

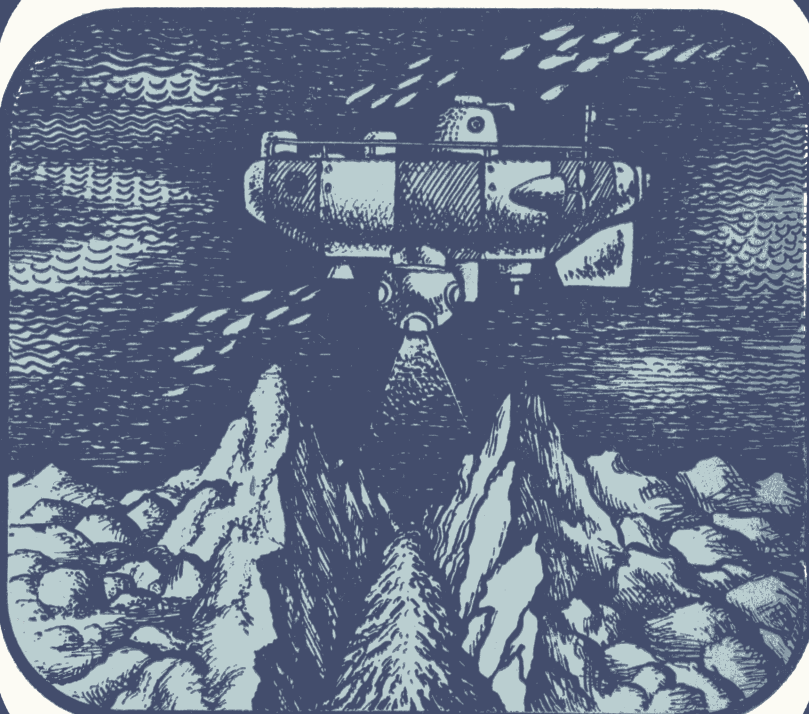
ЗНАНИЕ

НОВОЕ
В ЖИЗНИ,
НАУКЕ,
ТЕХНИКЕ

СЕРИЯ
ФИЗИКА

11'81

А.М.Городницкий
Е.Д.Корякин
**ОКЕАНСКОЕ
ДНО
И ПОДВОДНЫЕ
ВУЛКАНЫ**



НОВОЕ
В ЖИЗНИ,
НАУКЕ,
ТЕХНИКЕ

Серия
«Физика»
№ 11, 1981 г.

Издается
ежемесячно
с 1946 г.

А. М. Городницкий,
Е. Д. Корякин,

кандидаты
геолого-минералогических наук

ОКЕАНСКОЕ ДНО И ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ

Издательство
«Знание»
Москва
1981

ББК 26.221
Г 67

Рецензент: доктор физико-математических наук О. Г. Сорохтин

Александр Моисеевич ГОРОДНИЦКИЙ — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института океанологии им. Ширшова АН СССР. Основная область научных интересов — исследование строения литосферы, геодинамика и тектоника литосферных плит.

Евгений Дмитриевич КОРЯКИН — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Государственного астрономического института им. П. К. Штернберга. Основная область работы — исследование глубинного строения земной коры геофизическими методами.

Городницкий А. М., Корякин Е. Д.
Г 67 Океанское дно и подводные вулканы. — М.: Знание, 1981. — 64 с. — (Новое в жизни, науке, технике. Сер. «Физика»; № 11).
11 коп.

В брошюре рассматривается физическая модель образования океанской литосферы и подводных и надводных вулканов. На основе совместного анализа теоретических моделей и экспериментальных геофизических данных построена первая карта мощности литосферы океана. Показана закономерность связи образования и последующей эволюции океанских вулканов с мощностью и движением литосферных плит.

Брошюра рассчитана на читателей, интересующихся достижениями современной физики, лекторов и пропагандистов, слушателей и преподавателей народных университетов.

20806 1903030100

ББК 26.221
551.49

ПРЕДИСЛОВИЕ

Планета Океан... Все чаще называем мы так нашу Землю. Все чаще в поисках новых перспективных месторождений полезных ископаемых взоры исследователей обращаются к $\frac{2}{3}$ поверхности земного шара, покрытым водой.

Однако океан нелегко расстается с тайнами строения своего дна. То, что давно известно для суши и вошло в учебники по геологии и геофизике, для океанского дна стало известным лишь в последние десятилетия.

Брошюра А. М. Городницкого и Е. Д. Корякина — одна из первых работ, в популярной форме знакомящая широкий круг читателей с современными достижениями геофизики в изучении океанской литосферы. Авторы описывают принципы использования комплекса разнообразных геофизических наблюдений для изучения глубинного строения дна. Этот комплекс включает изучение рельефа, в частности распределение подводных вулканов. Оказывается, подводный рельеф является отражением упруговязкой структуры океанского дна. Детально исследуется гравитационное поле, чтобы выявить распределение более легких, частично расплавленных блоков по уменьшению силы тяжести над ними. И хотя это уменьшение измеряется миллионными долями, чувствительные современные приборы регистрируют его.

Важные сведения о структуре дна исследователи получают, изучая особенности распространения упругих и электромагнитных волн, а также потока тепла, выносимого из разогретых недр.

Вся эта экспериментальная информация осмыслена в брошюре под углом зрения физической модели остывания и связанного с ним уплотнения океанской литосферы. Важнейшую роль при этом играют данные о

возрасте дна океана. По мере старения литосфера утолщается от 10 до 80 км. Эта сравнительно тонкая оболочка отделяет океан от более глубоких частей планеты, которые вследствие частичного плавления находятся в гораздо более подвижном, активном состоянии, способствующем конвекции.

Возникает вопрос, является ли развернутая авторами картина строения земли под океаном уникальной или мы можем встретить ее и на соседних планетах?

Лучше всего с помощью космических средств изучена Луна, с которой интересно сравнить результаты исследования океанов Земли. И сразу бросается в глаза резкая разница в толщине литосферы. Лишь на глубине около 700 км (почти половина радиуса планеты!) исследователи Луны обнаружили повышение электропроводности и затухание поперечных упругих волн, что указывает на появление признаков плавления. Был сделан вывод, что Луна обладает весьма мощной литосферой, толщина которой — многие сотни километров. По-видимому, именно это обстоятельство привело к отсутствию признаков активной геологической жизни Луны в течение уже нескольких миллиардов лет.

Таким образом, свойства литосферы тесно связаны с геологической эволюцией планеты. Думаю, что брошюра А. М. Городницкого и Е. Д. Корякина вызовет у читателей желание подробнее ознакомиться с проблемами глубинного строения Земли.

Л. Л. ВАНЬЯН,
доктор технических наук, профессор

ВВЕДЕНИЕ

В течение многих веков дно океана, надежно укрытое многокилометровой толщей воды, оставалось недоступным для человека и было неисчерпаемым источником всевозможных легенд и мифов — от древней легенды об Атлантиде до современного мифа о пресловутом «Бермудском треугольнике». Важным шагом вперед в изучении рельефа океанского дна явилось изобретение прецизионного эхолота, с помощью которого стало возможно непрерывно измерять и регистрировать глубину дна по линии движения судна.

Однако только в последние десятилетия, благодаря широкому развитию комплексных исследований дна Мирового океана, в которых принимали участие десятки научно-исследовательских судов различных стран, были получены принципиально новые данные о его геологическом строении, рельефе и тектоническом развитии. Именно эти данные, полученные в океане, вместе с материалами геологического и геофизического изучения континентов послужили основой для пересмотра прежних представлений о происхождении и развитии внешней твердой оболочки нашей Земли — литосферы и о природе развивающихся в ней процессов тектоники, магматизма и горообразования.

На базе этих данных была создана теория новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, которая произвела в науках о Земле настоящую революцию, сравнимую, пожалуй, с той, которую произвела в свое время в физике теория относительности.

Прежде чем обратиться к основным положениям теории тектоники литосферных плит, остановимся кратко на современных представлениях о строении нашей планеты. Эти представления были получены на основе

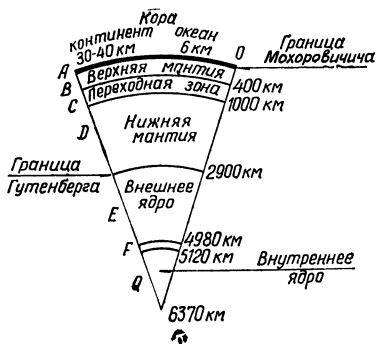


Рис. 1. Слои внутри Земли

данных сейсмологии — раздела геофизики, который изучает возникновение и распространение упругих волн внутри Земли. Сейсмологические данные позволили установить, что Земля, обладающая в первом приближении радиальной симметрией, имеет слоистое строение. По характеру распределения скорости сейсмических волн по глубине Буллен разде-

лил Землю на семь concentрических оболочек (рис. 1).

Наиболее близкая к поверхности Земли граница раздела была впервые установлена Мохоровичичем (Югославия) при изучении сейсмограмм землетрясений в 1909 г. Эта граница, получившая название границы Мохоровичича (или просто Мохо), разделяет вышележащую кору, где сейсмические волны распространяются с сравнительно небольшой скоростью, и нижележащий субстрат, названный теперь мантией, где скорости распространения упругих волн значительны. В самой мантии выделяются верхняя мантия до глубины 400 км, переходная зона (400—1000 км) и нижняя мантия (1000—2900 км). Под нижней мантией на глубине 2900 км Гутенберг обнаружил границу, на которой скорость продольных сейсмических волн внезапно уменьшается, а поперечные волны исчезают совсем. Это указывает на существование под твердой мантией жидкого ядра со средним радиусом 3740 км. Граница между ядром и мантией называется границей Гутенберга. В самом ядре по увеличению скорости продольных волн выделены также внешнее ядро с относительно малыми скоростями распространения продольных волн, переходная зона и внутреннее ядро с большими скоростями волн.

Поскольку мантия и ядро, составляющие около 99% объема Земли, недоступны для химического анализа, то определение химического состава Земли возможно только косвенным путем, по составу метеоритов или по физическим свойствам пород при высоких давлениях и температурах. Изучение метеоритов позволило предпо-

ложить, что внутри Земли произошло разделение на силикатную и железоокисную фазы. При этом более плотная железоокисная фаза сконцентрировалась в центре Земли, образуя ядро, окруженное ультраосновными силикатами мантии.

