.

Геосинклинальная природа Атлантического океана признается и многими другими исследователями. Н. М. Страхов (1948) отметил, что океанические впадины, возникающие за счет разрушения и погружения платформенных и складчатых структур, представляют новые, неизвестные ранее в истории Земли тектонические формы. А. Н. Мазарович (1952) говорил о выделении в земной истории океанов геосинклинальной стадии, которая началась во вторую половину кайнозоя и продолжается до современной эпохи.

Сходный взгляд на природу Атлантического океана развил Ю. А. Мещеряков (1957), согласно которому в мезозойское время начался неогeosинклинальный этап в развитии Земли, с характерным для него обрушением древних материковых пространств и образованием на их месте океанов, в том числе Атлантического.

Остановимся подробнее на истории развития Атлантического океана; в ней можно выделить два этапа. В первый из них, охватывающий палеозой и первую половину мезозоя, происходила сложная смена распределения суши и моря в пределах современной площади океана. Вполне возможно, что здесь были и более древние впадины, представлявшие наиболее глубоко опущенные участки платформ—

древние платформенные впадины. В этот этап развития, вероятнее всего, среди океана существовали отдельные платформенные области, окруженные складчатыми поясами различного возраста. В южной части океана, возможно, существовало соединение Африки с Бразильской платформой. Вполне возможно, что Антарктическая материковая глыба на север распространялась значительно дальше, чем сейчас.

Во второй этап, во вторую половину мезозоя происходит расширение площади и углубление океана. Погружаются структуры суши в зоне материкового склона Европы и Северной Америки. Возможно, что происходило и погружение обширных материковых масс в области океана, намечались контуры современных океанических бассейнов. В то же время грандиозные разломы создали структуры Срединного хребта. Здесь могли возникать по линиям разломов с одной стороны глыбовые поднятия, а с другой — большие вулканические излияния. Скорее всего, процесс разрушения и погружения древних материковых структур развивался в несколько фаз. Вместе с оживлением движений в отдельные моменты времени с новой силой проявлялись вулканические явления. К началу четвертичного периода, судя по данным Петтерсона и Малейза, на месте Атлантического океана существовала система в разной мере изолированных бассейнов по обе стороны от Срединного хребта. Срединный хребет в то время, судя по многочисленным фактам, приводимым Малейзом и Петтерсоном, представлял приподнятую над уровнем моря гряду с отдельными крупными участками суши — большими островами.

Может быть, к одному из таких островов была приурочена легендарная страна — «Атлантида», как это пытается доказать Н. Ф. Жиров (1957). Для доказательства существования Атлантиды Н. Ф. Жиров приводит большое количество убедительных фактов из области геологии, географии, этнографии и истории культуры. Не входя в обсуждение этой увлекательной проблемы, заметим, что ряд исследователей (Малейз, Буркар, Берг, Петтерсон, Жиров и др.) приводит доказательства в пользу погружения Срединного хребта Атлантического океана в четвертичное время, а некоторые исследователи считают вероятным неоднократные его поднятия и погружения в течение четвертичного периода¹.

¹ Новые исследования рельефа в северной части океана указывают на молодость погружений его дна.

Окончательное погружение Срединного хребта океана произошло в самые последние моменты четвертичного времени, на границе с исторической эпохой (Малейз, Берг, Жиров). Возможно, что отголоском совсем молодых движений по линии разломов Срединного хребта служат частые современные землетрясения, а также и молодые вулканические извержения, создавшие современные вулканические острова на его погруженной поверхности.

Индийский океан

Рельеф Индийского океана довольно резко разделяется на две части — западную и восточную. Для западной части характерно распространение очень сильно расчлененного подводного рельефа. Выделяется Центральный Индийский хребет, протягивающийся от Лаккадивских и Мальдивских островов к югу. В южной части он через подводный хребет Кергелен — Гауссберг соединяется с мелководьями Антарктики, а на востоке сливается с более пониженным Австрало-Антарктическим поднятием. В северо-западной части океана к Центральному подводному хребту примыкает другой подводный хребет — Аравийско-Индийский, он отделяет Аравийскую котловину от Сомалийской.

О морфологических особенностях названных хребтов знают мало. Известно, что рельеф Центрального Индийского хребта сходен с Срединным хребтом Атлантического океана, на его склонах тоже располагаются плоские поверхности террас.

На абиссальных глубинах океана встречаются обширные плоские аккумулятивные равнины, иногда отличающиеся сложным расчленением. В результате последних исследований в значительном количестве стали известны и подводные горы как типа резко возвышающихся подводных вулканов, так и типа плосковершинных гайотов. Поверхность абиссальных равнин в северо-восточной части океана прорезается подводными каньонами, которые исследователи Индийского океана склонны связывать с тектоническими причинами, а не с деятельностью мутьевых потоков. В восточной части океана абиссальные равнины распространяются на очень большой площади. Они занимают преобладающее место в рельефе океанического дна. Согласно Р. Фербридж, абиссальные равнины у берегов Австралии являются древними структурными элементами.

В западную часть океана продолжается Срединный хребет Атлантического океана, который через подводное плато островов Крозе соединяется с системой Центрального Индийского хребта и образует единую мощную полосу океанических горных структур.

Наряду с этим в западной части океана в направлении, близко совпадающем с простиранием Центрального хребта, западнее него, проходит Маскаренский подводный хребет. В его наиболее высоких частях, на севере и юге, располагаются острова Сейшельские и Маскаренские. Характер расчленения рельефа океанического дна в западной части океана более сложен. Здесь нет столь широкого распространения абиссальных равнин, как на востоке. Многочисленные впадины, лежащие на разной глубине, разобщенные друг от друга подводными порогами, имеют лишь отдельные небольшие возвышенности.

В последние годы в результате систематических исследований, выполненных советскими антарктическими экспедициями, пополнились знания о рельефе прибрежной части Южного материка. Как сообщают А. В. Живаго и А. П. Лисицин (1958), поверхность шельфа у берегов антарктического материка отличается сложным рельефом. Среди него выделяются несколько типов поверхности.

Типом выровненного рельефа шельфа являются подводные аккумулятивные равнины с накоплением осадков, главным образом переносимых айсбергами.

Менее распространен резко пересеченный рельеф, созданный при раздроблении кристаллического фундамента краевой части материка.

Среди шельфа Антарктики известны и более крупные формы тектонического расчленения морского дна. Вдоль побережья материка на много сотен километров протягивается продольная депрессия — желоб с глубинами от нескольких сотен до 1400 м. В отдельных частях продольная депрессия осложняется по линиям разломов впадинами глубиной до тысячи метров.

Для материкового склона Антарктики свойственны также разнообразные сочетания форм подводного рельефа. Спокойные наклонные поверхности подводных равнин сменяются участками глыбового расчленения. Возвышенности имеют здесь характер то продольных, то поперечных гряд. Сложное расчленение склона связано с недавними нарушениями земной коры.

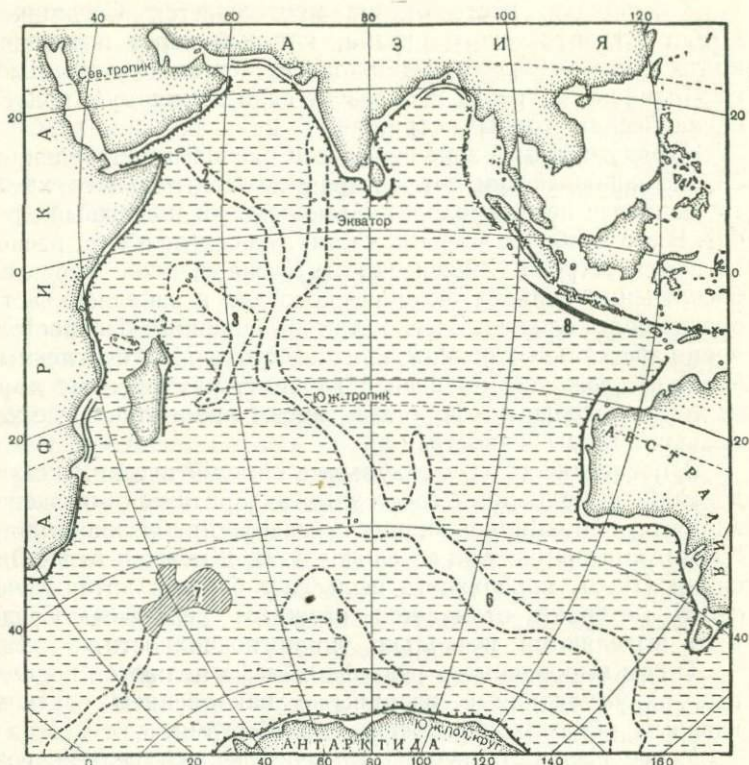


Рис. 31. Схема рельефа дна Индийского океана (условные обозначения см. на рис. 29). Цифрами обозначены:

- 1 — Центральный Индийский хребет; 2 — Аравийско-Индийский хребет;
- 3 — Маскаренский хребет; 4 — Африканско-Антарктическое поднятие; 5 — хребет Кергелен-Гауссберг; 6 — Австрало-Антарктическое поднятие; 7 — Плато Крозе; 8 — Яванский желоб

В южной части Индийского океана аккумулятивные абиссальные равнины занимают ограниченные пространства. Здесь поверхность океанического дна имеет сложное расчленение. Как бы переходным образованием от аккумулятивных абиссальных равнин к расчлененному подводному рельефу служат пологоволнистые и ступенчатые подводные равнины, в которых первоначальный рельеф тектонического происхождения в большой степени сглажен за счет накопления осадков, преимущественно ледникового происхождения.

Между южной оконечностью Африки и берегами Антарктики преобладающим распространением пользуются разнообразные формы вулканического рельефа. Он выражен подводными вулканическими равнинами, нередко со ступенчатым профилем. Среди равнин поднимаются отдельные вулканические горы высотой до 3 тыс. м и более. Местами встречаются вулканические массивы и вулканические нагорья.

На склонах Африканско-Антарктического поднятия известны формы глыбового расчленения подводного рельефа. А. В. Живаго и А. П. Лисицин обращают внимание на молодость вулканических образований океанического дна, которые еще только начинают выравниваться под действием накопления осадков. Указывается и на большое значение сбросовых нарушений в формировании современного рельефа дна южной части Индийского океана.

Геологическое строение. В береговой полосе Индийского океана, подобно Атлантическому, обнаруживаются различного возраста структуры. В восточной Африке это древняя платформа с молодыми нарушениями, создавшими знаменитую область Восточно-Африканских разломов. Раздробление Африканской платформы, а севернее ее — Аравийской платформы с глубокой сбросовой впадиной Красного моря сопровождалось мощными излияниями базальтов. Вулканическая деятельность развивалась до четвертичного времени включительно.

Прямолинейное, слабо расчлененное очертание берегов на западе Индийского океана связано с разломами, по которым происходило обрушение былой суши. В связи с этим в западной части океана шельф занимает узкую полосу. Линии разломов ограничивают и полуостров Индостан, придавая ему характерную клиновидную форму. Во внутренних частях этого полуострова широко распространены континентальные отложения и обширные покровы основных изверженных пород — траппов. Согласно М. Кришнан, погружения в Бенгальском заливе и Андаманском море происходили в плиоценовое время.

Цепь молодых складчатых структур протягивается от Араканских гор, на севере, через внешние дуги островов архипелага Индонезии к северным берегам Австралии. Здесь находится широкая полоса мелководий Тиморского и Арафуртского морей. Они представляют молодые погружения северного продолжения Австралии.

На Западе Австралия круто обрывается узкой полосой материкового шельфа к глубоким океаническим пространствам восточной части океана. Складчатые структуры восточной части Австралии через остров Тасмания и подводный хребет протягиваются на соединение с молодыми складчатыми поясами Антарктики. В пределах антарктического материка, скрытого под мощным покровом материковых льдов, тоже известны древние платформенные структуры, образованные преимущественно допалеозойскими породами.

Следовательно, за исключением ограниченного отрезка молодой складчатости, на большей части Индийский океан окружен древними платформами. На Сейшельских островах известны выходы гранитов, которые считают сходными с гранитами докембрийского возраста острова Мадагаскар. Маскаренские острова имеют вулканическое происхождение, сложены лавами основных пород типа базальтов, отмечается сходство изверженных пород с Гавайскими островами.

Другие океанические острова — Крозе, Буве, Кергелен, Хирд — представляют вулканические острова третичного и четвертичного возраста.

В свете новых исследований океанического дна становится очевидным, что названные острова представляют лишь небольшую часть громадной области молодого и очень активного развития вулканической деятельности, проявившейся на обширных пространствах океанического дна южной половины океана. Частое нахождение подводных вулканов и вулканических гор в северной части океана указывает на возможность широкого распространения вулканизма и в других частях океана. Вполне возможно, что исключительно широкое распространение вулканизма является наиболее характерной чертой для Индийского океана и сближает его рельеф и историю развития с Тихим океаном.

Нам очень мало известно о геологическом строении подводных хребтов Индийского океана. Сходство их рельефа с Срединным хребтом Атлантического океана, приуроченность к ним очагов землетрясений (Гутенберг и Рихтер) указывает на молодое раздробление и современные движения по линиям разломов. Вероятнее всего, Центрально-Индийский хребет не отличается по геологическому строению от других хребтов океанов, прежде всего Атлантического.

Еще недостаточно фактических данных об условиях геологического строения океанического дна. Судя по работам Т. Гаскелл, в Индийском океане наряду с отчетливо выраженным океаническим типом коры встречается и переходный тип с участием в строении коры значительной мощности осадочных и вулканических пород.

История развития. С представлением об истории Индийского океана связано уже давно сложившееся мнение о существовании в его глубинах погруженной древней суши—Гондваны. Идея существования Гондванской суши, занимавшей в течение палеозоя громадные пространства Индийского океана, в последнее время очень серьезно оспаривалась.

Одни авторы, как, например, Г. Штилле, заполняли Гондванской сушей все пространство Индийского океана, на юге соединяя ее с материковыми пространствами Антарктики. Другие (А. Мазарович) считали эту сушу более ограниченной, не идущей дальше западной части океана, где существовал Индо-Африканский материк, объединявший Африку и Индостан через пространства океанического дна. Эта точка зрения поддерживается и в новых исследованиях Фербриджа (1955), который считает восточную часть Индийского океана за глубоко погруженную докембрийскую платформу. Время ее погружения остается неизвестным, но утверждается большая длительность существования восточной части океана, т. е. исключается возможность существования суши.

Развитие западной части океана, занятой древней платформой Гондваны, связывается с ее раздроблением и погружением в течение мезозоя. Признается, что наиболее ранние движения в пределах гондванской суши начались еще в пермское время, когда, по данным Н. Страхова, создавались среди нее отдельные прогибы и впадины. В мезозое начался процесс раздробления и погружения древней платформенной суши. Он сопровождался образованием многочисленных линий разломов, по которым поднимались и широко разливались массы основных изверженных пород типа базальтов. Одновременно с раздроблением и погружением Гондваны все шире разливались воды морских трансгрессий, захватившие окраинные части современных материков восточной Африки, Южной Азии. О грандиозности базальтовых излияний, сопровождавших погружение суши, свидетельствует большая мощность базальтовых покровов в Индии,

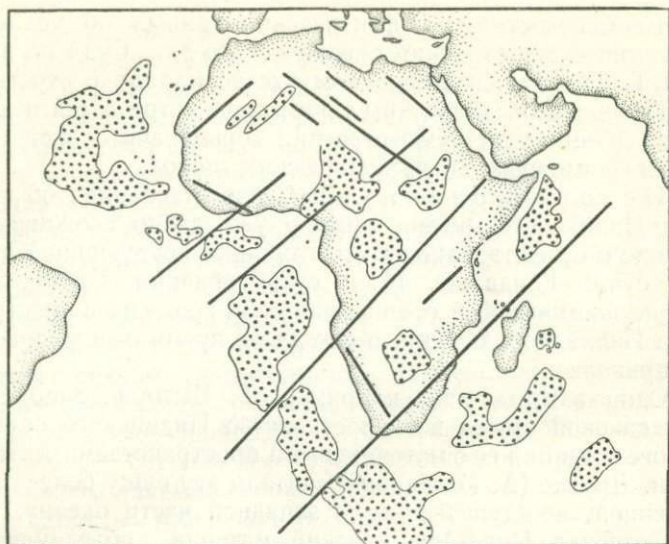


Рис. 32. Линии разломов земной коры, определившие образование впадин на материке Африки и окружающих пространствах океанов (по Кренкелю)

где они достигают 2 тыс. м. С течением времени в погружение вовлекались, кроме платформенных структур Гондваны, и складчатые сооружения краевых частей материков. Например, Кришнан указывает, что прибрежные хребты Белуджистана имеют продолжение на дне моря. Отмечалось, что западная часть Индийского океана больше всего обнаруживает сходство с Атлантическим океаном.

Новые исследования показывают, что в последние моменты геологического времени — в кайнозой снова оживилось раздробление дна Индийского океана. Оно сопровождалось широким распространением вулканизма в его самых разнообразных формах (образование вулканических равнин и массивов на дне океана, формирование отдельных высоко поднятых вулканических гор).

Наиболее молодые движения океанического дна, а вместе с тем и его погружение происходили в четвертичном периоде, как об этом можно судить по совершенно свежим, еще не покрытым осадками поверхностям вулканического рельефа и по распространению хребтов коралловых островов типа атоллов. Атоллы указывают на возможность моло-

дых опусканий отдельных частей дна океана. Что касается океанических хребтов, то пока нет оснований утверждать их складчатую структуру, как это предполагали некоторые авторы. Представляется более вероятным, что они связаны с линиями разломов, вдоль которых происходили глыбовые перемещения океанического дна. Вместе с тем по линиям активных разломов открывались пути для обильного выхода на поверхность лавы, создавшей отдельные базальтовые острова и подводные вулканы.

Тихий океан

Тихий океан самый большой и, казалось до последнего времени, самый древний среди океанов Земли. Представления о исключительной древности Тихого океана сложились давно и вызвали своеобразные гипотезы его образования. Некоторые исследователи считали, что образование этого древнейшего океана на Земле нужно считать еще с догеологического времени, относить к космической стадии жизни Земли. Так возникли гипотезы, связывающие образование Тихого океана с образованием Луны, ее отрывом от поверхности Земли (Пикеринг, Швиннер). Утверждение о большой древности и неизменности Тихого океана, его противопоставление другим, более молодым, океанам сохранялось до последнего времени. Ниже мы увидим, что современные данные не дают оснований для такого рода суждений. По мере изучения природы океанов становится все более очевидным близкое сходство их геологического строения, рельефа и основных направлений развития. К этим вопросам мы еще вернемся, а теперь остановимся лишь на крупных чертах подводного рельефа Тихого океана.

В отношении крупных черт устройства поверхности дна Тихий океан можно разделить на три больших части: западную, центральную и восточную, неравномерно изученные в настоящее время. Западная часть океана ограничивается достаточно ясно. В нее входят окраинно-материковые геосинклинальные моря — Берингово, Охотское, Японское, Восточно- и Южно-Китайское, Коралловое и море Фиджи. К области современных геосинклиналей относится и Филиппинская котловина (бассейн), ограниченная с внешней стороны и четко отделяющаяся от центральной части поднятиями островных дуг и с океаническими абиссальными желобами на их внешней стороне (Японский и Марианский жело-

ба). В этот же западный пояс Тихого океана мы включаем Западный и Восточный Каролинский бассейны с разделяющими их поднятиями океанического дна, на котором расположились Каролинские острова. Южным звеном в этой цепи является море Фиджи, окаймленное с внешней стороны островными грядками Тонга и Кермадек, с их глубокими океаническими желобами.

Западный пояс Тихого океана можно назвать современным геосинклинальным поясом. Действительно, все названные моря и участки океанического дна обладают такими характерными особенностями — подводным рельефом, осадками, современным вулканизмом и сейсмичностью, которые позволяют видеть в них яркий пример современных геосинклиналей.

Остановимся на характерных чертах подводного рельефа окраинных материковых геосинклинальных морей. Для окраинных морей — Берингова, Охотского и Японского — установлено сходство основных черт подводного рельефа. Прилегающая к материку часть моря занята материковым мелководьем. Оно имеет небольшую глубину (как правило, менее 200 м) и формы затопленного наземного рельефа. Он особенно хорошо сохранился и лучше известен в мелководной части Берингова моря. В Охотском море формы наземного рельефа выражены системой затопленных речных долин и древних береговых линий. Г. Б. Удинцев считает, что опускание и затопление суши на месте мелководной части Охотского моря имели место в четвертичное время. Для мелководной части Берингова моря устанавливается его затопление в послеледниковое время. Многочисленные доказательства приводятся в пользу погружения суши, существовавшей на месте Японского моря в четвертичное время (А. Криштофович, Г. Линдберг). Значительная часть площади рассматриваемых морей занята глубокими морскими котловинами (бассейнами). Склоны их большей частью расчленены системой подводных долин, среди которых можно различать наряду с затопленными наземными долинами и подводные тектонические долины. Среди них протягиваются и подводные хребты, представляющие прямое продолжение погруженных материковых структур (например, Олюторский хребет в Беринговом море). Наличие погруженных береговых линий является показателем неравномерно и быстро развивающегося погружения морских бассейнов. Вероятно, глубоководные части рассматривае-

мых морей испытали длительное погружение (в пределах кайнозоя).

С внешней стороны моря ограничены островными дугами. Для них характерно сложное геологическое строение, связанное с проявлением молодых и еще не закончившихся горообразовательных движений. Некоторые из островных дуг представляют собой гряды вулканических островов, созданных неоднократно оживлявшимися в последние этапы кайнозойского времени вулканическими извержениями, частично закончившимися только в историческое время или даже продолжающимися в современную эпоху (Алеутские, Курильские острова). Другие из островных дуг представляют собой сложно построенные и сильно раздробленные складчатые пояса — Японские острова с действующими вулканами.

Современная активная сейсмичность, большая повторяемость землетрясений, нередко разрушительной силы, являются характерными чертами природы островных дуг.

С внешней стороны островные дуги окаймляются глубочайшими абиссальными океаническими желобами. Всем океаническим желобам свойственны общие черты строения рельефа. Они имеют круто падающие, часто с обрывами, склоны. Плоские и наклонные поверхности террас вносят дополнительное усложнение в строение склонов. Дно их представляет узкую (в несколько километров) плоскую поверхность подводной равнины (аккумулятивной равнины). У южной части Японских островов островные дуги расходятся. Одна из них выражена грядой островов Рю-Кю, она окаймляет Восточно-Китайское море, другая направляется к островам Бони и дальше на юг — к Марианским островам. Вдоль островных дуг располагаются океанические желоба — Японский, Бонин и Марианский глубиной 11 034 м. Продолжением Марианского желоба служит Западно-Каролинский желоб и несколько изолированная, хотя и имеющая форму небольшого желоба, впадина Палау.

По внешней стороне Филиппинских островов расположен большой протяженности океанический желоб — Филиппинский, с наибольшей глубиной 10 540 м.

Филиппинские острова соединяются подводной грядой с островом Тайвань, образуя единую островную группу. Пространство морского дна, лежащее между внешней островной дугой — Марианско-Палау и внутренней островной дугой Рю-Кю — Филиппинской, называют Филиппинским

бассейном или Филиппинским морем. По особенностям рельефа Филиппинский бассейн отчетливо делится сбросом (Г. Хесс, 1952) на две части — западную, более глубоководную, и восточную, мелкую. Дно глубоководной части сложено, расчленено разломами, разбивающими его поверхность. Мелководная восточная и северо-восточная части Филиппинского бассейна характеризуются отчетливо выраженными в подводном рельефе грядами антиклинальных поднятий. Они идут в направлении, близком к меридиональному, от внешней островной дуги на север — к островной дуге Японских островов. Между указанными грядами поднятий находятся глубокие впадины. Филиппинский бассейн оказывается заполненным рядом растущих складок — антиклинальных поднятий, занимающих его восточную часть и вместе с внешней островной дугой представляющих обширное пространство развивающейся современной складчатости. Имеются сведения о молодом, но длительном погружении Филиппинского бассейна, которое началось еще в миоцене и продолжается до настоящего времени (Хесс).

Между Филиппинским бассейном и Коралловым морем располагается область сложного, расчлененного подводного рельефа Западного и Восточного Каролинского бассейнов. Исследования показали, что Каролинский вал возвышается над прилегающими к нему с юга впадинами на 2000—2500 м. Поверхность его сильно расчленена. Наиболее значительные подводные горы поднимаются до 2 тыс. м над поверхностью дна. Здесь была открыта новая подводная гора высотой 4135 м, получившая название горы Миклухо-Маклая. Вершина этой горы находится всего на глубине 312 м. С поверхности вершины были подняты дорогой коралловый песок, гравий, обломки известняка. Считают, что гора Миклухо-Маклая представляет погружившийся коралловый остров на вулканическом основании. Здесь известно несколько подводных возвышенностей такого же происхождения. Распространение на Каролинском валу погруженных коралловых островов — атоллов раньше указывалось Дитцем (1954). С юга Каролинский вал ограничен желобом сбросового происхождения глубиной до 4700 м.

Восточная Каролинская впадина на юге ограничена тоже глубоким желобом до 4500 м, его В. Ф. Канаев называет Западно-Маланезийским желобом. Считается вероятным, что на западе он переходит в Ново-Гвинейский желоб, идущий вдоль берега Новой Гвинеи.

Поверхность дна Каролинских впадин и прилегающих мелководий имеет по преимуществу дробное тектоническое расчленение, которое ставят в зависимость от молодого, еще не закончившегося в настоящее время погружения морского дна (Канаев, 1959).

Большой сложностью отличается подводный рельеф в южнее расположенном Коралловом море. Здесь, подобно другим геосинклинальным морям западной окраины Тихого океана, встречаем сочетание глубоких океанических желобов, морских впадин и высоко поднятых островных дуг.

Сходную картину представляет и подводный рельеф моря Фиджи, еще очень мало известный. Отметим, что для этой области особенно характерно четко выраженное сочетание отдельных подводных хребтов, сливающихся порой в подводные плато, и ряда межгорных впадин между ними. На поверхности подводных хребтов находятся вулканические и коралловые острова. Подводные хребты находятся в связи с альпийскими структурами Новой Зеландии, откуда они дальше прослеживаются на юг, к берегам Антарктики.