Вещество во внешнем ядре, как отмечалось, находится в расплавленно-жидком состоянии. Что касается внутреннего ядра, то сейсмологические исследования показали, что в нем могут распространяться не только продольные, но и поперечные волны, хотя их скорость сравнительно невысока. А это позволяет сделать вывод, что внутреннее ядро представляет собой твердое тело, вещество которого находится в состоянии, близком к плавлению.

Накопленные к настоящему времени многочисленные материалы экспериментальных исследований горных пород при высоких температурах и давлениях, а также анализ образцов, поднятых со срединно-океанских хребтов и найденных в кимберлитовых трубках континентов, т. е. там, где мантийное вещество приближается к поверхности Земли, убедительно свидетельствуют о том, что верхняя мантия Земли сложена ультраосновными породами.

Расслоение первично однородного вещества Земли на железоокисное ядро и силикатную оболочку показывает, что на планетной стадии развития Земли должен был существовать эффективный механизм химико-гравитационной дифференциации вещества мантии, приводящей к выделению плотного земного ядра. Благодаря действию этого механизма во внутренних частях Земли возникает интенсивная конвекция, которая приводит к перемешиванию вещества. При этом химический состав верхней и нижней мантии в среднем должен быть одинаковым, а указанные выше границы слоев, выделенные по сейсмологическим данным, возникают не в связи с изменением химического состава пород, а в связи с фазовыми переходами вещества. Это создает принципиальную возможность для конвективных движений в расслоенной мантии, так как полиморфные фазовые переходы в силикатном веществе не препятствуют вертикальной конвекции (рис. 2).

Перейдем теперь к изложению основных положений новой теории глобальной эволюции Земли, или теории тектоники литосферных плит,

В соответствии с основными положениями этой теории внешняя жесткая оболочка Земли — литосфера — состоит из ряда плит, которые движутся по поверхности нашей планеты под действием конвективных течений в ее внутренних слоях. Энергетическим источником этих течений является химико-гравитационная дифференциация внутри Земли. Литосферные плиты движутся со скоростью, на первый взгляд, небольшой — порядка нескольких сантиметров в год. Однако за геологические периоды времени в сотни миллионов лет такие перемещения достигают величины многих тысяч километров, приводя к дрейфу континентов от экватора к полюсам и обратно.

Как показали палеомагнитные и палеоклиматические исследования, при таком дрейфе континенты могут собираться воедино, образуя глобальный суперконтинент — Пангею, и опять расходиться. При расхождении литосферных плит, которое возникает в области восходящих мантийных потоков, в расходящейся трещине, называемой рифтовой трещиной, происходит образо-

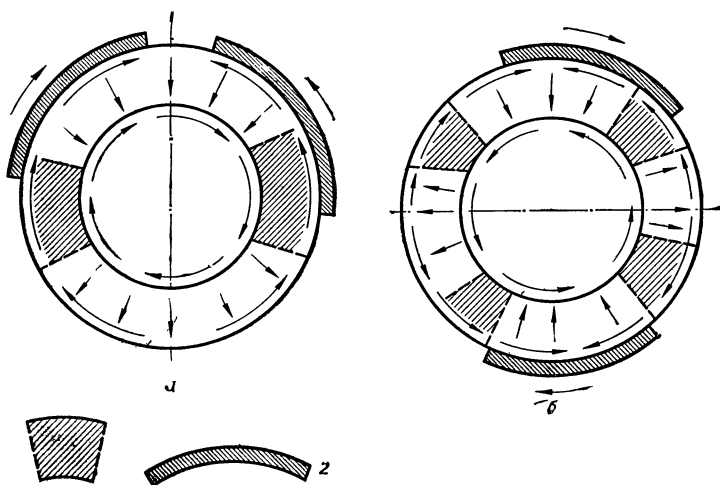


Рис. 2. Схема конвективных течений в мантии (по А. С. Монину и О. Г. Сорохтину): а — одноячеистая структура; б — двуячеистая структура; 1 — застойные зоны; 2 — континенты. Стрелками показаны направления конвективных течений в мантии и движения континентов

вание новой океанской литосферы — так зарождаются новые океаны. При столкновении плит, когда, как правило, одна плита надвигается на другую, океаны, наоборот, исчезают, закрываются. Столкновение плит приводит обычно к интенсивным тектоническим процессам, образованию складок земной коры, излиянию магмы, с которыми связано образование большей части полезных ископаемых. Согласно гидродинамической модели конвективных течений во внутренних частях нашей планеты, предложенной и разработанной советскими физиками под руководством члена-корреспондента АН СССР А. С. Мони́на, характер конвективных течений меняется со временем, что приводит к закономерному изменению направления движения плит, а это, в свою очередь, вызывает закрытие старых и открытие новых океанов.

Как уже говорилось, главную роль в геологическом развитии нашей планеты играет расслоение земного вещества (за счет разницы плотностей его компонентов) на окисножелезное ядро и силикатную оболочку. Благодаря этому расслоению и возникают конвективные течения в мантии, которые приводят в движение литосферные плиты (см. рис. 2).

На основе представления о физической модели образования Земли и ее оболочек новая теория за сравнительно короткое время позволила с единых позиций объяснить практически все известные глобальные геологические процессы, а некоторые из них количественно рассчитать и предсказать. Целый ряд теоретических прогнозов, высказанных на основе физического моделирования, подтвердился в дальнейшем экспериментальными работами.

К числу их относится, например, создание магнитной геохронологической шкалы в океане, когда по аномалиям магнитного поля был предсказан возраст океанского дна. Этот теоретический прогноз через несколько лет был блестяще подтвержден результатами планомерного бурения дна океанов со специального судна «Гломар Челленджер». Так же хорошо подтвердились данными экспериментальных сейсмических и сейсмологических исследований теоретически рассчитанные толщины твердой океанской оболочки — литосферы. Еще в 1972 г. О. Г. Сорохтин теоретически показал, что по мере удаления от рифтовых зон толщина литосферных плит должна увеличиваться пропорционально корню

квадратному из их возраста. А в 1975 г. была опубликована работа японского исследователя Йоши, в которой предсказанная зависимость подтверждалась экспериментально, по данным сейсмологических наблюдений и электромагнитных зондирований в океане.

Проблема определения мощности океанской литосферы, труднодоступной для непосредственных измерений, является одной из важнейших при изучении океанского дна. С мощностью и эволюцией океанской литосферы тесно связана вулканическая деятельность в океанах, сопровождающаяся образованием огромного количества подводных и надводных вулканов и рудных полезных ископаемых.

Решение этих и многих других вопросов, от которых зависит раскрытие тайн океанского дна и доступ к его подземным (и подводным) богатствам, становится возможным благодаря широкому применению геофизических методов исследования океана: изучения гравитационного и магнитного полей, тепловых потоков через океанское дно, скорости прохождения сейсмических волн через различные слои литосферы и др.

В настоящей брошюре кратко излагаются современные представления об основных закономерностях формирования и эволюции океанской литосферы и подводных вулканов. Эти представления базируются на совместном анализе теоретической модели их образования, а также многочисленных экспериментальных материалов комплексных исследований, выполненных в различных районах Мирового океана. В число последних входят, в частности, данные, полученные авторами в нескольких рейсах на научно-исследовательских судах Института океанологии АН СССР «Академик Курчатов» и «Дмитрий Менделеев» в Атлантическом и Тихом океанах.

Следует отметить, что отдельные положения, выдвигаемые относительно природы образования океанских вулканов, могут представиться дискуссионными, однако их обсуждение, несомненно, окажется полезным для дальнейшего развития предлагаемых моделей.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Физическое моделирование и геолого-геофизическое изучение океанского дна и подводных вулканов дают возможность связать их происхождение и развитие с возникновением и эволюцией океанской литосферы в целом. Чтобы понять эту связь, остановимся прежде всего на основных закономерностях формирования литосферы в океане.

Обратимся для этого к скрытым под толщей океанской воды таинственным участкам океанского дна, где происходит неустанное образование новых частей твердой оболочки нашей планеты — к зонам глубоких рифтовых трещин и сопутствующих им срединных океанских хребтов.

Слово «литосфера» берет свое начало от греческого «литос», т. е. «камень». Под литосферой обычно понимают внешнюю жесткую кристаллическую оболочку нашей планеты, имеющую высокую вязкость $\sim 10^{23}$ пуаз (рис. 3). Верхняя часть литосферы носит название земной коры. Под литосферой залегает астеносфера, вещество которой находится в пластическом состоянии и обладает пониженной вязкостью $\sim 10^{15} - 10^{20}$ пуаз. Это объясняется частичным расплавлением мантийного вещества, при котором более легкоплавкая его составля-

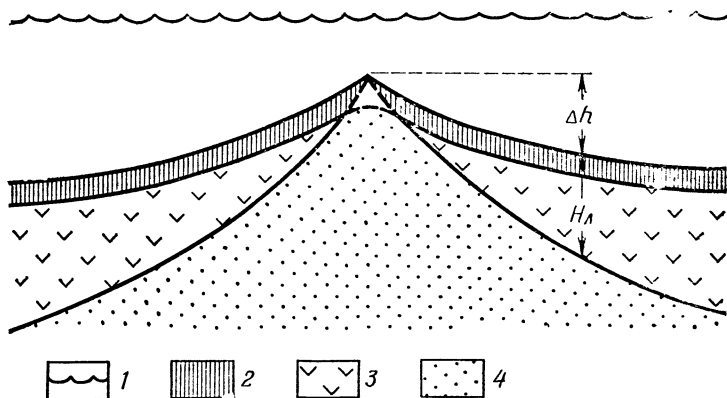


Рис. 3. Схема формирования океанской литосферы в рифтовой зоне: 1 — поверхность океана; 2 — земная кора; 3 — литосфера; 4 — астеносфера

ющая, базальт, находится в расплавленном состоянии, а тугоплавкая глубинная ультраосновная порода, перидотит, еще сохраняет свою кристаллическую структуру. Мощность литосферы определяется, таким образом, той глубиной, на которой начинается плавление мантийного вещества.