Центральная часть Тихого океана, самая обширная по сравнению с другими, весьма разнообразна по сочетанию крупных форм подводного рельефа. Центральное положение здесь занимает система подводных хребтов (Срединные хребты океана). Эта система на юге намечается поднятиями, на которых находятся острова Туамот, Тубуаи, Кука. Северным продолжением той же системы поднятий служат подводный хребет Фанинг и Гавайский хребет. Как показали последние исследования, Гавайский хребет далеко простирается на север — до берегов Камчатки. К западу от подводных хребтов расположены обширные Южно-Тихоокеанская и Северо-Тихоокеанская котловины. В северной части океана Гавайский хребет и его северное продолжение разделяют Северо-Тихоокеанскую котловину на две части — западную и восточную.

С запада Центрально-Тихоокеанская котловина окаймляется как бы второй серией Срединных хребтов — высоко поднимающихся подводных гор и групп островов Маршаловых, Гильберта, Эллис, Самоа. От Гавайского хребта к западу отходит ряд массивных поднятий — Средне-Тихоокеанских гор. Из поименованных подводных возвышенностей наибольшей ширины достигает Гавайский хребет (до 1100 км). Ему мало уступает и поднятие Средне-

Тихоокеанских гор, имеющее в ширину 1000 км. Высота подводных хребтов достигает 1000 м и более. Характер рельефа срединных хребтов Тихого океана отличается преобладанием обширных вулканических массивов, слившихся своими основаниями. В отдельных частях известны многочисленные подводные горы вулканического происхождения, резко возвышающиеся среди общей поверхности подводного хребта. Среди подводных хребтов часто встречаются и плосковершинные горы — гайоты, на поверхности которых сохранились мелководные осадки, указывающие на их более высокое положение в былые времена по отношению к уровню океана. Существует мнение (Н. Зубов), что в недалеком прошлом вершины многих гайотов могли представлять небольшие острова в центральной части Тихого океана.

На вершинах подводного Средне-Тихоокеанского хребта известны породы мелового возраста. Считают, что многие из подводных гор типа гайотов имеют меловой возраст. Они представляют собой древние вулканы. На поверхности многих из них затем образовались коралловые острова типа атоллов.

Между океаническими хребтами, разделяясь ими на отдельные крупные части, находятся океанические бассейны (котловины). Дно их еще недавно представляли ровным и однообразным. Современные сведения, основанные на звуковых промерах, показывают, что в большинстве случаев поверхность дна океанических бассейнов представляет абиссальные равнины, сложно расчлененные. Среди абиссальных равнин Тихого океана гайоты встречаются особенно часто. В некоторых частях океана они группируются в большом числе на ограниченных пространствах. В северо-западной части океана известна полоса расчлененного рельефа, представляющая собой сочетание гор и желобов. Существует мнение, что она связана с сильными тектоническими нарушениями (Удинцев, 1959). Среди океанических равнин встречаются области холмистого рельефа. Они могут быть как тектонического, так и вулканического происхождения. Подобно Атлантическому океану, имеются здесь и аккумулятивные абиссальные равнины, о происхождении которых еще очень мало известно.

Предполагаемое значительное участие мутьевых потоков в образовании аккумулятивных равнин даже для Атлантического океана явно преувеличено. Для Тихого океа-

на с его удаленными на громадные расстояния от материкового склона частями роль мутьевых потоков в аккумуляции осадков должна быть еще более ограниченной.

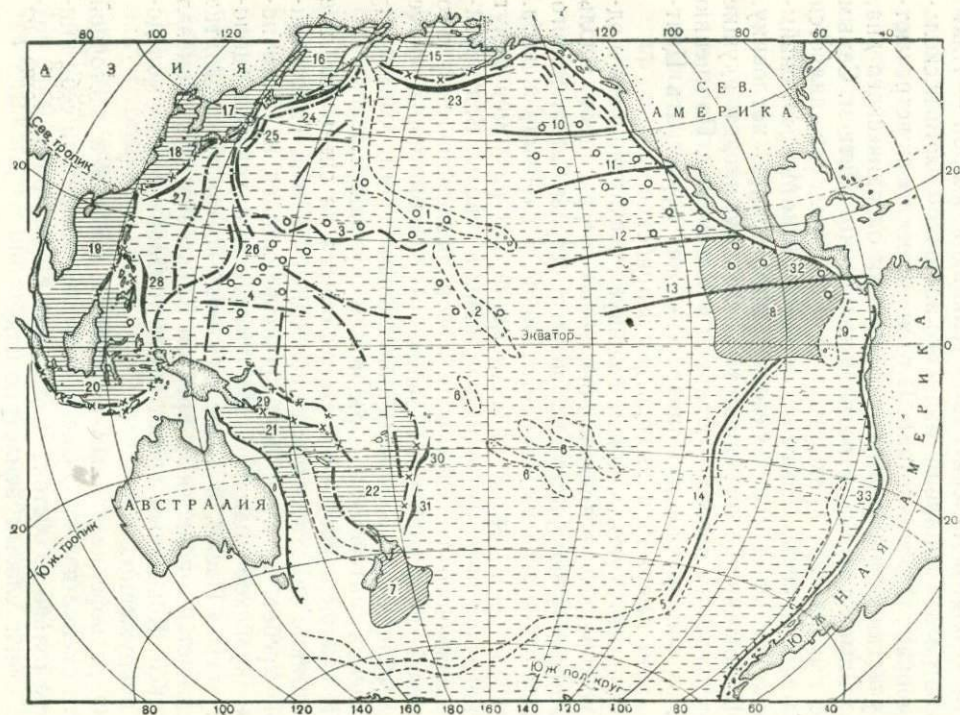
Восточная часть Тихого океана обладает замечательными особенностями подводного рельефа. К востоку от срединной системы хребтов находятся океанические бассейны, из которых Восточно-Тихоокеанская котловина среди них является самой большой. У берегов Северной Америки встречаются обширные океанические плато; в северной части — плато Аляскинского залива, в южной — Плато Альбатроса. Глубина океана в его восточной части несколько меньше, чем в западной. В то же время здесь встречаются участки более резкого расчленения океанического дна, связанные с разломами, подробно изученные Дитцем. Самым северным из них, проходящим у 40-й параллели, является разлом Мендосино, к югу от него — разлом Меррей, окаймляющий с юго-востока Северо-Тихоокеанскую котловину.

В Восточно-Тихоокеанскую котловину входят идущие с востока зоны разломов Клариион и Клипертон. По мнению Дитца, зона разломов Клипертон может пересекать Центральную Америку и выходить в Карибское море.

Следует отметить очень большую расчлененность подводного рельефа в пределах отдельных зон разломов. Вдоль них протянулись высокие обрывы и уступы океанического дна, у основания их находятся узкие и глубокие желоба. Замечательной чертой рельефа вдоль зон разломов будут и многочисленные подводные вулканы и гайоты. Вся картина подводного рельефа вблизи зон разломов говорит о большой напряженности движений земной коры, о ее раздроблении и неравномерном перемещении, сопровождающемся интенсивным развитием вулканизма.

В южной и восточной частях океана на очень большое расстояние протягивается подводный Южно-Тихоокеанский хребет, с перерывом продолжающийся в Восточно-Тихоокеанское поднятие. На последнем находится одинокий остров Пасхи, а далее на северо-восток это поднятие соединяется с подводным хребтом Кокосовым. Как показал Шумвей, Кокосовый хребет имеет признаки совсем молодого погружения.

О рельефе названных подводных хребтов в восточной части океана известно еще немного. Обращает на себя внимание только то обстоятельство, что к ним приурочены редкие очаги слабых землетрясений.



Цифрами обозначены: 1 — Гавайский хребт; 2 — хребт Фаннинг; 3 — Средне-Тихоокеанские горы; 4 — Каролинские поднятия; 5 — Восточно-Тихоокеанское поднятие; 6 — возвышенности и хребты южной части океана; 7 — Новозеландское плато; 8 — плато Альбатрос; 9 — хребт Кокосовый; 10 — разлом Мендосино; 11 — разлом Мэррей; 12 — разлом Кларнон; 13 — разлом Клиппертон; 14 — разлом о-ва Пасхи; 15 — Берингово море; 16 — Охотское море; 17 — Японское море; 18 — Восточно-Китайское море; 19 — Южно-Китайское море; 20 — моря Индонезии; 21 — Коралловое море; 22 — море Фиджи; 23 — Алеутский желоб; 24 — Курило-Камчатский желоб; 25 — Японский желоб; 26 — Марианский желоб; 27 — желоб Рюкю; 28 — Филиппинский желоб; 29 — Бугенвильский желоб; 30 — желоб Тонга; 31 — желоб Кермадек; 32 — Гватемальский желоб; 33 — Атакамский желоб

Рис. 33. Схема рельефа дна Тихого океана (условные обозначения на рис. 29),

Если судить по сходству с подводными хребтами в южной части Индийского океана, то можно предполагать, что Южно-Тихоокеанский и служащий его продолжением Восточно-Тихоокеанский хребты представляют тип сводообразных поднятий, осложненных разломами, к которым приурочены проявления вулканизма.

Нельзя не обратить внимания на очень ограниченное распространение материкового мелководья у восточных берегов океана. Шельф здесь или отсутствует, или выражен очень узкой прибрежной полосой. На отдельных участках к берегу близко подходят большой высоты и очень крутые обрывы материкового склона. Большой частью материковый склон сильно расчленен подводными каньонами. Для ряда из них известны хорошо развитые подводные оползни, которые могут служить источником для развития мутьевых потоков.

Очень своеобразен подводный рельеф Аляскинского залива, в прибрежной части его протягивается система подводных гор, которые рассматривают как систему погруженных прибрежных хребтов (Ирдли). Здесь на большом протяжении выражен крупный сбросовый уступ материкового склона. Получается, что прибрежная часть материка с его сложно построенными складчатыми хребтами здесь оборвана на большом протяжении линией разлома земной коры и глубоко погружена под уровень океана.

Вблизи берегов Центральной и Южной Америки протягиваются абиссальные океанические желоба — Гватемальский и Атакамский. Вблизи Гватемальского желоба известно большое число гайотов, указывающих на погружение этой части океанического дна. Можно сказать, что восточная часть Тихого океана, сейчас хорошо изученная, в отдельных своих частях отличается особенно сильным тектоническим раздроблением и недавним погружением дна.

Геологическое строение. Западную часть океана мы уже характеризовали как область современных развивающихся геосинклиналей. Здесь намечается известная зональная смена складчатых структур различного возраста. Самые древние структуры, области мезозойской складчатости, находятся в прибрежных частях Азии. В пределах краевых геосинклинальных морей распространены складчатые пояса кайнозойского возраста, к ним относится и значительная часть островных дуг.

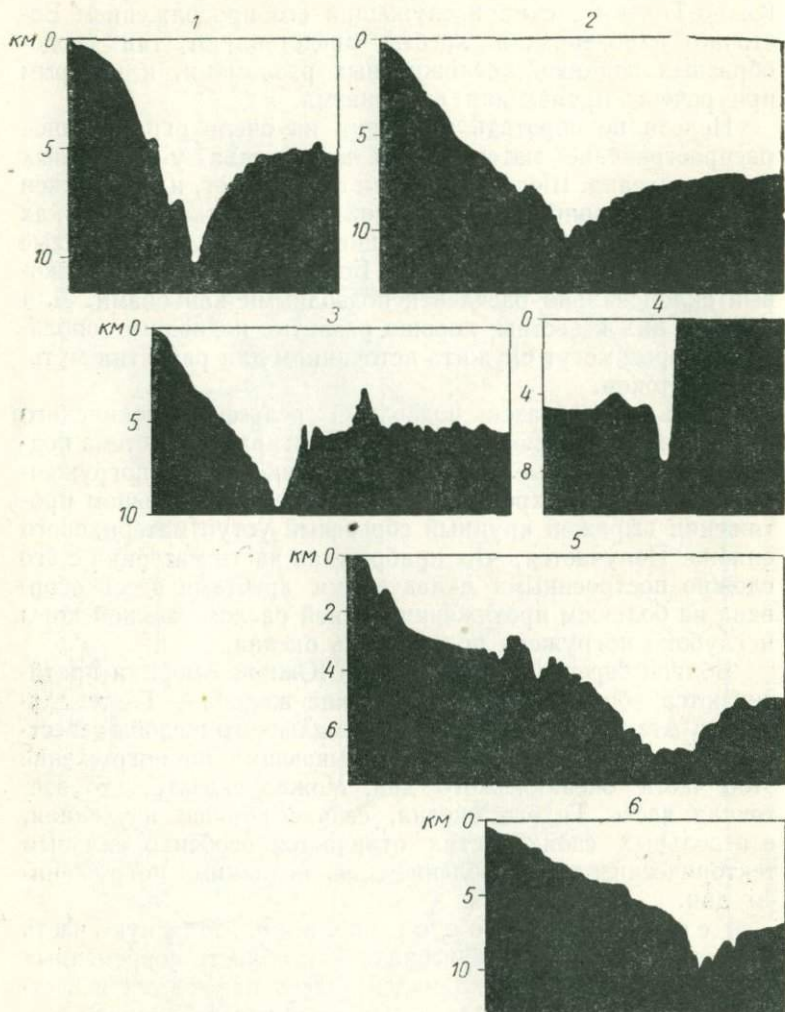


Рис. 34. Поперечные профили абиссальных желобов Тихого океана:

1 — Курило-Камчатский; 2 — Японский; 3 — Филиппинский; 4 — Атакама-ский; 5 — Алеутский; 6 — Тонга (глубины показаны в км)

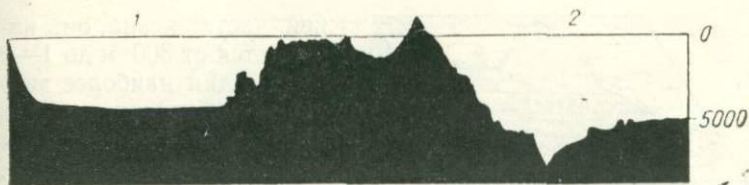


Рис. 35. Профиль через Японское море и Курило-Камчатский желоб:
1 — Японское море; 2 — Тихий океан

В окраинной части океана встречаются молодые, еще растущие антиклинальные поднятия. Они располагаются вдоль океанических желобов или среди дна Филиппинского бассейна. Их можно рассматривать как современную развивающуюся складчатость. Имеющиеся данные о строении коры под дном краевых геосинклинальных морей показывают на распространение под их глубокими впадинами структур, сходных с океаническими. Для Берингова моря известно наличие коры океанического типа под глубокой впадиной моря и распространение коры переходного типа для пространства шельфа (Шор, 1959). Сходная картина выявлена исследованиями в Охотском море. Под дном Охотского моря происходит довольно значительное поднятие поверхности базальтовой оболочки, находящейся на глубине менее 10 км (Гальперин и др., 1958). Для дна Японского моря И. Андреева и Г. Удинцев (1958) приводят такую схему строения: на поверхности мощностью в 1—1,5 км залегают рыхлые осадки, под ними находятся породы базальтовой оболочки, а нижняя граница коры располагается на глубине около 10 км. Следовательно, в пределах Берингова, Охотского и Японского морей встречается структура коры океанического типа. Можно предполагать, что и другие геосинклинальные впадины морей имеют сходную структуру коры.

Строение коры под центральной частью океана выяснено сейсмическими исследованиями (Рейтт, Гаскелл и др.). Здесь распространена типично океаническая кора с небольшой мощностью базальтового слоя на глубине от 6 до 12 км. Под океаническими хребтами и отдельными вулканическими островами мощность коры несколько увеличивается, что может быть связано с увеличением толщины коры за счет покровов вулканических пород — излияния базальтов. Невелика и мощность рыхлых осадков на дне централь-

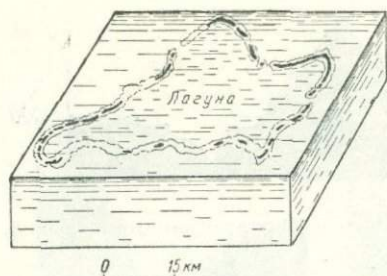


Рис. 36. Схема атолла. Атолл Ялуит в Маршалловых островах

ной части океана, она изменяется от 300 м до 1—2 км. Осадки наиболее значительной мощности известны на абиссальных океанических равнинах.

Кора восточной части океана не отличается от коры центральной части. Здесь она имеет толщину от 6 до 7 км и обладает типичным океаническим строением, которое только

в отдельных частях нарушается небольшими участками коры, близкими к коре континентального типа (например в районе острова Пасхи). На это обращали внимание некоторые исследователи (Гутенберг, Юинг).

Для абиссальных океанических желобов известно, что в них находится большой мощности толща рыхлых осадков, а нижняя граница коры испытывает глубокое погружение (см. геологическое строение океанических желобов). Р. Деменницкая считает, что мощность коры под подводными хребтами Тихого океана может возрасти до 15 км.

Острова, находящиеся на океанических хребтах центральной части океана, отличаются большим сходством геологического строения. Одна часть океанических островов представляет молодые вулканические образования, нередко с современными действующими вулканами, построенными из базальтовой лавы, другие представляют разнообразные формы коралловых островов, чаще всего это типичные атоллы, кольцевой формы с внутренней лагуной и ясно выраженными признаками длительного погружения их вулканического основания.

Бурение на ряде коралловых островов показало, что они испытывали погружение, начавшееся в неогене и продолжающееся в течение четвертичного периода. Поэтому коралловые острова — атоллы наряду с гайотами могут служить показателями молодых погружений в области Тихого океана.

История развития. Взгляды на пути развития Тихого океана отражали представления о его геологической природе. Одни ученые считали Тихий океан древнейшим образованием на поверхности Земли, извечно и постоянно

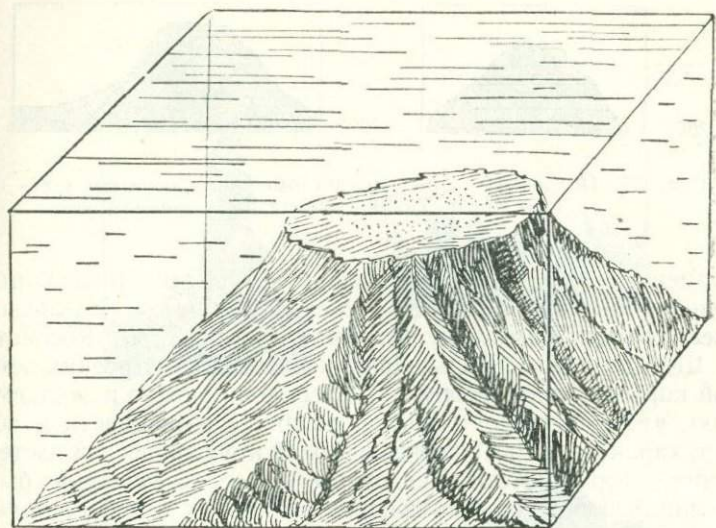


Рис. 37. Схема погруженного атолла

но существующим. Распространение в центральной части океана вулканических (базальтовых) островов давало основание думать, что в пределах дна океана непосредственно на поверхность выходит подкоровая оболочка Земли — сима, что этот океан совершенно не похож на другие, он древнее их и как бы застыл в своем развитии.

Другой взгляд на геологическую природу Тихого океана связан с представлением о существовании среди него древних погруженных пространств суши — обширных материков, располагающихся в центральной части океана (Лукашевич, Ог, Кобер, Грегори и др.). Согласно этому взгляду нет существенных различий между геологической природой Тихого и других океанов.

По мере изучения геологического строения побережий, островов и дна Тихого океана происходили дальнейшие изменения в общих представлениях о его развитии. Возникло мнение, что центральная часть океана занята громадной тихоокеанской платформой. Среди этой платформы могут развиваться отдельные складчатые пояса. Они выражены в рельефе океанического дна подводными хребтами и возвышенностями, на которых находятся острова. Плат-

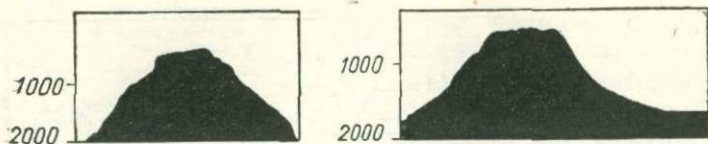


Рис. 38. Подводные, плосковершинные горы «гайоты» в восточной части Тихого океана (по Дитцу)

форменные области представлены большими площадями ровного океанического дна, главным образом отдельных океанических бассейнов (А. Архангельский, Ф. Космат, Г. Штилле и др.). Дальнейшее исследование строения земной коры под дном океанов и материков привело к заключению, что существует большое различие в мощности и общем характере строения материковой и океанической частей земной коры. Отсюда некоторыми исследователями был сделан вывод о принципиальных различиях путей геологического развития материков и океанов. Равнинные пространства океанического дна стали выделять в качестве самостоятельного структурного элемента — океанических плит или океанических платформ.

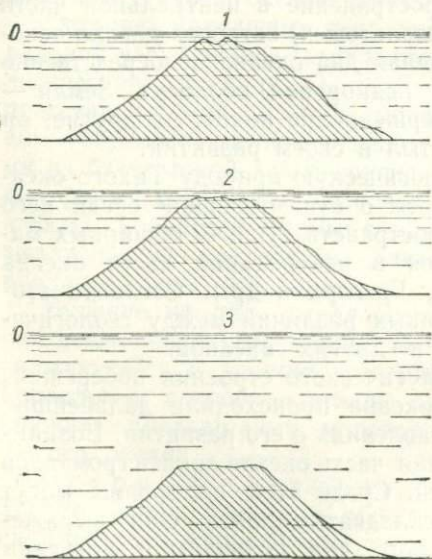


Рис. 39. Схема образования гайотов

Относительно платформ высказывалось мнение, что они представляют остатки первичной земной коры или, по мнению других авторов, это «первичные платформы» (термин Е. Павловского). Отсюда неизбежно следовал вывод, что Тихий океан, занятый на больших пространствах «первичной платформой», не пережил в течение геологического времени значительных изменений, что отличает его от других океанов.

Возникло мнение о разделении океанов на «первичные», примером

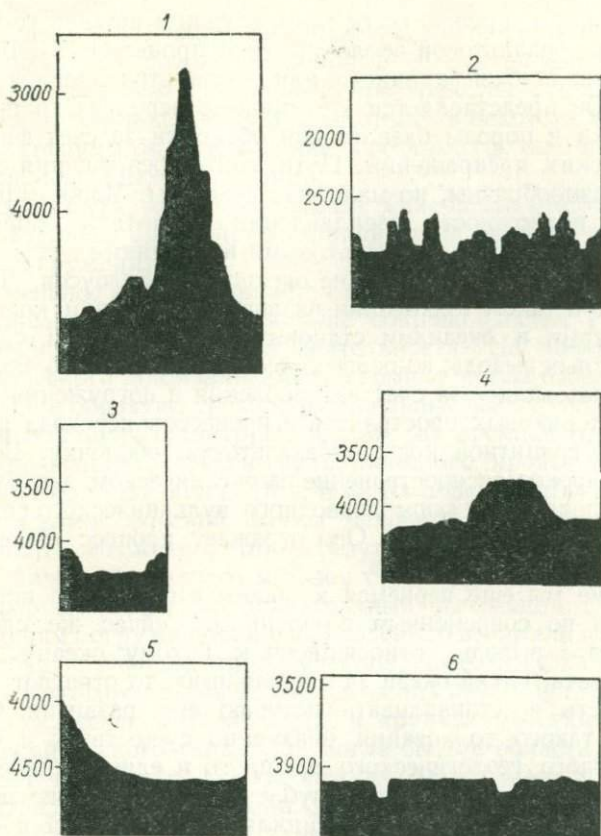


Рис. 40. Формы расчленения абиссальных океанических равнин:

1 — вулканическая гора; 2 — расчлененная поверхность океанической равнины; 3 — долина; 4 — глыбовая возвышенность; 5 — аккумулятивный участок дна; 6 — сбросовые долины

которых служит Тихий океан, и «вторичные» — все остальные океаны (А. Мазарович, Г. Штилле и др.).

Но развивался иной взгляд на природу Тихого океана. Считалось, что различия в строении земной коры под материками и океанами не являются их первоначальными и неизменными свойствами, они возникли в процессе развития материковых и океанических пространств. Погружение океанических областей сопровождается изменением свойств

земной коры, прежде всего превращением нижней ее части в породы базальтовой оболочки. Этот процесс В. В. Белоусов назвал «базификацией» или «базальтизацией» земной коры. Он представляется как процесс перехода гранитной оболочки в породы базальтовой оболочки за счет физико-химических превращений. Пути этого превращения могут быть разнообразны, но мало еще известны. Можно предполагать возможность расплавления гранитной оболочки, замещения ее пород базальтовыми излияниями, так широко распространенными на дне океанов (В. Белоусов, Д. Панов). При таком толковании различий в строении коры под материками и океанами становится необходимым сделать два важных вывода: во-первых, океаны могут быть молоды, они образовались за счет раздробления и погружения древних материковых пространств и процессов перехода погруженной гранитной коры в базальтовую оболочку. Во-вторых, широкое распространение на океаническом дне базальтовых покровов и форм подводного вулканического рельефа становится неизбежным. Оно отражает процесс изменения коры, ее «базальтизацию».

Ниже мы еще вернемся к общим взглядам на историю океанов по современным воззрениям. Сейчас же сделаем некоторые выводы, относящиеся к Тихому океану. Если признавать Тихий океан за «первичный», то отпадает необходимость восстанавливать историю его развития. Он в случае такого толкования неизменно существует с очень отдаленного геологического прошлого и единственное, что с ним происходило, — это углубление и расширение за счет образования окраинных геосинклинальных морей и обрушения краевых частей материков в кайнозое. Если следовать второму взгляду на геологическую природу Тихого океана и считать его не отличающимся от других, то можно представить основные этапы геологической истории следующим образом.