Такой подход хорошо согласуется с сейсмическим определением подошвы литосферы как верхней границы слоя пониженных скоростей сейсмических волн, так называемого «волновода». Как показывают экспериментальные сейсмические данные, на границе литосфера—астеносфера скорость продольных сейсмических волн (Р-волн) скачком падает от 8 км/с до 7,5 км/с. Скорость поперечных волн на подошве литосферы также резко понижается от 4,6 км/с в литосфере до 4,1 км/с в астеносфере. Как было показано академиком В. А. Магницким, именно этот слой, подстилающий литосферу, и является слоем, ослабленным в механическом отношении.

Подошва литосферы может быть выделена также по наличию слоя повышенной электропроводности в верхней мантии. Этот слой, по глубине близко совпадающий со слоем пониженных скоростей сейсмических волн, существует также благодаря разогреву мантийного вещества до температуры частичного плавления. Экспериментальные исследования показывают, что при частичном плавлении мантийного вещества, если расплав полностью окружает тугоплавкие кристаллические зерна (эта ситуация соответствует расплавлению нескольких процентов от общей массы мантийного вещества), его электрическая проводимость увеличивается на три порядка.

Следует отметить при этом, что существует некоторое расхождение между глубиной кровли сейсмического волновода и слоя повышенной электропроводности. Это связано с тем, что для значимых изменений сейсмических и геоэлектрических параметров может оказаться достаточным различный процент расплава в мантийном веществе. Таким образом, с физической точки зрения определение подошвы литосферы как глубины, на которой температура достигает величины, соответствующей частичному плавлению (солидус) мантийного вещества, является наиболее определенным.

В соответствии с основными положениями тектони-

ки литосферных плит образование литосферы происходит в рифтовых зонах при раздвижении плит в результате поднятия по рифтовой трещине вещества астеносферы и его последующей кристаллизации. При этом, как было показано советским ученым О. Г. Сорохтиным и американцами Паркером и Ольденбургом, мощность новообразованной литосферы, которая определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества, т. е. глубиной залегания температуры кристаллизации базальтов, не остается постоянной, а постепенно увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанических хребтов, где она минимальна, в сторону глубоководных котловин с более древними участками океанского дна.

Непосредственно определить мощность литосферы в океане невозможно — для современной техники бурения подошва литосферы недоступна. В настоящее время мощность океанской литосферы оценена в отдельных районах Тихого океана по результатам сейсмологических исследований глубины залегания слоя пониженных скоростей поверхностных волн. Отмечено увеличение глубины подошвы литосферы с увеличением возраста океанского дна. В единичных точках Мирового океана выполнены электромагнитные зондирования, которые позволили определить глубину подошвы литосферы по положению границы зоны повышенной электропроводности, соответствующей глубине, на которой начинается плавление базальта.

Несмотря на разрозненность описанных измерений, наличие физической модели дает возможность использовать для оценки мощности литосферы результаты комплексных исследований, охватывающих большую часть акватории Мирового океана.

Как явствует из модели, охлаждение и кристаллизация базальтовой составляющей вещества астеносферы увеличивает его плотность. В результате этого возникает ситуация гравитационной инверсии, когда более легкое вещество астеносферы оказывается перекрытым сверху более тяжелыми породами литосферы. Вследствие этого уровень поверхности океанской литосферы по мере увеличения ее мощности должен понижаться. Для определения изменения глубины дна океана можно использовать условие равенства гидростатических давлений под литосферными плитами в астеносфере. Пере-

пад рельефа Δh (см. рис. 3) из условия гидростатического равновесия определяется соотношением

$$\Delta h = \Delta H_{\text{л}} \frac{\Delta \sigma}{\sigma_{\text{а}} - \sigma_{\text{в}}}, \quad (1)$$

где $\Delta H_{\text{л}}$ — изменение мощности литосферы; $\Delta \sigma$ — приращение плотности вещества астеносферы при его кристаллизации и охлаждении до средней температуры литосферы; $\sigma_{\text{а}}$ — плотность астеносферы; $\sigma_{\text{в}}$ — плотность океанской воды.

Из выражения (1) можно найти мощность самой литосферы. Плотность пород литосферы в океанских областях по геофизическим данным близка к $3,32 \text{ г/см}^3$, а средняя ее температура примерно на $600\text{—}700^\circ$ меньше температуры астеносферы. Учет возникающей при застывании вещества астеносферы гравитационной инверсии дает для $\Delta \sigma$ значение $0,11\text{—}0,12 \text{ г/см}^3$. Таким образом, плотность астеносферы оказывается равной $3,22\text{—}3,21 \text{ г/см}^3$. Исходя из этих данных, можно записать для определения мощности литосферы (в километрах) следующее выражение:

$$H_{\text{л}} \simeq 7,5 + 19 \Delta h, \quad (2)$$

где $7,5 \text{ км}$ — мощность литосферы под рифтовой зоной.

Мощность литосферных плит можно определить и по их возрасту из решения общего уравнения теплопроводности остывающей литосферы, согласно которому

$$H_{\text{л}} = \frac{T_s}{T_{\text{а}}} \sqrt{\pi a t}, \quad (3)$$

где t — возраст литосферы; T_s — температура плавления базальтов; $T_{\text{а}}$ — температура астеносферы, соответствующая температуре полного расплавления базальтов; a — коэффициент температуропроводности.

Температура астеносферного вещества $T_{\text{а}}$ может быть определена на основе экспериментальных измерений температур базальтовых лав в современных действующих вулканах. Согласно этим оценкам температура астеносферы под океанами изменяется примерно от 1550 К под тонкой молодой литосферой в рифтовых зонах до $1700\text{—}1750 \text{ К}$ под мощной литосферой в глубоководных районах океана.

Температура кристаллизации T_s базальтовых расплавов, которые заполняют пространство между грану-

лами тугоплавких пород в мантийном веществе, также увеличивается с глубиной. Так, например, для Гавайских базальтов, по данным Иодера и Тилли, при нормальном давлении температура солидуса равна 1360 К, в то время как на глубине 80 км она увеличивается до 1550—1600 К.

В первом приближении можно считать, что температура солидуса и ликвидуса базальтов растет с глубиной примерно одинаково, и их отношение остается постоянным, примерно равным 0,87. Имеющиеся экспериментальные данные позволяют принять среднюю теплопроводность литосферы равной $7,3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, а среднюю ее плотность — $3,35$ г/см³. Тогда при удельной теплоемкости $C_p = 0,23$ кал/г·град коэффициент температуропроводности a будет примерно равен $7,8 \cdot 10^{-3}$ см²/с, и мощность литосферы, выраженная в километрах, может быть рассчитана из упрощенного соотношения

$$H_{\text{л}} = 7,5\sqrt{t}, \quad (4)$$

где возраст литосферы t выражен в миллионах лет.

На рис. 4 приведены геотермы в океанской литосфере, рассчитанные по уравнению теплопроводности. Параметры кривых — возраст литосферы в миллионах лет. Для каждого возраста мощность литосферы определяется положением точки пересечения соответствующей изотермы с кривой температуры полного застывания (солидуса) мантийного вещества.

На рис. 4 приведены также кривые солидуса пиролита и базальта. Обращает внимание тот факт, что в рассматриваемой модели все без исключения изотермы пересекают кривую температуры солидуса мантийного вещества. Это означает, что везде под слоем океанской литосферы должна располагаться астеносфера, вещество которой частично расплавлено. На этом же рисунке, по экспериментальным данным Рингвуда и Грина, показаны также области устойчивого существования в литосфере различных минеральных ассоциаций. Сопоставляя эти данные с расчетными изотермами, можно определить, на какой глубине и при каком возрасте литосферы вероятно изменение ее состава.

Из модели образования океанской литосферы следует, что в ней под корой должна существовать еще одна граница раздела, соответствующая поверхности

фазового перехода при определенных условиях из одной устойчивой минеральной ассоциации в другую. Положение этой границы на разрезе океанской литосферы (рис. 5) определяется по точкам пересечения кривой

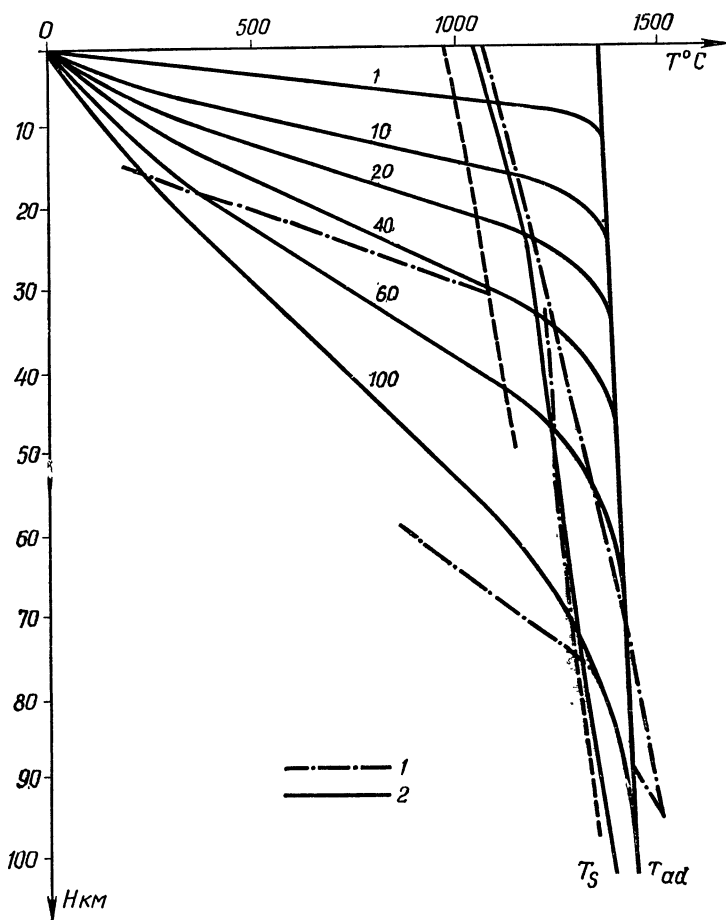


Рис. 4. Расчетные геотермы в океанской литосфере. Параметры кривых — возраст литосферной плиты в миллионах лет: T — температура солидуса мантийного вещества; T_{ad} — адиабатическая температура мантии; 1 — температура солидуса и фазовых переходов в глубинных породах мантии; 2 — температура солидуса базальтов