Преобладающие пространства центральной и восточной частей Тихого океана заняты древней, докембрийской платформой. Тихоокеанская платформа не отличается существенно от других древних платформ, но имеет громадные размеры. Подобно древним платформам материков, в течение палеозоя Тихоокеанская платформа переживала сложные колебательные движения, на ее поверхности неоднократно развивались мелководные моря. Между Тихоокеанской платформой и платформенными структурами материков

располагались геосинклинальные бассейны Азии и Австралии, Северной и Южной Америки. На месте Тихоокеанской платформы в мезозойское время в ее центральной части могли существовать отдельные пространства суши (полинезийский материк), наряду с которыми в некоторых впадинах платформы были и морские бассейны, где шло накопление мелководных отложений.

Может быть, моря во впадинах Тихоокеанской платформы длительное время представляли собой области устойчивого погружения.

В меловое время начинается раздробление и погружение Тихоокеанской платформы. Оно сопровождается развитием мощной вулканической деятельности. На поверхность океанического дна изливаются огромные массы базальтовой лавы. Они образуют среди него отдельные высоко поднимающиеся вулканические горы. К тому же времени относится и образование островов вулканического происхождения, часть из которых опускается, и на их поверхности сохранились остатки морской фауны мелового времени.

Вполне возможно, что в результате горообразовательных движений позднего мезозоя структура Тихоокеанской платформы пережила значительные изменения. Наряду с ее общим погружением и раздроблением возникли поднятия валообразной формы типа антеклиз, известных на материковых платформах. Многие из антеклиз представляли собой ряды островов, а может быть, и крупные участки островной суши. Такого типа суша могла быть в области, прилегающей к острову Пасхи, откуда протягивалась далеко в центральную часть океана. Другой сушей могло быть плато Альбатроса. Следовательно, суша и крупные острова могли занимать тогда восточную и южную части океана. В западной части океана существовал геосинклинальный бассейн.

В кайнозой продолжалось изменение Тихого океана. Оно шло по пути дальнейшего раздробления и погружения частей океана, широкого распространения разнообразных форм вулканической деятельности. На некоторых коралловых островах известны коралловые известняки неогенового возраста.

Погруженные атоллы имеются в большом количестве в Тихом океане. Они находятся на различной глубине; некоторые из погруженных атоллов в Каролинском архипелаге имеют глубину в 100 м и более.

Следуя теории образования атоллов, предложенной Ч. Дарвином, нужно допустить, что мощность коралловых накоплений в атоллах очень велика. Действительно, поскольку остров, вокруг которого развивался первоначально коралловый риф, погружается, то вместе с погружением острова погружается и основание коралловой постройки. Известно, что кораллы могут жить и развиваться только на определенной глубине, значит, при погружении основания коралловой постройки кораллы будут расти вверх, мощность их будет все время увеличиваться.

Теория Дарвина вызвала много споров. Наряду с ее сторонниками нашлось немало и противников этой теории. Спор о происхождении атоллов мог решиться только на основании бурения на атоллах. Бурение должно было показать, велика или нет мощность коралловых накоплений. Если она велика, значит, прав Дарвин, если мала, то атоллы образовались другими путями. К настоящему времени на коралловых островах и коралловых рифах Тихого океана пробурено немало скважин. Наиболее глубокая из них была пройдена на Маршалловых островах, где на глубине 1281—1410 м был встречен базальтовый фундамент атолла. Он покрывается, как видно из приведенных данных, толщами коралловых отложений мощностью более 1200—1400 м. Заметим, что на атолле Энветок, где производилось это бурение, мощность коралловых отложений, образовавшихся в течение конца третичного и в четвертичном периоде равна 190 м. На другом атолле — Бикини — бурение показало, что мощность коралловых накоплений на поверхности погруженного базальтового основания достигает 1200 м.

Большая мощность коралловых отложений, обнаруженная бурением, убедительно показала, что теория Дарвина наиболее правильно объясняет их происхождение. Атоллы образовались благодаря погружению острова, представляющего собой чаще всего вулкан. В основании большинства изученных атоллов были обнаружены высокие подводные горы — вулканы, сложенные базальтом.

Значит, атоллы указывают на недавние, молодые в геологическом понимании этого слова опускания океанического дна. Наряду с опусканием океанического дна большое значение для условий образования атоллов и их изменения имели и колебания уровня океана в течение антропогена, связанные с развитием оледенения на поверхности матери-

ков. При образовании обширных и мощных материковых покровов льда в ледниковые периоды антропогена уровень океана понижался, а в то же время понижалась и температура воды в мировом океане. Благодаря этому условия для жизни кораллов становились неблагоприятными. В межледниковые эпохи таяние материковых покровов льда возвращало в океан большие массы воды. Уровень Мирового океана в межледниковые эпохи повышался, а одновременно с этим повышалась и температура воды в океанах, вновь создавая благоприятные условия для жизни коралловых рифов.

Конечно, отдельные части дна океана, а вместе с ними и отдельные острова опускались неравномерно и не в одно время. Происходил сложный процесс раздробления и неравномерного движения отдельных частей океанического дна. Г. Менард считал зоны разломов в восточной части океана третичными, а образование подводных вулканов вблизи них могло иметь место и позднее — в четвертичное время.

Для некоторых хорошо изученных островов Тихого океана, например для острова Гуам (Стирнс), выясняется неоднократное раздробление их разломами и связанное с ними оживление вулканической деятельности в течение неогена. В четвертичное время остров пережил опускание. Для островов Самоа, по данным того же исследователя, известно неоднократное оживление вулканизма и опускания в четвертичное время.

По мнению М. Мензбира, внимательно изучавшего условия расселения животных и растений на островах Тихого океана, признается существование суши в центральной части океана в миоценовое время. Позднее эта суша подвергалась дроблению и погружению. Современные острова представляют ее остатки. По этому поводу М. Мензбир писал: «Объективные данные науки говорят нам, что Великий океан не столь древен, как это можно думать. В своей тропической части, он, по-видимому, образовался не ранее миоцена. Но и позднее, гораздо позднее, когда не только произошел человек, но достиг известной степени культуры, на лоне его вод поднимались многочисленные острова — одни большие, другие меньших размеров (Мензбир, 1922, стр. 76).

О необходимости допускать распространение былой суши в центральной части океана на основании биогеогра-

фических данных, пишет и Г. Линдберг (1955). Он считает, что образование современного облика центральной части океана связано с движениями земной коры большой амплитуды.

Чем больше привлекается к пониманию истории океана разнообразных данных — геологических, биогеографических, геофизических, тем яснее становится необходимость вывода о молодости его образования в современном виде.

По взглядам одного из исследователей Тихого океана — геолога Г. Стирнса, основное значение для формирования современного географического облика океана имели движения, развивавшиеся в плиоценовое и четвертичное время. Этот вывод подтверждается историей развития островов и вполне хорошо согласуется с новыми данными о подводном рельефе. Молодость подводного рельефа видна и в погруженных плоских вершинах гайотов и в террасированных склонах возвышенностей океана, в малой мощности рыхлых осадков, а в других частях и полном их отсутствии.

Если бы океан был очень древним, то на его дне должно было бы накопиться не менее 3 км осадков, а фактически в наиболее благоприятных к тому условиях мощность рыхлых осадков, явно молодых, достигает не более 1 км, а большей частью значительно меньше. Сопоставление строения земной коры под дном Тихого океана с другими океанами тоже говорит в пользу их полного сходства. Сейчас решительно можно говорить о единстве структуры земной коры в пределах всех океанов Земли.

Если сейчас имеется уже достаточно разнообразных фактов для утверждения значительной молодости центральной части Тихого океана, то еще больше фактов имеется в пользу молодого образования его окраинных геосинклинальных морей с прилегающими к ним океаническими желобами.

Материковые мелководья в окраинных морях на западе океана представляют пространства затопленной суши со свойственными для нее хорошо сохранившимися формами наземного рельефа. Для более изученных в этом отношении морей Берингова и Охотского устанавливается большая молодость затопления былой суши — четвертичное, а для Берингова моря даже послеледниковое время. Несколько древнее глубокие морские впадины. Но нет оснований их

формирование отодвигать очень далеко, в глубь геологического времени.

Для Японского моря существенно иметь в виду, что в третичное время на его месте находилась суша, продукты разрушения которой, по данным Н. А. Беляевского, сносились на прилегающие пространства материка. Значительные участки суши и, может быть, мелководные морские пространства были еще в начале четвертичного времени на месте других морей. Значит, образование глубоких впадин окраинных морей, их погружение и вместе с ними погружение прилегающей суши на месте современных мелководий относятся в значительной части к событиям четвертичного периода.

Образование глубочайших абиссальных океанических желобов, прилегающих к внешней части островных дуг, по мнению большинства исследователей, относится к третичному времени.

Вероятнее всего, активные движения земной коры в области Тихого океана, углубление и погружение его океанических бассейнов и одновременно с этим происходящее поднятие молодых горных стран по его побережьям сопровождалось большими напряжениями в земной коре. Они разрешились прежде всего образованием глубинных разломов по окраинным частям Тихоокеанской платформы — формированием океанических желобов, с ними связанных. Позднее, в четвертичное время, когда оживлялись не раз движения дна океана, когда он снова и снова разбивался разломами и переживал новое погружение, происходили углубления и океанических желобов. Океанические желоба углублялись и формировались в современных чертах вместе с развитием краевых морей в геосинклинальной области западной окраины океана. Именно в этой части океана были особенно активны движения земной коры, создавшие рядом с глубочайшими океаническими желобами высоко поднятые и сложно раздробленные складчатые структуры островных дуг. Сейчас мы застаем эту часть океана в наиболее активном развитии, идущим на наших глазах. Оно проявляется в частых разрушительных землетрясениях, грозных вулканических извержениях, а порой и в мощных волнах цунами, сметающих все на своем пути. Тихий океан продолжает развиваться, и формы этого развития, то спокойные, то бурно проявляющиеся, отчетливо выступают в его природе.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОКЕАНОВ

Выше были приведены краткие сведения о рельефе, строении и истории отдельных океанов. Теперь остановимся на характеристике современного состояния проблемы происхождения и развития океанов. Эта проблема неразрывно связана с представлениями о возможных путях формирования земной коры и ее основных элементов — планетарных форм земной поверхности, которыми являются материки и океаны.

В настоящее время большинство исследователей сходятся в том, что образование земной коры было связано с первоначальным разогреванием земного шара под влиянием выделения радиогенного тепла в его недрах, благодаря чему изменилось первоначальное состояние вещества Земли, и привело к образованию земной коры. Согласно новым исследованиям А. Виноградова (1959), первоначальная кора представляла продукт выплавления из мантии Земли и обладала базальтовым составом. Значит, первоначально на всей поверхности Земли сформировалась базальтовая оболочка. Мантия Земли, состоящая из основных пород (дунитов, перидотитов), рассматривается А. Виноградовым как остаточный продукт выделения из нее более низкоплавких соединений, вошедших в базальтовую оболочку коры. Заметим, что по данным А. Виноградова, 80% известных на Земле гранитов образовалось в архейское время и было связано с очень активной вулканической деятельностью (развитие интрузий) и вместе с тем шло переплавление и изменение (метаморфизация) первоначальных осадочных пород. В. В. Тихомиров (1958) отмечает, что наиболее благоприятные условия для образования гранитов имели место в области поднятий.

Следовательно, образование гранитной оболочки земной коры было связано с определенным этапом развития земного шара — с условиями существования достаточно резко расчлененного рельефа земной поверхности. Эти условия могли иметь место после проявления мощных горообразовательных движений, неоднократно развивавшихся в архейское время.

По мнению ряда исследователей (С. Кузнецов, А. Пейве, В. Сеницын), в начале геологического времени на всей поверхности Земли был создан «Сиалический фундамент»

гранитной оболочки. Он сформировался в дорифейское время и отвечает догеосинклинальной стадии истории развития Земли. Современные взгляды на происхождение океанов прежде всего исходят из существующего различия в строении земной коры под материками и океанами.

Напомним, что строение коры под материками характеризуется распространением осадочных пород, ниже — пород гранитной оболочки, подстилаемых базальтовой оболочкой. Кора имеет строение по схеме:

осадочные породы, гранитная и базальтовая оболочки. Океаническая часть земной коры построена иначе, среди нее мощность осадочного покрова резко сокращается, и состоит он из рыхлых океанических осадков, под ними непосредственно залегают породы базальтовой оболочки. Строение коры под дном океанов имеет схему:

океанические осадки и базальтовая оболочка.

Как видно, под материками строение коры трехслойное, а под дном океанов оно двухслойное, гранитный слой выпадает.

Известно, что в краевых частях океанов среди коры встречается гранитный слой, но он имеет здесь обычно небольшую мощность, а нередко замещается вулканическими породами. В таком случае говорят о промежуточном типе строения коры, или переходном типе коры от материковой к океанической.

Для объяснения различий строения коры под материками и океанами был предложен ряд гипотез, в которых указанные различия материковой и океанической коры тесно связываются с общими процессами развития структуры.

В настоящее время отчетливо наметилось два направления взглядов на происхождение и развитие материков и океанов. В основании одного направления лежит представление о расширении материков, в другом — расширение океанов (талассогенез).

Гипотезы расширения материков

В основе гипотез данного направления находится взгляд на океаническую часть земной коры как кору первичную. Пространства океанического дна, согласно этой гипотезе, рисуются не только как древнейшие, но и мало измененные участки первоначальной земной коры. П. Н. Кропоткин

(1956, стр. 38) по этому поводу пишет, что на дне океанов «под небольшим слоем осадочных и вулканических пород залегает, по-видимому, почти недифференцированное ультраосновное вещество, слагающее оболочку Земли до границы ядра. Иными словами, вся периферия Земли делится на области дифференцированные (материковые и островные) и почти не дифференцированные по плотности и составу (океанические)».

Области, занятые океанами, представляют остатки первичной земной коры, никогда не подвергавшиеся интенсивной складчатости.

Вместе с ростом материковых глыб происходит и формирование гранитного слоя земной коры. Общая схема развития земной коры рисуется П. Н. Кропоткиным в следующей последовательности:

Океаническая → Геосинклинальная → Тектоническая
плита область платформа

Следовательно, основным процессом развития земной коры признается превращение первичной океанической коры в геосинклинальную область, а затем превращение ее в платформу (Кропоткин, 1948, 1951, 1953, 1956). Е. В. Павловский также признает океаническую часть земной коры за первичную кору и допускает возможность образования гранитного слоя коры только в областях существующих поднятий — с начала архея. Океанические пространства, по мнению этого исследователя, представляют «первичные платформы», сохранившиеся неизменными с архейского времени. По поводу возможных причин сохранения в неизменном состоянии первичной коры Е. В. Павловский замечает: «Возможность сохранения реликтов первичных платформ в современной структуре Земли обусловлена прежде всего устойчивой тенденцией их к общим опусканиям с ведущим значением явлений оседания, которые рационально было бы именовать талассогеническими, в противовес эпейрогеническим, по преимуществу восходящим движениям отдельных участков земной коры, создающим основную предпосылку для образования континентальных островов сияля» (Павловский, 1953, стр. 88). Таким образом, по мнению Е. В. Павловского, образование океанов с их первичными платформами обязано устойчивому погружению земной коры в пределах

океанов в течение всей геологической истории — талассогеническим движением.

Возможные пути создания структуры земной коры под материками и дном океанов в связи с общими закономерностями развития земной коры разработаны В. А. Магницким (1953, 1958). Им принимается, что первоначальная земная кора имела основной и ультраосновной состав. В геосинклинальных областях происходил вынос сиалического материала, за счет которого происходит нарастание мощности гранитного слоя материков. Учитывая, что материковая часть коры отличается от океанической увеличением содержания в ней кремнезема и алюминия, входящих в состав гранитной оболочки материков, В. А. Магницкий считает возможным вынос кремнезема для построения коры материков из мантии Земли.

Процесс разложения силикатных соединений, образующих мантию Земли, может дать необходимое количество кремнезема для образования гранитной коры материков. Для этого необходимо предположить, что процесс разложения захватывает в мантии Земли толщу в 200—300 км. Этот процесс может развиваться при высоких температурах — в 1000—1500°. Необходимое повышение температуры может быть достигнуто за счет выделения в оболочке радиогенного тепла. Принимается, что вынос к поверхности кремнезема характерен для геосинклинальных областей. Поэтому по мере ослабления процесса отмирает геосинклинальный режим и происходит переход к платформенному развитию земной коры.

Но почему же геосинклинальный режим и связанный с ним вынос соединений кремнезема происходит только в отдельных частях земного шара? Допускается, что распределение радиоактивных элементов изменяется в пределах оболочки от места к месту, а вместе с этим изменяются и возможности разогревания вещества и развития процессов разложения. В геосинклинальных областях выделение тепла большее. В платформенных процесс закончился раньше, и они стали ядрами материков, возникшими за счет ранее существовавших геосинклиналей более ранней стадии развития Земли.

Голландский геофизик Вейнинг-Мейнес недавно предложил гипотезу, согласно которой образование океанов и материков было связано с выносом на поверхность более легкого вещества гранитной оболочки (сиаль) за счет разви-

тия конвекционных течений в пределах всей оболочки Земли, что могло случиться на ранней стадии существования планеты. Гипотеза Вейнинг-Мейнеса, так же как и гипотеза В. А. Магницкого, встречается с трудностями объяснения структуры материков. Следуя этим гипотезам, нужно было бы иметь на границе материков и дна океанов существование геосинклинальных поясов. В действительности же их нет, за исключением прибрежной области Тихого океана. Остается допустить, что геосинклинальные области погружены в краевых частях океанов на границе их с материками. Опущенных геосинклинальных поясов ни в Индийском океане, ни тем более в краевой части Северного Ледовитого океана неизвестно.

Наряду с утверждением о принадлежности всех глубоких частей океанического дна к первичным платформам, имело широкое распространение мнение о разделении океанов на первичные и вторичные, но теперь это мнение учеными не разделяется.

В последнее время Е. Н. Люстих (1959) развивает идею о разделении земной коры на ряд большого размера глыб, отделенных друг от друга планетарными разломами. Материки и океаны являются сверхглыбами и отделены друг от друга швом материковой ступени. Согласно этому предположению, все океаны находятся в догеосинклинальной стадии развития, т. е. представляют первичные участки коры. В отдельных швах между глыбами развиваются геосинклинали, вдоль которых идет усиленное поступление сиалического материала из глубин Земли. Платформы представляют области окончательно сформировавшейся материковой коры.

По поводу соображений Е. Н. Люстиха можно заметить, что остаются без объяснений возможные причины сохранения первичной недифференцированной коры в пределах всех океанов. Непонятно, почему вдоль одних планетарных разломов развивались геосинклинали, а вдоль других, притом доподлинно известных в океанах (Панов 1958), геосинклинали не развивались? По существу это представление больше вносит нерешенных вопросов, чем объяснений в уже известную схему развития земной коры.

Дж. Вильсон (1959) также считает первоначальной корой кору океанического строения. По его мнению, развитие материков шло за счет выноса материала из глубин Земли к поверхности вдоль линий разломов большой протяжен-

ности. Вильсон пишет: «Земля родила сама свои океаны, свою атмосферу, свои острова и континенты и продолжает производить их с привычной для нее скоростью». (Вильсон 1959, стр. 52). Можно заметить, что взгляды Вильсона в большой мере совпадают с ранее приведенными предположениями других ученых.

Заметим, что авторы гипотез расширения материков главное внимание уделяют истории формирования гранитной оболочки и структуры материковой коры, оставляя без внимания возможные пути развития океанической коры. Она большинством сторонников этого направления взглядов считается древней и неизменной.

Гипотезы расширения океанов

Раньше неоднократно высказывалось мнение и приводились разнообразные доказательства в пользу былого существования на месте современных океанов пространств суши. Образование океанов ставили в связь с разрушением и погружением этой суши (Зюсс, Ог, Лукашевич, Кобер, Грегори и др.). В большинстве случаев в качестве доказательства существования былой суши приводились данные биологические и палеонтологические, в меньшей степени геологические.

В настоящее время приходится считаться с установленным фактом различия в строении материковой и океанической коры и, защищая гипотезу расширения океанов, необходимо найти пути объяснения различий в строении двух типов коры.

Действительно, если раньше на месте современных океанов существовали материковые пространства, то они должны были обладать материковым типом строения земной коры с наличием гранитного слоя. В процессе формирования океанов происходили изменения, которые привели к современному океаническому типу строения коры под дном океанов. При этом необходимо учитывать и следующее важное обстоятельство. История развития океанов и морей показывает, что в геологическом прошлом, до мезозоя, не существовало большой глубины водных пространств. Моря прошлого (до мезозойского времени) были по преимуществу мелководными. Об этом свидетельствует и характер осадочных пород, слагающих материки. Глубоководные отложения известны только для геосинклинальных областей прошлого.

Отсюда следует такой важный вывод — океаны отличаются значительной молодостью, их образование относится к сравнительно поздним этапам геологической истории Земли — к мезозою и последующему времени (Белоусов, 1942, 1954, 1955; Панов, 1949, 1955, 1958). В связи с указанным ограничивается срок изменения земной коры под дном океанов. Приходится считаться с тем, что преобразование коры под дном океанов происходило в течение последних 195—200 млн. лет — срок очень короткий, требующий активно протекающих процессов. Первоначально казалось возможным, что изменение мощности и строения коры океанических областей связано с расплавлением нижней части коры в процессе погружения океанических впадин, «меньшая мощность земной коры в пределах океанов связана с их длительным погружением, начавшимся в палеозойское время и продолжающимся до современности» (Панов 1949, стр. 202). В. В. Белоусов выдвигал такое объяснение: «Следует предположить, что при том погружении, которое испытали океанические впадины, частично происходило разрушение гранитного слоя, например путем его растворения в глубже лежащем базальтовом слое» (Белоусов 1951, стр. 14).

Гипотеза растворения гранитного слоя в базальтовом не может быть принята по ряду физических и геофизических соображений (Магницкий, 1958; Люстих, 1959), поэтому не будем на этом останавливаться подробнее. Значительно большие возможности открываются перед гипотезой базальтизации океанической коры в процессе ее погружения. Отмечалось, что погружение океанических впадин сопровождалось раскалыванием земной коры и излиянием на обширные площади океанического дна громадных объемов базальтовой лавы (Панов, 1949; Белоусов, 1955 и др.). Отражение этого процесса раздробления океанического дна и распространения на нем исключительно активной вулканической деятельности мы постоянно встречаем в современном рельефе дна океанов. Можно не сомневаться в том, что в течение мезозоя и кайнозоя раздробление и вулканизм на дне океанов развивались неоднократно. Эти явления отвечали отдельным наиболее активным стадиям обрушения океанического дна, углубления океанов. Вполне возможно, что они находились в известной сопряженности с движением материков и отвечали соответствующим стадиям поднятия материковых пространств.

По взглядам В. В. Белоусова (1955), изменение первоначально гранитной коры под дном океанов могло быть связано с развитием активного вулканизма, излиянием основной базальтовой лавы, вызвавшей процесс «базальтизации» коры под океанами. Ван Беммелен выдвинул интересное предположение о таких изменениях земной коры, в результате которых происходит ее «океанизация». Сущность этого изменения рисуется так: внедрение большой массы основных и ультраосновных пород на океаническом дне сопровождается изменением кислых пород гранитной оболочки земной коры. Участок земной коры будет становиться плотнее и тяжелее станет погружаться. Произойдет океанизация земной коры одновременная с погружением океанического дна.

В. В. Тихомиров развивает дальше мысль о возможной океанизации земной коры, привлекая для этого следующие действующие факторы. Нижняя часть сиалической земной коры может подвергаться воздействию железо-магнезиальных растворов, поступающих из мантии Земли. Под их влиянием постепенно происходит изменение гранита, его отдельные минералы изменяются и замещаются минералами, свойственными для основных изверженных пород. В результате с течением времени вместо гранитов создаются основные породы. Признается вероятным, что при дальнейшем погружении коры ее нижние части могут переходить в породы основного состава, близкие к тем, что строят мантию Земли, осуществляется таким путем переход от сиалической, гранитной оболочки к породам мантии Земли.

Намеченный путь изменения гранитной оболочки под дном океанов неразрывно связан с погружением крупных частей земной поверхности. Если согласиться с предлагаемым В. В. Тихомировым объяснением, то станет очевидной неизбежность уничтожения гранитного слоя — океанизации земной коры в процессе погружения земной коры на месте океанов и дальнейшего их углубления. Вероятно, в этом случае и довольно короткий срок существования океанов окажется достаточным для океанизации земной коры под их дном.

Если мощность земной коры изменяется в зависимости от ее движений, то вполне вероятным будет предположение о связи толщины коры с ее возрастом. Более толстая кора может иметь более молодой возраст, а более тонкая — более

древний, потому что она пережила длительные движения, в том числе и погружения.

Р. Деменецкая сопоставила возраст и мощность коры и получила следующий вывод — наиболее тонкая кора встречается среди древних платформ материков, а наиболее толстая — под молодыми, альпийскими горными странами. Очевидно, что эти данные указывают на тесную связь изменения толщины коры с историей ее развития. В то же время они показывают, что малая толщина коры под дном океана может быть связана с большой древностью океанических платформ.

В пользу существования связи толщины и строения коры под дном океанов с ее погружением указывают следующие факты. Известно, что под дном некоторых морей, в особенности морей геосинклинальных, гранитный слой отсутствует и морские осадки ложатся непосредственно на породы базальтовой оболочки. Такое строение коры известно для Черного и Каспийского морей, оно встречается в Японском, Охотском, Беринговом и Карибском морях, Мексиканском заливе. Допустим, как это делают сторонники взглядов распространения «первичной коры» под дном океанов, что на дне названных морей сохранилась первичная кора. Но в этом случае мы сразу же войдем в противоречие с многочисленными геологическими фактами. Известно, что на месте перечисленных морей в недалеком геологическом прошлом была суша. Погружение ее происходило не только с конца мезозоя, но в отдельных из названных морей (Беринговом, Охотском, Японском, Черном, Карибском) еще и в кайнозое. Наличие на месте морей суши и молодость погружения полностью отрицают возможность принадлежности их дна к первичной коре. Значит, океанический тип строения коры в названных геосинклинальных морях был связан с их недавним погружением.