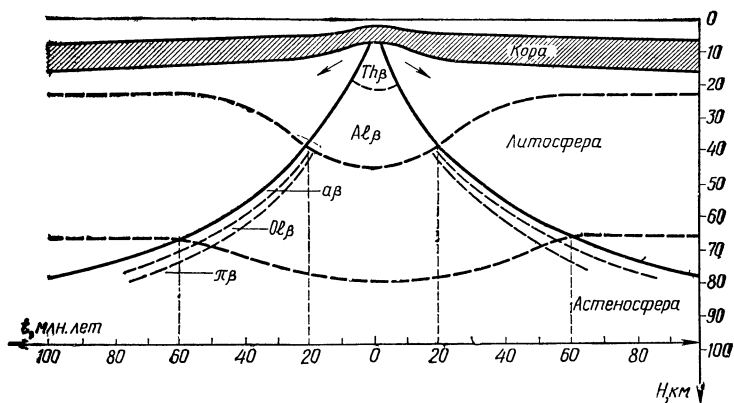


Рис. 5. Разрез океанской литосферы. Области существования базальтовых расплавов разного состава Thβ, Alβ, αβ, Oлβ, πβ — различные виды базальта

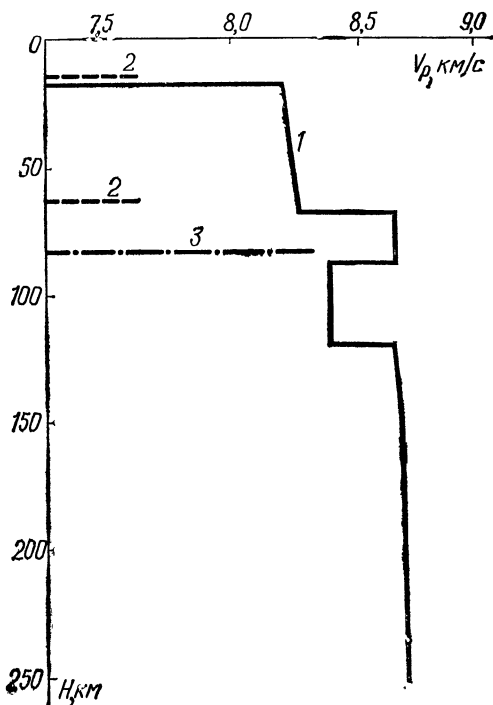


Рис. 6. Сейсмический разрез океанской литосферы (западная часть Северо - Западной котловины Тихого океана): 1 — изменение скорости продольных волн с глубиной; 2 — теоретически рассчитанная граница фазовых переходов в литосфере; 3 — расчетная глубина подошвы литосферы

первого фазового перехода с изотермами, изображенными на рис. 4. В обе стороны от рифтовых зон глубина залегания фазовой границы должна увеличиваться. Глубина, на которой происходит первый фазовый переход, составляет около 35 км. При этом фазовом переходе вещества в нем скачком возрастает скорость сейсмических волн. Это дает возможность отождествить рассматриваемую границу раздела с прослеживаемой под океанской корой сейсмической границей.

Еще глубже, в интервале глубин от 60 до 100 км, можно выделить еще одну границу, соответствующую второму полиморфному фазовому переходу вещества литосферы. Как видно из рис. 5, положение первого фазового перехода на шкале времени должно соответствовать возрасту литосферы около 20 млн. лет, а второго — около 60 млн. лет.

Предсказанная моделью теоретическая глубина подошвы литосферы и фазовых переходов хорошо подтвердилась последующими сейсмическими исследованиями. На рис. 6 приведен сейсмический разрез литосферы по экспериментальным данным глубинных сейсмических исследований, выполненных в 1978 г. в Северо-Западной котловине Тихого океана японскими геофизиками Шимамурой и Асадой. Как видно из рис. 6, ступени, отмечающие скачкообразное изменение сейсмических скоростей, хорошо коррелируют с предсказанными теоретически глубинами подошвы литосферы и фазовых переходов.

АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ОКЕАНЕ И ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И СТРОЕНИЕМ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Описанная выше гравитационная инверсия, при которой менее плотная астеносфера оказывается перекрытой сверху более плотными породами литосферы, создает возможность использовать для определения мощности литосферы аномалии силы тяжести в океане.

Гравиметрические исследования имеют большое значение для комплексного изучения дна Мирового океана. С их помощью можно обнаружить неоднородность плотности земной коры и литосферы на различных глубинах, оценить мощность отдельных слоев Земли, выявить глубинные разломы, исследовать физическое со-

стояние литосферы. Гравиметрические данные, полученные в тектонически активных областях, позволяют судить о прочности коры и литосферы, о вязкости астеносферы и верхней мантии, о механизмах нарушения равновесного состояния литосферы и темпах его восстановления. Все эти и ряд других задач решаются посредством интерпретации аномалий силы тяжести.

Аномалиями силы тяжести называются разности между измеренными значениями гравитационного поля и нормальными значениями, рассчитанными теоретически по одной из формул нормальной силы тяжести Земли. Величина аномалий силы тяжести зависит от плотности пород, слагающих земную кору и литосферу, и от глубины залегания этих пород под точкой наблюдения.

Различают несколько видов гравитационных аномалий в зависимости от тех поправок, которые вносятся в измеренное значение силы тяжести.

Нормальные значения силы тяжести вычислены для «идеальной» Земли, имеющей эллиптическую форму и однородный по плотности состав. На поверхности «идеальной» Земли нет ни гор, ни глубоких впадин, все слои внутри Земли залегают строго концентрично, их плотность либо постоянна, либо плавно меняется по определенному закону. Реальная же физическая поверхность Земли, как известно, отлична от эллипсоида, а плотность земных недр в широких пределах меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Чтобы выявить неоднородности плотности вещества внутри Земли, необходимо привести измеренные значения силы тяжести к «идеальной» Земле. Для этого прежде всего нужно учесть влияние высоты точки наблюдения над уровнем моря. Если при расчетах учитывается только высота точки наблюдения и не учитывается притяжение масс, находящихся между нею и уровнем моря, то получается так называемая аномалия в свободном воздухе, или аномалия Фая. Если же притяжение масс, находящихся между точкой наблюдения и уровнем моря, учитывается, то аномалия носит название аномалии Буге.

Физический смысл аномалии Буге состоит в том, что, учитывая притяжение промежуточного слоя, мы как бы убираем «лишние» массы, заключенные между точкой наблюдения и уровнем моря. При измерениях силы тя-

жести на море недостающие массы, наоборот, «добавляются», поскольку плотность морской воды ($1,03 \text{ г/см}^3$) значительно меньше средней плотности земной коры ($2,67 \text{ г/см}^3$).

Аномалии Буге удобны для изучения внутреннего строения Земли, поскольку они менее подвержены влиянию рельефа земной поверхности, чем аномалии в свободном воздухе. Однако для более точных исследований нужно учитывать и влияние рельефа.

Для исследования глубинного строения земной коры и литосферы важно знать степень равновесности состояния изучаемой области. Теория равновесного состояния земной коры была предложена еще в середине прошлого столетия. По этой теории предполагалось, что если на некотором участке земной коры имеется дополнительная нагрузка (например, гора), то внутри Земли в этом районе должно существовать утолщение коры такое, чтобы между менее плотным веществом коры и более плотным веществом мантии соблюдалось постоянное давление. И наоборот, в областях дефицита масс на поверхности (например, в океанах) на глубине должно возникать уплотнение вещества.

Существует несколько схем представления равновесных состояний (изостазии). По схеме Пратта земная кора рассматривается состоящей из отдельных блоков различной плотности и высоты. Более плотные блоки ниже, менее плотные — выше, так что веса всех блоков одинаковы. Тогда давление на некоторую поверхность S (рис. 7, а), расположенную на глубине P от уровня моря, будет одинаковым для всей Земли. В этом физический смысл изостазии. Поверхность S называется поверхностью компенсации, а глубина P — глубиной компенсации. Условие изостазии по Пратту можно записать в виде следующей системы равенств:

$$\begin{aligned} \text{для суши } \sigma(P+h) &= \text{const}; \\ \text{для моря } \sigma(P-h) + 1,03H &= \text{const}, \end{aligned}$$

где σ — плотность земной коры; h — высота блока над уровнем моря; H — глубина моря; $1,03$ — плотность морской воды, г/см^3 .

По другой схеме (схеме Эри) земная кора состоит из блоков равной плотности, плавающих в вязкой магме. Чем больше высота блока, тем он тяжелее и тем глубже погружен в магму. Согласно этой схеме в гор-

ных областях мощность земной коры должна быть значительно больше, чем в низинах и океанах. Горы имеют в некотором роде «корни», погруженные в магму. Глубина погружения каждого блока определяется законом Архимеда. Условие изостазии по схеме Эри можно выразить уравнением

$$\sigma_0 B = \sigma b,$$

где σ_0 — плотность земной коры; σ — плотность магмы; B — мощность коры для данного блока; b — глубина погружения блока в магму (рис. 7, б).

Поверхность компенсации будет находиться на глубине погружения самого высокого блока. Части блоков, расположенные ниже уровня магмы, носят название компенсирующих корней. Они имеют плотность земной

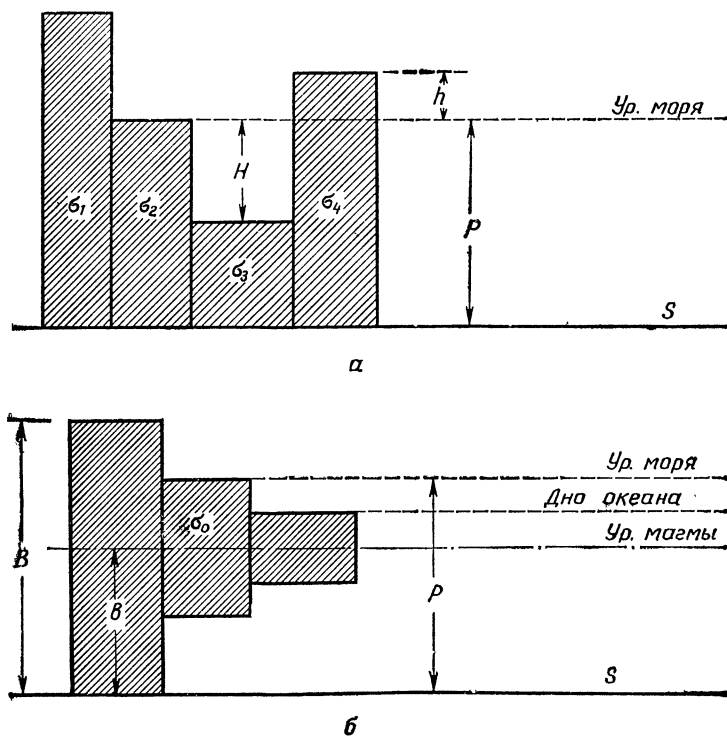


Рис. 7. Схемы изостазии; а — схема Пратта; б — схема Эри

коры, т. е. создают недостаток масс на глубине, компенсирующий избыток масс на поверхности.

Существуют и другие схемы изостазии. Например, схема Веннинг-Мейнеса, учитывающая упругость земной коры при ее прогибании под тяжестью дополнительной нагрузки. Эта схема более приемлема для представления физического процесса изостазии, но очень сложна для вычислений.

Современные геофизические данные подтверждают существование изостатического состояния коры. Такие структуры, как материки и океаны, крупные горные массивы и внутренние моря, изостатически скомпенсированы. По сейсмическим данным, в частности, определена мощность земной коры, достигающая в горных районах 70 км. Самые высокие горы на земле имеют высоту около 8 км над уровнем моря. Следовательно, более 60 км мощности пород земной коры, слагающих эти горы, находится ниже уровня моря и представляют собой компенсирующие корни, плотность которых существенно меньше плотности вмещающих пород верхней мантии. Толщина коры под океанами, по сейсмическим данным, составляет всего 4—8 км. Это значит, что плотные породы мантии подходят здесь близко к земной поверхности, компенсируя недостаток масс, создаваемый наличием морской воды, плотность которой значительно меньше средней плотности земной коры.

Изостатическое состояние литосферы проявляется в неоднородности гравитационного поля Земли, наблюдаемого в виде изостатических аномалий Δg_n . Материки, горные массивы, большие острова имеют компенсирующие корни, и изостатические аномалии в этих случаях близки к нулю. Положительные изостатические аномалии указывают на неполную компенсацию данной области, т. е. на отсутствие или недостаточное развитие компенсирующих корней, а отрицательные — на перекомпенсацию, т. е. на увеличенные компенсирующие корни.

В последнее время для более точного изучения глубинного строения земной коры и литосферы стали учитывать не только притяжение промежуточного слоя земной коры (аномалии Буге), но и влияние рельефа и изостатической компенсации в зонах вблизи точки наблюдения. Эти уточненные аномалии получили наименование аномалий Гленни,

Измерения силы тяжести на море начались в 20-х годах нашего столетия работами голландского геофизика Веннинг-Мейнеса, который сконструировал для этой цели специальный трехмаятниковый прибор. В этом приборе (рис. 8) три маятника качаются в одной плоскости, причем двум крайним маятникам задаются равные амплитуды в противоположных фазах (α и $-\alpha$), а третий маятник раскачивается только под влиянием качки корабля. Световой луч от источника света через диафрагму и прерыватель падает на зеркало крайнего маятника 1, от него идет на зеркало среднего маятника 2, а затем — в объектив и на движущуюся фотопленку. Таким образом записывается разность колебаний 1-го и 2-го маятников, т. е. из колебаний маятника 1, качающегося с заданной амплитудой α , оптическим путем вычитаются колебания маятника 2, возникшие от качки корабля. Получается запись колебаний так называемого разностного, или фиктивного, маятника 1—2. Другой луч падает сначала на маятник 2, затем на маятник 3, на объектив и фотозапись. Записанные колебания второго фиктивного маятника 3—2 также в первом приближении свободны от колебаний, вызванных качкой корабля. Кроме того, отдельно на той же фотоленте записываются колебания среднего маятника 2.

Для измерения периодов колебаний маятников Вен-

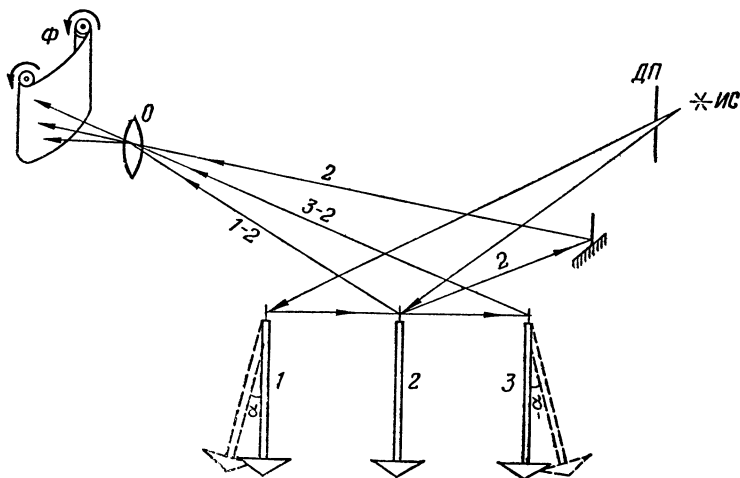


Рис. 8. Схема морского трехмаятникового прибора

нинг-Мейнес применял контактные хронометры, подключенные к электромагнитным прерывателям, каждые полсекунды прерывавшим пучок света. Фотозапись, таким образом, получалась с перерывами, по которым можно было вычислить периоды колебания маятников. В современных маятниковых приборах применяются специальные кварцевые хронометры, сохраняющие постоянный ход с точностью 10^{-7} с и выше.

В настоящее время измерения силы тяжести на море производятся с помощью специальных морских гравиметров, позволяющих регистрировать изменения гравитационного поля непрерывно на ходу судна. Принцип действия их основан либо на изменении угла закручивания кварцевой пружины в зависимости от силы тяжести, либо на изменении частоты колебаний натянутой металлической струны. Маятниковые приборы используются сейчас только в опорных и контрольных измерениях силы тяжести для учета сползания нулевой точки гравиметра. Эти наблюдения проводятся при полном отсутствии возмущающих ускорений за счет качки корабля, когда научно-исследовательское судно жестко пришвартовано к причалу в порту или стоит на якоре в закрытой бухте.

Морские гравиметрические наблюдения в настоящее время, как правило, производятся одновременно с непрерывными измерениями глубины моря эхолотом, толщины осадочного слоя с помощью сейсмоакустической аппаратуры и с определением аномалий геомагнитного поля. Результаты всего этого комплекса наблюдений обрабатываются на судовых ЭВМ.

К настоящему времени накоплен значительный материал по изучению гравитационного поля океанов; хотя некоторые районы еще не полностью покрыты гравиметрической съемкой (особенно в Южном полушарии). Советскими и зарубежными геофизиками построен ряд карт различных гравитационных аномалий как для всего Мирового океана, так и для отдельных его акваторий. По результатам интерпретации гравиметрических данных можно проследить определенные особенности гравитационного поля океанов.

Рифтовые подводные хребты и поднятия, которые составляют современную мировую тектонически активную систему, характеризуются несколько повышенными значениями аномалий в свободном воздухе и пониженными

значениями аномалий Буге. Так, над Восточно-Тихоокеанским поднятием аномалии в свободном воздухе возрастают до +40 мГал (единица измерения силы тяжести Гал названа в честь Галилея, 1 Гал = 1 см/с²), а аномалии Буге над гребнем поднятия уменьшаются до +130 мГал. (Здесь и далее значения аномалий силы тяжести даны в американской системе гравиметрических опорных пунктов.) Срединно-Атлантический хребет на всем протяжении выделяется аномалиями в свободном воздухе, повышенными до +40, +80 мГал, и аномалиями Буге, пониженными до +120, +200 мГал.

Повышение аномалий в свободном воздухе над срединно-океаническими хребтами вызваны главным образом влиянием рельефа этих хребтов. Пониженные значения аномалий Буге в рифтовых зонах этих хребтов свидетельствуют о том, что здесь из недр Земли поднимается и выходит на поверхность наиболее легкий материал, из которого формируется молодая океанская литосфера.

Характерной особенностью Атлантического океана является то, что гравитационное поле Срединно-Атлантического хребта, направленное приблизительно вдоль меридиана, осложнено широтными аномальными зонами. Так, в районе Азорских островов широтная зона пониженных аномалий Буге (до +110 мГал) прослеживается далеко за пределами срединного хребта: до Большой Ньюфаундлендской банки на западе и Гибралтара на востоке. В Южной Атлантике явно отмечается широкая зона пониженных аномалий Буге в районе островов Тристан-да-Кунья, возвышенности Риу-Гранди и Китового хребта.

Как видим, широтные аномальные зоны связаны с поднятием рельефа морского дна и соответствующими утолщениями земной коры. Следует отметить, что в этих районах зарегистрировано большое количество эпицентров подводных землетрясений, что говорит о тектонической активности этих аномальных зон. С этими же районами связаны интенсивные проявления базальтового вулканизма, сопровождающиеся формированием крупных вулканических горных систем.

В Индийском океане срединные рифтовые хребты также выделяются несколько повышенными значениями аномалий в свободном воздухе и пониженными аномалиями Буге.

Глыбовые поднятия и возвышенности вне рифтовых зон характеризуются небольшими положительными аномалиями в свободном воздухе и пониженными значениями аномалий Буге, свидетельствующими об утолщении земной коры в этих районах за счет компенсирующих корней.

Океанические котловины с глубинами 3000—6000 м характеризуются относительно спокойным полем силы тяжести с небольшими, близкими к нулю положительными или отрицательными аномалиями в свободном воздухе и значительными положительными аномалиями Буге. Наиболее интенсивные аномалии Буге зарегистрированы в Северо-Западной и Филиппинской котловинах Тихого океана (до +450 мГал). Это говорит о том, что в глубоких океанских котловинах земная кора очень тонка и плотные породы мантии подходят здесь очень близко к земной поверхности.