Интересным и очень важным для понимания процессов развития океанического типа строения коры является такой факт. И. Косминская (1958) показала, что в прогибах на материках, переживающих длительное и устойчивое погружение, встречается тип строения коры, очень близкий к океаническому. Осадочные породы, заполняющие прогиб, в этом случае непосредственно ложатся на породы базальтовой оболочки. Нужно учесть, что большая часть прогибов среди материков развивалась в течение кайнозоя или захва-

тивала и последние этапы мезозоя. В этом случае мы видим яркое доказательство того, что уничтожение гранитного слоя и его замена породами основными (породами базальтовой оболочки) связаны с опусканиями земной коры. При опусканиях земной коры происходят физико-химические изменения коры, вероятнее всего намеченные В. В. Тихомировым, которые приводят к «океанизации» коры, уничтожению ее гранитного слоя. Следовательно, океанический тип строения коры свойствен не только океанам, но встречается и среди поверхности материков и под дном внутри-материковых морей (например, Каспийского). Словом, «океанизация» коры происходит во всех случаях ее погружения.

Из приведенных данных следует и еще один вывод. На примере названных выше морей видно, что изменение структуры коры под их дном могло произойти за сравнительно короткое время, значительно более короткое, чем срок развития океанов. Поэтому можно думать, что время начала существования и развития океанов; конец палеозоя — начало мезозоя, является вполне достаточным, для того чтобы развились на глубинах земной коры процессы ее изменения, создавшие переход гранитного слоя в базальтовый, определившие «океанизацию» коры. Хорошо изученные разрезы материкового склона океанов показывают, что породы фундамента палеозойского возраста в пределах краевой части шельфа и материкового склона испытывают крутое погружение. Оно захватывает и отложения мезозойского возраста. Этот факт убедительно указывает на развитие погружений и углубление океанов в мезозое. К выводу о планетарном — общеземном углублении океанов приводят и имеющиеся данные по геологической истории океанов. Они в кратком виде были уже изложены выше.

Некоторые исследователи (А. В. Живаго, Г. Б. Удинцев, 1959) в качестве доказательства древности океанического дна приводят такое соображение. Если бы океаны были молодыми и образовались в результате опускания былой суши на их месте, то на дне океанов должны были сохраниться формы рельефа наземного происхождения. Известно, что формы подводного рельефа наземного происхождения встречаются на морском дне только в пределах материкового мелководья — шельфа и среди отдельных возвышенностей в центральных частях океанов. Отсюда делается заключение, что океаны отличаются большой древностью. По по-

воду этого доказательства древности океанов можно сделать следующее замечание. Опускание былой суши и формирование на ее месте океанов, как не раз уже отмечалось, сопровождалось раздроблением земной коры, развитием исключительно мощной вулканической деятельности, преобразованием земной коры под формирующимся океаном — ее океанизацией. Могли ли в этих условиях сохраниться на больших или даже меньших пространствах океанического дна формы рельефа наземного происхождения? Конечно нет. Они были уничтожены и изменены, заменены решительно преобладающими среди большей части поверхности дна океанов формами рельефа вулканического происхождения или формами тектонического происхождения.

В связи со сказанным становится понятным и другое характерное для океанических пространств Земли явление. Несоответствие крупных черт строения материков и океанов. На поверхности материков не найдется примеров такой громадной протяженности хребтов, как срединные хребты океанов, нет на поверхности материков и других грандиозных форм расчленения рельефа.

Сейчас уже можно определенно говорить о существовании самостоятельной океанической структуры земной коры, а вместе с ней и об океаническом рельефе, совсем непохожем на рельеф поверхности материков, потому что его происхождение и развитие шли существенно отличными путями. Отмечая черты различия строения и рельефа материков и океанов, мы в то же время ищем и общее между ними, стараемся найти общую закономерность развития структуры Земли в целом и определить в ней место океанов.

В настоящее время наиболее вероятным, но далеко еще не полным представлением может быть следующее. В начале геологической истории — в архейское время — на поверхности всей Земли сформировалась гранитная оболочка.

Толщина ее в разных частях Земли была различной. Одни ее части испытывали преобладающее поднятие и явились участками первоначальной суши — древними ядрами материков, щитами древних платформ. Другие переживали колебательные движения, то поднимались, то опускались, представляя пространства платформ. Вдоль линий глубинных разломов заложилась геосинклинальные пояса, со свойственным для них сложным развитием, большим размахом вертикальных движений коры и выносом к поверхности вещества из недр земного шара.

В ходе геологической истории происходило заполнение геосинклинальных поясов складчатостью, превращение их в складчатые пояса все больше и больше усложняло строение земной коры. Складчатые пояса далеко протягивались не только в пределах современных материков, продолжались они и на современные пространства дна океанов. На месте обширных платформ в пределах океанов могла распространяться суша, пережившая в смене геологических периодов сложные и неоднократные изменения. Подобно материковым пространствам, эта древняя суша то увеличивалась за счет новых поясов складчатости, ее окаймляющих, то заливалась водами неглубоких морей. Многие впадины океанических платформ испытывали длительное погружение, при котором сохранялся морской режим.

В мезозойское время начался новый этап в развитии поверхности Земли, этап, ознаменовавшийся раздроблением и погружением больших пространств былой суши,— этап роста и расширения океанов. Он сопровождался глубоким погружением и раздроблением былой суши, образованием глубоких океанических впадин на ее месте. Росли, углублялись океаны. Дробилось их дно линиями разломов, вдоль которых поднимались на поверхность расплавы базальтовой лавы. На погруженной поверхности суши формировался разнообразный вулканический рельеф с высоко поднимающимися вулканическими горами, далеко раскинувшимися вулканическими равнинами. Плотнее становилась земная кора, ее нижние части напитывались, поднимающимися к поверхности растворами силикатов и железа, шло сложное преобразование гранитной оболочки, переход ее в породы базальтовой оболочки, происходила океанизация нижней части коры. По мере того, как все больше и больше углублялось дно океанов, все большие пространства погруженной коры подвергались океанизации. Кора, погружаясь на дне океанов, переживала сложные деформации, коробилась и поднималась высокими, далеко протянувшимися валами. Их своды разрушались новыми расколами с поднимающимися по ним новыми излияниями базальтов. Формировались большой протяженности и высоты срединные хребты океанов. Неоднократное углубление дна океанов сопровождалось оживлением вулканической деятельности, новыми деформациями и разломами плотной, но тонкой океанической коры.

Еще в начале четвертичного времени в Атлантическом океане, а может быть, и в других океанах, были высоко подняты над уровнем моря современные океанические хребты, а среди глубоких морских впадин на месте гайотов выделялись многочисленные острова. Благодаря этому океаны имели сложнорасчлененный вид, распадалась на ряд отдельных морей, разделенных то перемычками суши, то архипелагами мелких островов. Конечно, и система течений, и жизнь в этих условиях развивались отлично от современной. Новые движения океанического дна, скорее всего связанные с общим поднятием материков, привели к оживлению изменений дна океанов. Отдельные острова и океанические хребты стали опускаться. Разрушалась и уходила под уровень океана старая суша. Менялась в связи с этим картина распределения растений и животных, а может быть, и менялось расселение народов. В течение всего четвертичного периода с остановками и задержками шло разрушение и погружение остатков былой суши на месте океанических хребтов и поднятий. Ушла под уровень океана «Атлантида», скрылась под водами Индийского океана разрушенная суша «Демурия», в просторах Тихого океана глубоко ушла под воду суша в Полинезии и Меланезии.

Погружение океанического дна в конце антропогена захватило и краевые части материков; поверхности материковых мелководий и материковые склоны стали глубоко погружаться. В результате очертания материков и океанов приобрели современные и так хорошо знакомые нам черты. Но жизнь океанического дна на этом не закончилась. Изо дня в день волны и прибой разрушают морской берег. Идет неустанная работа по преобразованию и изменению берегов океана и морей. Медленно, со скоростью до нескольких миллиметров в год, происходит перемещение морских берегов, их поднятие и погружение. Каждый день сносятся в океаны и моря новые отложения, и постоянно идет медленное накопление все новых и новых осадков океанического дна.

Порой, напоминая о грандиозных запасах энергии в недрах Земли, сотрясают морское дно землетрясения. Они сопровождаются подводными оползнями и мутьевыми течениями. Население морского дна частично гибнет, покрываясь на громадной площади новыми наносами ила и песка. А в глубинах океана, во мраке океанических впа-

дин, накапливаются остатки погибших животных и растений моря — будущие запасы нефти и газа. Так изо дня в день живет своей жизнью, постоянно изменяясь и развиваясь, дно морей и океанов. Много веков неизведанным лежало на больших глубинах дно океанов и морей... К нему не проникал свет солнца и свет научного знания.

Прошло немало лет, вложено много труда, творческой мысли и знания для изучения природы морского дна. Неохотно и трудно оно раскрывало свои тайны. Но всепобеждающая сила человеческого знания не терпит преград. Со временем человек вооружился новыми средствами для изучения природы морского дна, и теперь со все возрастающей силой положительно с каждым днем растут наши знания природы дна морей и океанов. Вместе с ними возникают и новые направления научной мысли, создаются новые науки — морская геология и морская геоморфология. Можно смело сказать, что в последние годы новыми исследованиями дна океанов и морей положена основа для быстро идущего развития наших знаний о природе морского дна. Вместе с этим стало возможным и с новых точек зрения в свете новых фактов подойти к освещению основной географической и геологической проблемы — происхождения материков и океанов. Нет сомнений, что многие предположения и догадки, связанные с происхождением материков и океанов, в ближайшее время сменятся точными знаниями.

СЛОВАРЬ СПЕЦИАЛЬНЫХ ТЕРМИНОВ

Абиссальный — глубоководный, абиссальные глубины — большие глубины океанов, абиссальные равнины дна океанов — равнины океанического дна на глубине более 4 тыс. м.

Абиссальные океанические желоба — наиболее глубокие участки дна океанов.

Абразия — разрушительная работа морских волн, морская абразия разрушает берега морей и океанов и неглубоко лежащее морское дно, в результате образуется абразионная платформа.

Абсолютный возраст горных пород — время, прошедшее с момента образования горной породы, выраженное обычно в миллионах лет.

Аккумуляция — накопление отложений за счет разрушения земной поверхности. Поверхности рельефа, образованные этими отложениями, называют аккумулятивными.

Антиклиналь — складка, обращенная выпуклостью вверх, пласты в такой складке наклонены в разные стороны от перегиба, а в центре складки находятся более древние породы.

Антеклиза — очень крупное пологое поднятие среди платформ.

Атмосфера — воздушная оболочка Земли.

Атолл — коралловый остров кольцеобразной формы, внутри его находится лагуна. Встречаются в тропических областях океанов.

Базальт — темная излившаяся изверженная горная порода. Широко распространена на дне океанов и океанических островах.

Батиметрическая карта — карта с изображением рельефа дна океана или моря.

Биосфера — оболочка жизни на Земле. Включает нижнюю часть атмосферы, поверхность Земли, верхнюю часть земной коры, моря и океаны.

Гайот — подводная гора с плоской вершиной.

Галактика — звездная система, в нее входит как ничтожно малая составная часть наша планетная (солнечная) система и громадное количество звезд, туманностей, а также массы межзвездного газа.

Геократический период — период господства на земной поверхности суши.

Геоморфология — наука, изучающая происхождение и историю развития рельефа земной поверхности.

Геосинклиналь (геосинклиальная область) — линейно вытянутая в форме пояса подвижная часть земной коры, отличающаяся большой скоростью вертикальными движениями, большой мощностью отложений, активным развитием вулканической деятельности. На месте геосинклиналей в процессе их развития образуются складчатые пояса.

Геосинклиальное море — море, расположенное в геосинклиальном поясе; геосинклиальные моря отличаются сложным рельефом, значительной глубиной, большой скоростью накопления осадков.

Геосфера — земная оболочка. В строении Земли выделяют несколько геосфер: атмосферу, гидросферу, биосферу, литосферу, мантию Земли, ядро Земли.

Геофизика — наука, изучающая физические процессы в недрах и на поверхности земного шара, а также в его атмосфере.

Геофизические методы разведки — методы поисков полезных ископаемых и изучения геологического строения с помощью использования различия физических свойств горных пород — их плотности, упругости, магнитных и электрических свойств и др. Применяется для изучения геологического строения дна морей и океанов.

Гидросфера — водная оболочка Земли. Представляет совокупность всех вод на поверхности Земли — океанов, морей, озер, рек, подземных вод.

Глубинный разлом — разлом земной коры, уходящий на большую глубину — до нескольких сотен километров. Движения по нему происходят на протяжении значительных отрезков геологического времени.

Гондвана — древний гипотетический материк, существовавший на месте Индийского и южной части Атлантического океана в палеозое и начале мезозоя и объединявший Южную Америку, Африку, Индостан и, по мнению некоторых, Австралию и Антарктиду.

Гранит — глубинная магматическая горная порода, состоит из кристаллов кварца, полевого шпата и слюды; принадлежит к породам с повышенным содержанием кремнезема. Имеет большое значение в строении земной коры.

Денудация — совокупность процессов сноса продуктов поверхностного разрушения горных пород. В результате денудации происходит понижение поверхности суши.

Дислокация — нарушение залегания горных пород. Дислокация может быть складчатой, с образованием складок, или разрывная с образованием разрывов, сбросов и др.

Дресва — мелкие неокатанные обломки горных пород, образовавшиеся в результате их поверхностного разрушения (выветривания).