Таким образом, в аномалиях силы тяжести находят отражение как строение земной коры, так и мощность литосферы в целом.

Гравитационное поле при переходе от океана к континенту, так же как и в других океанических областях, отражает изменение строения океанской коры и литосферы. При переходе от океанов к материкам увеличивается толщина земной коры, возрастает мощность осадочного слоя, в некоторых местах появляются граничные слои. Все эти изменения находят отражение в аномалиях силы тяжести, особенно в аномалиях Буге. Увеличение мощности земной коры вызывает уменьшение значений аномалий Буге, так как плотные породы верхней мантии в переходных зонах погружены на большую глубину. Аномалии в свободном воздухе становятся резко отрицательными над глубоководными желобами, где согласно теории тектоники литосферных плит океанские плиты погружаются в астеносферу.

Значительные горизонтальные градиенты аномалий силы тяжести в переходных зонах указывают на резкое изменение внутреннего строения коры и литосферы и возрастание их мощности.

Сопоставление теоретических и экспериментальных кривых аномалий Буге показывает, что они в первом приближении обнаруживают соответствие. Это дает возможность найти аналитическую связь между изменением аномалий Буге и мощностью литосферы

$$\Delta H_{\text{л}} = k \Delta g,$$

где $\Delta H_{\text{л}}$ — приращение мощности литосферы; Δg — аномалия Буге.

Таким образом, анализ теоретической модели формирования океанской литосферы совместно с данными гравиметрических съемок на акватории Мирового океана позволяет установить, что аномалии силы тяжести непосредственно зависят от глубины основных границ плотностного раздела — поверхности Мохоровичича и подошвы литосферы. В тех случаях, когда толщина коры постоянна, это создает принципиальную возможность по аномалиям силы тяжести определять мощность литосферы, а также районы, где нарушено гидростатическое равновесие литосферных плит. Последнее чрезвычайно важно для выявления областей восходящих и нисходящих конвективных потоков магмы.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЧЕРЕЗ ДНО ОКЕАНА И ЕГО СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ ЛИТОСФЕРЫ

Одну из важнейших характеристик теплового состояния глубинных недр Земли и их внутренней энергии дают измерения теплового потока на поверхности дна океана. Знание закономерностей распределения источников тепла и температуры в глубинах Земли имеет большое значение для обоснования гипотез о возникновении и развитии литосферы. Полный тепловой поток на поверхности Земли складывается из суммы кондуктивной и конвективной составляющих. Первая есть перенос тепла без нарушения структуры вещества, вторая — при движении разогретых веществ.

Значение теплового потока через океанское дно определяется по формуле

$$q = \lambda_1 \frac{dT}{dz}, \quad (5)$$

где λ_1 — теплопроводность верхнего осадочного слоя; dT/dz — вертикальный градиент температуры. Теплопроводность обычно измеряется по пробам осадков, а вертикальный градиент температуры в верхнем слое осадков измеряется с помощью специального погруженного термоградиентометра.

С помощью описанной методики можно измерять только кондуктивную составляющую теплового потока.

Конвективная же составляющая может быть определена только косвенно — по мощности вулканического или гидротермального выноса горячего вещества.

В настоящее время в различных районах Мирового океана произведено около 1000 измерений теплового потока, которые позволяют получить представление об основных закономерностях его пространственного и возрастного распределения. Установлено, что наиболее высокие значения теплового потока при максимальном разбросе измеренных значений характерны для рифтовых зон и примыкающих к ним районов срединных хребтов. Повышенные значения по отношению к фоновому тепловому потоку отмечаются также в вулканически активных областях и в зонах крупных разломов океанского дна.

На рис. 9 представлены зависимости величины экспериментально измеренных значений теплового потока от возраста океанского дна для Тихого океана (а) и для Атлантического и Индийского океанов (б). Крестиками обозначены значения, полученные в аномальных областях — вулканических районах и крупных разломах. Как показывают результаты измерений, значения тепловых потоков в окрестностях рифтовых зон и на склонах срединно-океанических хребтов резко и случайно меняются от точки к точке. Так как дисперсия экспериментальных данных значительно превышает величины возможных ошибок измерений, то обычно принимается, что рифтовым зонам и срединно-океаническим хребтам присущи большие локальные вариации этих величин. Исходя из этих соображений для характеристики суммарных тепловых потоков через такие области часто используют средние значения измеренных величин, считая, что такое усреднение помогает оценить «истинные» тепловые потери через участки океанского дна с молодым возрастом.

Такой подход, однако, неверен и приводит к существенным ошибкам в оценке полных тепловых потоков через дно океанов. Это связано с тем, что рифтовые зоны и смежные с ними участки склонов срединно-океанических хребтов рассечены многочисленными и разномасштабными трещинами — гьярами, образующимися здесь за счет постоянного растяжения земной коры, вызываемого раздвижением литосферных плит. По этим трещинам циркулирует океанская вода, большую часть

тепла вынося за счет интенсивной конвективной промывки коры. Густая сеть открытых трещин наблюдалась, например, в рифтовой зоне Красного моря при проведении там в 1980 г. советских подводных исследований по программе ПИКАР.

Процесс конвективного выноса тепла через срединно-океанические хребты первоначально был рассмотрен теоретически, а затем обнаружен экспериментально членом-корреспондентом АН СССР А. С. Мониным с сотрудниками во время погружения в обитаемых аппаратах на гребни этих хребтов и на дно рифтовых долин.

Появление конвективной составляющей геологического потока приводит к уменьшению градиента температуры в верхнем слое коры. Поэтому тепловые потоки, измеренные по обычной методике с помощью термозондов, внедряющихся в заполненные осадками полости рельефа, как правило также оказываются резко заниженными по сравнению с истинными потоками. Лишь в редких случаях, когда в месте наблюдений все трещины захоронены осадками (заполнены водой, но перекрыты подобием осадочной кровли), или когда измерения проводятся на участке без трещин, полученные значения теплового потока могут быть близки к истинным.

Случайное расположение точек наблюдений по отношению к сети трещин приводит к случайному разбросу данных геотермических измерений в районах срединно-океанических хребтов. При этом чем ближе к рифтовой зоне ведутся наблюдения, тем больше разброс данных. С увеличением возраста литосферы водопроницаемость коры должна уменьшаться за счет накопления на ней осадков, закрывающих трещины. Одновременно должен уменьшаться и разброс экспериментальных измерений тепловых потоков, как это и происходит на самом деле (см. рис. 9). Наконец, над участками коры, возраст которых исчисляется в 50—80 млн. лет, дисперсия экспериментальных данных становится уже соизмеримой с точностью измерений, а истинные значения тепловых потоков искажаются лишь влиянием рельефа коренного ложа океанского дна, погребенного под осадками.

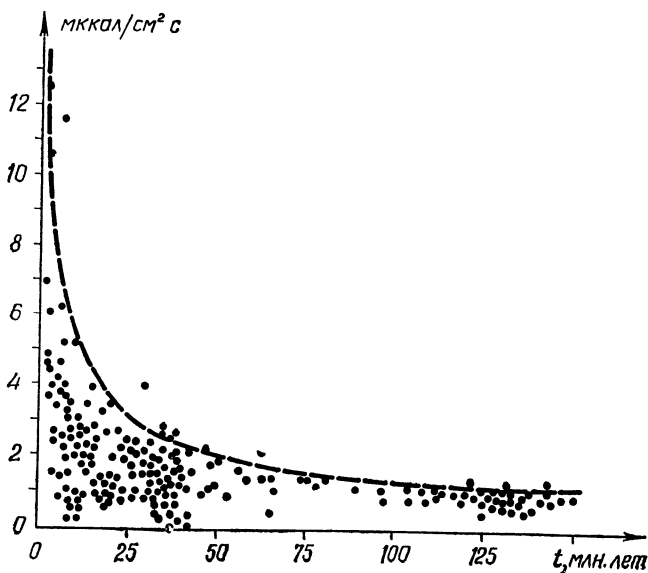
К сожалению, в настоящее время не существует методики для измерения конвективной составляющей теплового потока через океанское дно. Поэтому единственным способом определения суммарного теплового пото-

ка через дно океанов является теоретическое определение зависимости такого потока от возраста океанского дна с последующей возможно более конкретной привязкой полученной зависимости к эмпирическим данным.

Из кристаллизационной модели образования литосферы следует, что величина теплового потока q через ее поверхность определяется выражением

$$q = \frac{k}{\sqrt{t}}, \quad k = \frac{\lambda_{\text{л}} T_{\text{а}}}{\sqrt{\pi a}}, \quad (6)$$

где $\lambda_{\text{л}}$ — теплопроводность вещества литосферы. При подстановке наиболее вероятных значений параметров ($\lambda_{\text{л}} = 7 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град; $a = 5,4 \cdot 10^{-3}$ см²/с; $T_{\text{а}} = 1650$ К) для случая, когда тепловой поток q выражается в мккал/см²·с, а возраст океанского дна t — в миллионах лет, получим для k значение 12—13. Сравнение полученной зависимости с эмпирическими данными по Тихому и Атлантическому океанам показывает, что теоретические кривые при $k = 12—14$ неплохо аппроксими-

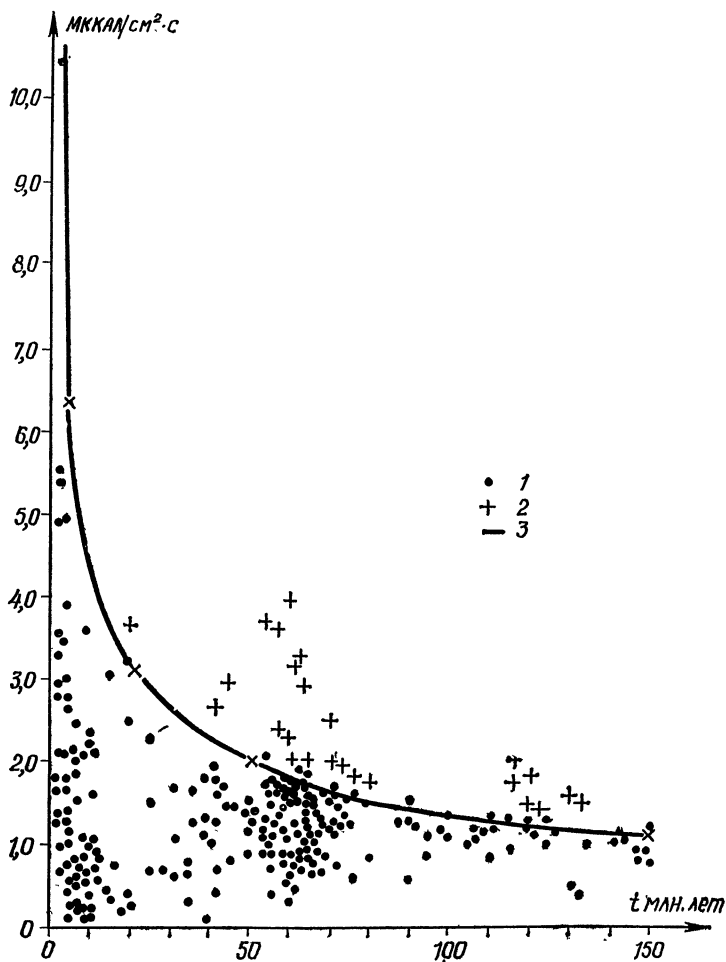


a

Рис 9. Зависимость между возрастом дна и величиной теплового потока *a* — для северной части Тихого океана; *б* — для Атлантического и Индийского океанов; *1* — измеренные значения теплового потока;

руют собой максимальные величины измеренных значений тепловых потоков, которые поэтому могут быть сопоставлены с истинными.

Анализ выражений (5) и (6) дает возможность найти связь между мощностью океанской литосферы и ве-



б

2 — значения теплового потока, измеренные в зонах разломов и вулканических областях; 3 — теоретическая кривая теплового потока при $K=12$

личинной теплового потока, измеренного на поверхности океанского дна.

Другой вариант нахождения связи между тепловым потоком и мощностью литосферы основан на результатах сейсмических исследований. В этом случае океанская литосфера представляется в виде трехслойного образования. При условии, что тепловое взаимодействие между слоями и рефракция теплового потока отсутствуют, а средние коэффициенты теплопроводности слоев 2 и 3 и самой литосферы в целом равны между собой ($\lambda_2 = \lambda_3 = \lambda_{\text{л}}$), мощность литосферы может быть выражена следующим соотношением:

$$H_{\text{л}} = z_1 + z_2 + z_3 = \lambda_{\text{л}} \left(\frac{T_{\text{с}} - T_0}{q} + z_1 \frac{\lambda_1 - \lambda_{\text{л}}}{\lambda_1 \lambda_{\text{л}}} \right), \quad (7)$$

где T_0 — температура на поверхности дна океана, которая принимается равной 4°C ; z_1 — мощность слоя 1 (осадков), определенная по данным сейсмического профилирования или по возрасту осадков и скорости их накопления; z_2 — мощность слоя 2; z_3 — мощность слоя 3; $T_{\text{с}}$ — температура солидуса базальта.

Приведенные выражения позволяют оценить мощность океанской литосферы, если измеренные значения q соответствуют истинному тепловому потоку через дно океана.

КАРТА МОЩНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Таким образом, анализ кристаллизационной модели образования океанской литосферы и экспериментальных геофизических данных дает возможность построить ряд зависимостей для оценки мощности литосферы по данным об усредненном рельефе, возрасте дна, аномалиям силы тяжести и результатам измерений теплового потока через дно океана.

На рис. 10 представлены для сравнения результаты теоретической оценки мощности океанской литосферы разными методами, а также известные немногочисленные данные экспериментальных определений мощности литосферы по результатам сейсмических и электромагнитных исследований в различных районах Мирового океана. Как показывают оценки, средняя погрешность теоретических определений мощности литосферы составляет около 10%.

На основе анализа экспериментальных данных, полученных в результате многочисленных исследований и съемок, выполненных советскими и зарубежными учеными, были составлены первые карты мощности литосферы Мирового океана (рис. 11), а также карты мощности литосферы для отдельных океанов.

Составленные карты наглядно показывают, что мощность океанской литосферы закономерно увеличивается в направлении от осевых частей срединно-океанических хребтов, где она составляет 10—15 км, к глубоководным котловинам, под которыми ее мощность достигает 70—80 км. Наибольшая мощность океанской литосферы (85—90 км) отмечается в наиболее древних районах океанского дна, в Северно-Западной котловине Тихого океана, в Беринговом море, а также под глубоководными котловинами Атлантического океана.

На рис. 12 показан комплексный геофизический профиль, выполненный в 24-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Курчатов», и разрез литосферы через Галапагосский рифт в районе его западного окончания (впадина Хесса), составленный по аномалиям Буге, магнитной хронологии и рельефу дна. Как видно

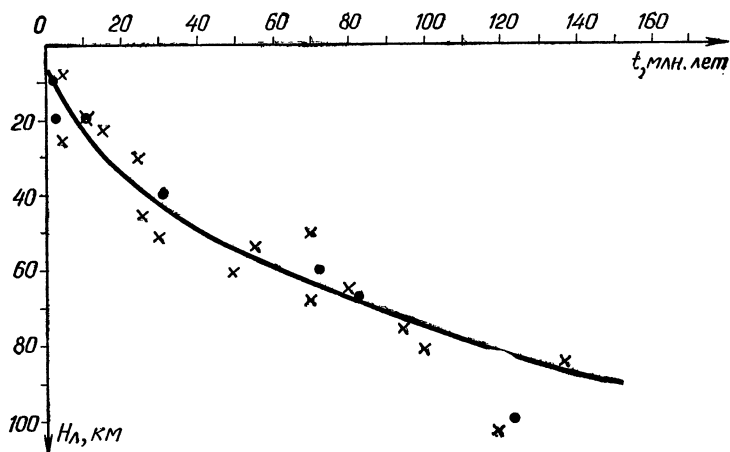


Рис. 10. Экспериментальные и теоретические оценки мощности литосферы Мирового океана. Обозначения: крестики — экспериментальные оценки по сейсмическим данным; точки — экспериментальные оценки по данным электромагнитных зондирований; сплошная линия — усредненная теоретическая кривая

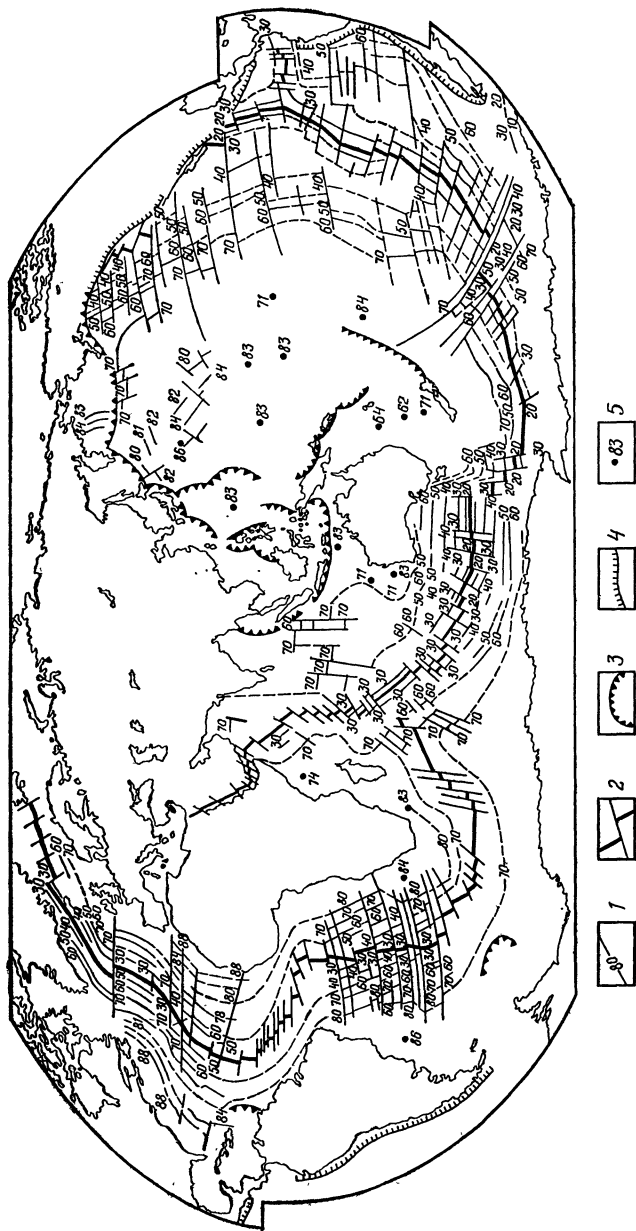


Рис. 11. Карта мощности литосферы Мирового океана:

1 и 5 — изолинии и отдельные определения мощности, км; 2 — рифтовые зоны; 3 и 4 — зоны поддвига плит

из разреза, мощность литосферы под осевой частью Галапагосского рифта составляет менее 8 км, увеличиваясь в обе стороны от оси до 10—12 км. Эти расчетные данные хорошо подтверждаются выполненными в этом же районе глубинными сейсмическими исследованиями методом отраженных волн.