Земная кора — см. Литосфера.

Изобата — линия, соединяющая точки с равными глубинами. С помощью изобат изображается подводный рельеф океанов и морей.

К а н ь о н — глубокая и узкая долина со ступенчатыми склонами. На морском дне широко распространены подводные каньоны, близко напоминающие каньоны на поверхности суши.

К о р а л л ы — морские беспозвоночные животные с известковым скелетом. По образу жизни различают одиночные и колониальные кораллы. Последние называют рифообразующими кораллами; они имеют большое значение для образования коралловых рифов и островов.

Л и т о с ф е р а — земная кора. Твердая внешняя оболочка Земли, сложенная из разнообразных горных пород. Имеет мощность до 10—12 км на дне океанов и до 70—80 км на материках (в горных странах). Состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев. Подошвой коры служит граница Мохоровичича.

М а г м а — расплавленная, насыщенная газами огненно-жидкая масса, родоначальная для изверженных горных пород. При ее охлаждении образуются разнообразные изверженные горные породы, которые в зависимости от химического состава разделяются на кислые (богатые содержанием кремнекислоты) и основные (бедные содержанием кремнекислоты).

М и р о в о й о к е а н — совокупность всех морей и океанов на поверхности земного шара.

М у т ь е в ы е п о т о к и — потоки (течения) воды в придонных частях океанов и морей, содержащие во взвешенном состоянии (муть) частицы ила и песка. Мутьевыми потоками на дне морей и океанов переносятся большие количества осадков. Их называют также — турбидные течения, суспензионные течения.

Н е о т е к т о н и ч е с к и е д в и ж е н и я — движения земной коры, происходившие в течение второй половины третичного и четвертичного периодов.

П а л е о г е о г р а ф и я — наука, изучающая физико-географические условия в геологическом прошлом. Палеогеографические условия — физико-географические условия прошлого.

П л а т ф о р м а — область земной коры, обладающая малой степенью подвижности. Переживает в ходе развития вертикальные движения, поднятия и опускания небольшого размаха. В основании имеет складчатый фундамент, покрытый чехлом осадочных пород. Платформы могут иметь различный возраст в зависимости от возраста их фундамента и чехла.

П е р и д о т и т — изверженные горные породы ультраосновного типа, лишенные кварца, бедные кремнеземом, но богатые железом и магнием.

Р е г р е с с и я м о р я — отступление моря в результате понижения уровня моря или поднятия поверхности суши.

Р и ф ы к о р а л л о в ы е — известковые накопления, образованные деятельностью колониальных кораллов (полипов). Различают береговые рифы, окаймляющие барьерные рифы, атоллы, донные рифы — на поверхности морского дна.

С е й с м и ч е с к и е д в и ж е н и я — от слова сейсмос — трясение, так называют движения, связанные с землетрясением. Сейсмичность — интенсивность и частота повторения землетрясений.

С и а л ь — название от символов преобладающих химических элементов — силиций (Si) кремний и алюминий (Al). Внешняя часть земной коры, построенная из горных пород с большим содержанием кремния и алюминия, гранитов и осадочных пород.

Синеклиза — прогиб земной коры в платформенной области, заполненный отложениями чехла относительно большой мощности.

Талассократический период — период преобладающего распространения моря на земной поверхности.

Тектонические движения — движения земной коры, изменяющие ее структуру и рельеф. Среди тектонических движений различают: колебательные (эпейрогенические), складчатые, разрывные.

Трансгрессия моря — наступление моря на сушу в результате повышения уровня океана или понижения поверхности суши.

Цунами (Тсунами) — большой высоты волны, возникающие при подводных землетрясениях (моретрясениях), набегая на берега, цунами производят катастрофические разрушения.

Флексура — коленчатый изгиб пластов земной коры. На границе материков и океанов возникает материковая флексура, поверхность изгиба которой совпадает с материковым склоном.

Шельф — материковое мелководье, прилегающее к материкам, плоское или с очень пологим уклоном — пространство морского дна с преобладающими глубинами до 200 м; нередко отличается широким распространением форм наземного рельефа, затопленного при недавней трансгрессии моря на поверхность краевой части материка.

Эпейрогенические движения — иначе колебательные движения земной коры, медленно, с небольшой скоростью идущие поднятия и погружения земной поверхности.

Эпиконтинентальные моря — моря на поверхности окраинной части материка, иначе шельфовые моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Научно-популярная литература

Екатерина Андреева. Вековые загадки. Гос. издат. литературы по геологии и охране недр, Москва, 1954.

Ганс Бауэр. Тайны морских глубин. Географгиз, Москва, 1959.

В. Ф. Бончковский и Ф. Д. Бублейников. Земля, ее фигура и физические свойства. Гос. издат. технико-теорет. литературы, Москва, 1956.

Ф. Д. Бублейников. Очерк развития представлений о Земле. Изд. Акад. наук СССР научно-популярная серия, 1955.

Г. В. Войткевич. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. Госгеотехиздат, Москва, 1956.

А. Голмс. Возраст Земли, 1930.

Г. П. Горшков. Строение земного шара. Москва, 1958.

Н. Ф. Жиров. Атлантида. Географгиз. Москва, 1957.

В. П. Зенкович. Морское дно. Научно-популярн. библиотека, в. 86, Москва, 1956.

Б. Ю. Левин. Происхождение Земли и планет. Популярные лекции по астрономии. Москва, 1959.

А. Н. Ларионова. Путешествие по морскому дну. Гидрометеиздат, Ленинград, 1959.

М. Мензбир. Тайна Великого океана. Москва, 1922.

А. М. Муромцев. Мировой океан. Научно-популярная библиотека, Гидрометеиздат, 1956.

Акад. В. А. Обручев. Происхождение гор и материков. Детгиз, Москва, 1956.

Акад. В. А. Обручев. Основы геологии. Популярное изложение. Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1956.

А. И. Равикович. Современные и ископаемые рифы. Научно-популярная серия Акад. наук СССР, Москва, 1954.

В. Г. Фесенков. Происхождение и развитие небесных тел по современным данным. Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1953.

О. Ю. Шмидт. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1957.

II. Специальная литература

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, Москва, 1947;

В. В. Белоусов. О геологическом строении океанов. Природа, 1942, № 5—6.

В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Москва, 1954.

В. В. Белоусов. Очередные проблемы общей геотектоники. Советская геология, сборн. 41, 1954.

В. В. Белоусов. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Извест. Акад. наук СССР, сер. геологическая, 1955, № 3.

Ван Беммелен. Горообразование. Изд. иностранной литературы, Москва, 1956.

Л. С. Берг. Очерки по физической географии. Изд. Акад. наук СССР, 1949.

Ж. Буркар. Рельеф океанов и морей. Москва, 1953.

А. Вегенер. Происхождение материков и океанов, 1923, Берлин.

Дж. Т. Вильсон. Геофизика и рост континентов. Природа, 8, 1959.

А. П. Виноградов. Метеориты и земная кора. Извест. Акад. наук СССР, сер. геолог. 10, 1959.

А. П. Виноградов. Возникновение биосферы. Возникновение жизни на Земле, труды международного симпозиума. Изд. Акад. наук СССР, 1959.

Б. С. Гизен, М. Юинг, Р. Мензис. Подводные мутьевые потоки. Природа, 2, 1958.

Р. М. Деменицкая. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. Советская геология, 1958, № 6.

Р. М. Деменицкая. Методика изучения строения кристаллической части оболочки Земли. Советская геология, 1959, № 1.

Р. М. Деменицкая. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным (автореферат диссертации на учен. степень доктора геолого-минералог. наук). Ленинград, 1959.

А. В. Живаго и Г. Б. Удинцев. Современные проблемы геоморфологии дна океанов и морей. Мат. Второго геоморфолог. совещания, 1959.

Земная кора. Сборн. статей, изд. иностранной литературы, Москва, 1957.

М. В. Кленова. Геология моря. Москва, 1949.

П. Н. Кропоткин. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геолог., 1948.

П. Н. Кропоткин. Происхождение материков и океанов. Природа, 1956, № 4.

И. П. Косминская. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. Общ. Испытат. природы, отд. геолог. 33, № 4, 1958.

О. К. Леонтьев. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, Москва, 1955.

Г. У. Линдберг. Современное состояние проблемы происхождения подводных долин. Вопросы географии, сборн. 3, 1947.

Г. У. Линдберг. Четвертичный период в свете биогеографических данных, Изд. Акад. наук СССР, 1955.

- Е. Н. Люстих.* Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. инст. Акад. наук СССР, 38 (165), 1955.
- Е. Н. Люстих.* Критика геотектонической контракционной гипотезы. Тр. Инст. физики Земли Акад. наук СССР, 3, (170), 1958.
- Е. Н. Люстих.* О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. Изв. Акад. наук СССР, сер. геофиз., 1959, № 11.
- В. А. Магницкий.* Основы физики Земли. Москва, 1953.
- В. А. Магницкий.* О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара. Тр. геофиз. инст. Акад. наук СССР 26 (153), 1955.
- В. А. Магницкий.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. Вопросы космогонии, т. 6, изд. Акад. наук СССР, 1958.
- А. Н. Мазарович.* Основы региональной геологии материков. Изд. МГУ, 1951.
- К. К. Марков.* Палеогеография. Географгиз, Москва, 1951.
- М. В. Муратов.* Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. Моск. общ. испытат. природы, отд. геолог., т. 32, 1957, № 5.
- М. В. Муратов.* История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и возможное ее происхождение. Бюлл. Моск. общ. испытат. природы, отд. Геолог., т. 30.
- Д. И. Мушкетов.* Региональная геотектоника, Ленинград, 1939.
- Н. И. Николаев.* Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. Советская геология, сборн. 41, 1954.
- Н. И. Николаев.* Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. Советская геология, сборник 48, 1955.
- Островные дуги. Сборник статей. Изд. иностранной литературы, Москва, 1952.
- Е. В. Павловский.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. Акад. наук СССР, сер. геолог., 5, 1953.
- Д. Г. Панов.* О происхождении и развитии океанов. Вопросы географии, сб. 12, 1949.
- Д. Г. Панов.* Проблема происхождения материков и океанов в свете новых исследований. Природа, 1950, № 3.
- Д. Г. Панов.* Океаны и моря в морфологии земного шара. Сборн. памяти акад. Л. С. Берга, изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Д. Г. Панов.* Тектоника и происхождение Центрального Полярного бассейна. Бюлл. Московского общ. испыт. природы, отд. геолог., 1957, № 1.
- Д. Г. Панов.* Структура и неотектоническое развитие дна океанов. Учен. записки Ростовского гос. университета, т. 55, в. 10, 1958.
- Д. Г. Панов.* Типы глубинных разломов на дне океанов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геолог. 9, 1958.
- Д. Г. Панов.* О древности Тихого океана. Научн. доклады Высш. школы геолого-географ. науки, 1959.
- Строение земной коры по сейсмическим данным. Сборник статей. Изд. иностранной литературы, Москва, 1959.
- В. В. Тихомиров.* К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Извест. Акад. наук СССР, сер. геолог. 8, 1958.
- Г. Б. Удинцев.* Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Инст. океанологии Акад. наук СССР, т. 12, 1955.

Г. Б. Удинцев. Исследование рельефа дна морей и океанов. Достижения океанологии, успехи в изучении океанских глубин. Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1959.

В. Е. Хаин. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.

В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. Московского общ. испытат. природы отд. геолог., т. 31, 3—4, 1956.

Ф. Шипард. Геология моря. Москва, 1951.

Ю. М. Шейнманн. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли. Докл. Акад. наук СССР, т. 119, 1958, № 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Глава I. Из истории развития взглядов на происхождение материков и океанов	3
Глава II. Современные гипотезы о происхождении, строении и развитии Земли	33
Катастрофические гипотезы образования планет солнечной системы	33
Гипотезы, связывающие образование планет с последовательной эволюцией первоначального вещества	35
Возраст Земли	38
Строение Земли	44
Происхождение геосфер	50
Глава III. История развития материков	63
Глава IV. История развития океанов	88
Краткие сведения о геологическом строении, рельефе и истории развития океанов	112
Северный Ледовитый океан	112
Атлантический океан	121
Индийский океан	134
Тихий океан	141
Современные взгляды на происхождение и развитие океанов	162
Гипотезы расширения материков	163
Гипотезы расширения океанов	167
Словарь специальных терминов	176
Литература	180

Дмитрий Геннадиевич Панов

*

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

*

Редактор *Л. И. Гришина*
 Младший редактор *Б. Н. Малкес*
 Художник *Л. Гарин*
 Художественный редактор *Е. А. Радкевич*
 Технический редактор *Д. А. Глейх*
 Редактор карт *Г. Н. Мальчевский*
 Корректор *Г. И. Ландратова*

*

Т-02382. Сдано в производство 4/XI-60. Подписано в печать 3/II-61.
 Формат 84×108¹/₃₂. Печатных листов 5,75. Условных листов 9,43.
 Издательских листов 9,77. Тираж 10000. Цена 29 коп.

*

Москва, В-71, Ленинский проспект, 15, Географгиз
 Московская типография № 5 Мосгорсовнархоза.
 Москва, Трехпрудный пер., 9

Заказ № 672

29 коп.

5396