Широтный разрез литосферы в Северной Атлантике, выполненный в том же рейсе через Срединно-Атланти-

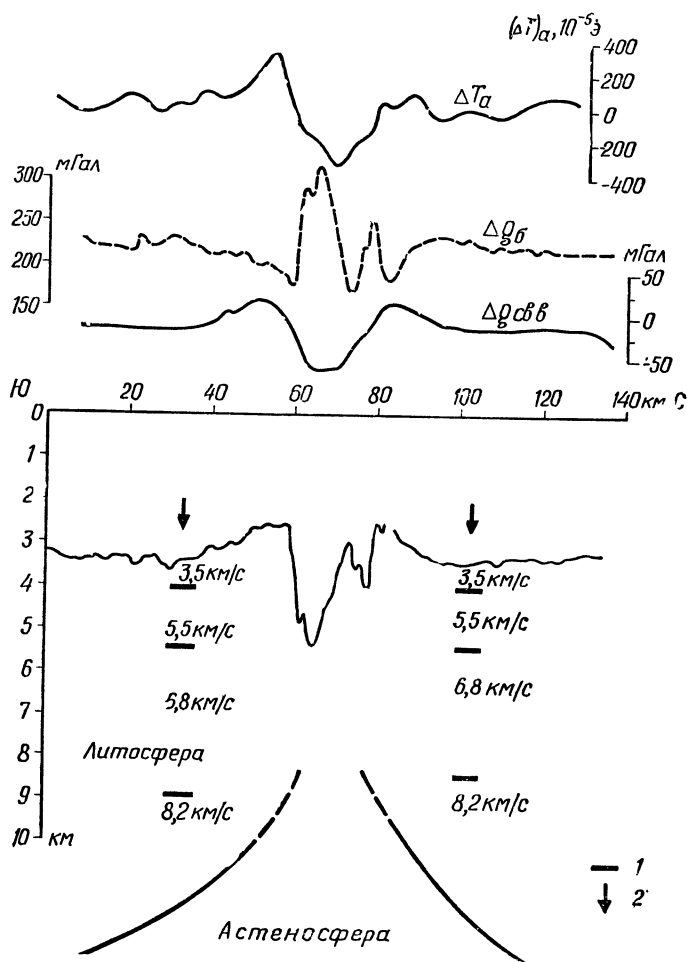


Рис. 12 Геофизический разрез через Галапагосский рифт:
1 — границы слоев земной коры; 2 — сейсмические станции

ческий хребет, приведен на рис. 13. Как видно из рисунка, в Северной Атлантике отчетливо проявляется асимметрия мощности литосферы относительно Срединно-Атлантического хребта. К востоку от оси хребта происходит резкое увеличение мощности литосферы, в то время как к западу оно идет более медленно и плавно. Расчетные глубины подошвы литосферы коррелируют с результатами геомагнитных и сейсмических исследований.

Установленная асимметрия мощности литосферы в Северной Атлантике находит свое отображение в соответствующей асимметрии аномалий гравитационного поля, а также в распределении подводных и надводных вулканов.

Причины возникновения асимметрии мощности литосферы Атлантического океана, по-видимому, долж-

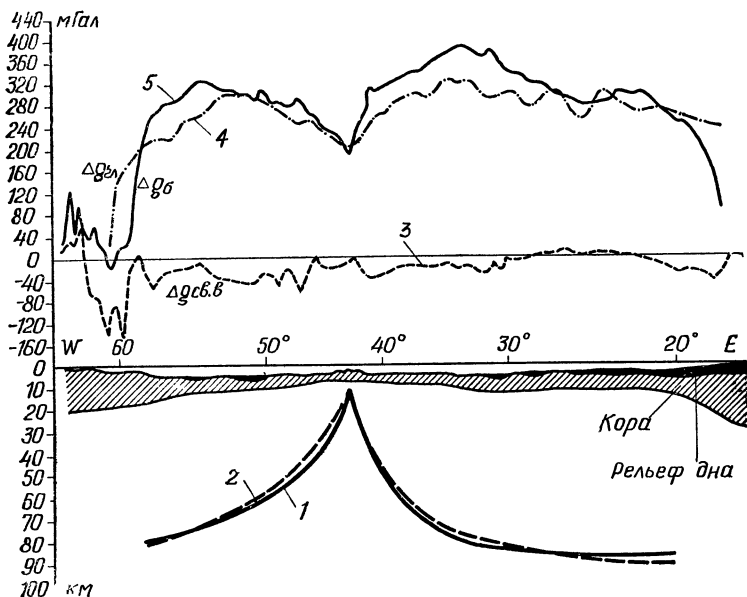


Рис. 13. Широтный разрез литосферы Северной Атлантики: 1 — нижняя граница литосферы по гравиметрическим данным; 2 — то же, по данным о возрасте литосферы; 3 — аномалии в свободном воздухе; 4 — аномалии Гленни; 5 — аномалии Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$).

ны стать предметом специального исследования. Однако можно высказать предположение, что на ее возникновение может оказывать влияние направленное движение астеносферного вещества с востока на запад от Африканского континента, где расположена область восходящего мантийного потока. Такое движение должно приводить к отклонению вертикального подъема расплавленного вещества верхней мантии в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в западном направлении. Это, в свою очередь, может вызвать улучшение условий наращивания литосферы под восточными отрогами хребта за счет меньшей разности температур астеносферы и солидуса вещества верхней мантии.

Такое предположение отчасти подтверждается существующими теоретическими моделями роста океанской литосферы, в соответствии с которыми повышение температуры в астеносфере уменьшает скорость наращивания литосферы.

Попытка объяснения причин асимметрии в строении литосферы и астеносферы в Северной Атлантике была предпринята Хаем, который рассчитал термические модели расширения дна по нескольким широтным разрезам и сопоставил их с изменениями рельефа дна. Он сделал вывод, что различие в мощности литосферы зависит от различия температур в верхней мантии.

Упомянутая асимметрия аномалий силы тяжести четко проявляется на карте гравитационных аномалий Атлантики. В Западной Атлантике в пределах движущихся Северно-Американской и Южно-Американской плит с более тонкой литосферой преобладают отрицательные значения аномалий поля силы тяжести. В Восточной Атлантике относительно неподвижные Евразийская и Африканская плиты характеризуются положительными аномалиями силы тяжести.

Кривые изменения силы тяжести вдоль оси Срединно-Атлантического хребта, построенные по данным спутниковых и морских гравиметрических съемок, показывают, что с севера на юг наблюдается закономерное убывание аномалий Фая от $+25$ мГал над Исландией до -15 мГал в районе 15° с. ш. Соответственно этому средние глубины дна осевой части срединного хребта увеличиваются от 2,1 км на хребте до 3 км в районе 15° с. ш. Интерпретация материалов гравиметрии позволила высказать предположение о том, что в районе

Исландии и хребта Мона под зоной срединного хребта существует глубокая (до нескольких сот километров) область восходящего потока мантийного вещества с аномально высокой температурой и малой плотностью.

В Южной Атлантике, согласно карте расчетной мощности литосферы (см. рис. 11), долготная асимметрия мощности литосферы не проявляется, соответственно отсутствует и асимметрия гравитационного поля. Корреляция положительных гравитационных аномалий и аномалий глубин наблюдается для хребтов Китового и Риу-Гранди, что говорит об их вулканической природе.

Как показывает анализ карт аномалий силы тяжести и глубин, существует корреляция положительных гравитационных аномалий с районами активного вулканизма и с осевой частью Срединно-Атлантического хребта. В этих районах, как правило, обнаруживаются аномально высокие значения теплового потока.

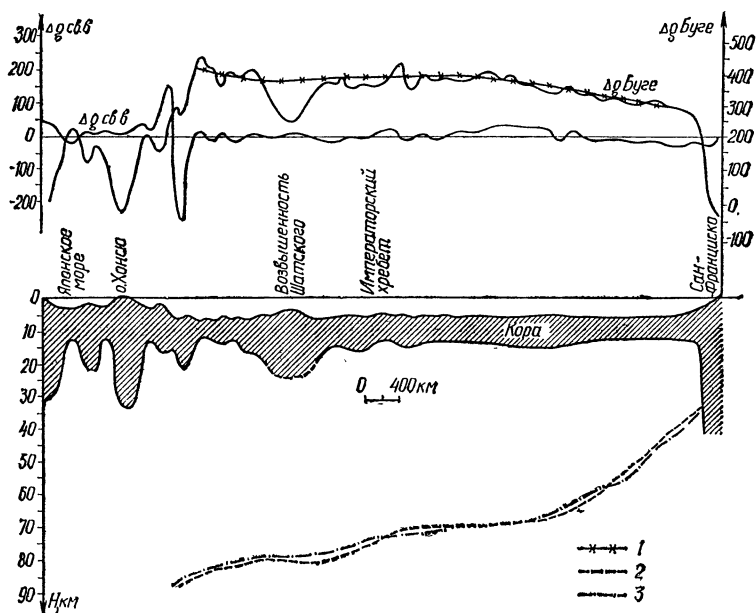


Рис. 14. Широтный разрез земной коры и литосферы в северной части Тихого океана: 1 — расчетные аномалии Буге; 2 — нижняя граница литосферы по гравиметрическим данным; 3 — то же, по данным о возрасте литосферы

На рис. 14 показан разрез коры литосферы через северную часть Тихого океана от острова Хонсю на западе до Сан-Франциско на востоке. Как видно из рисунка, глубины подошвы литосферы, по данным гравиметрии и магнитной геохронологии, хорошо коррелируют между собой. Эти расчетные глубины также подтверждаются результатами геомагнитного зондирования, выполненного американскими геофизиками вблизи побережья Калифорнии и в районе Гавайских островов, а также результатами сейсмических и сейсмологических исследований советских и японских геофизиков в северо-западной части Тихого океана.

Следует отметить, что составленные карты и разрезы мощности океанской литосферы являются схематичными и требуют дальнейшего уточнения и проверки. Прежде всего потому, что мощность литосферы оценивается косвенными методами, основанными на использовании заданных представлений о плотностях или температурных характеристиках литосферы и астеносферы, которые сами не могут быть измерены непосредственно. При уточнениях же необходимо тщательно учитывать влияние всевозможных аномалий, возникающих за счет отклонения реальной системы от ее модели. Важные данные для уточнения и дополнения сведений о мощности литосферы должны дать, по-видимому, глубинные сейсмические и сейсмологические исследования в глубоководных районах Мирового океана.

В целом же составленные карты мощности литосферы имеют большое значение для изучения тектонического развития океанской литосферы и процессов вулканизма, сопровождающегося формированием подводных и надводных вулканов.

ОКЕАНСКИЕ ВУЛКАНЫ И ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ ЛИТОСФЕРЫ

Характерной особенностью строения океанского дна является широкое распространение на акватории Мирового океана подводных и надводных вулканов. Такое количество отдельных гор не встречается нигде на суше. По подсчетам американского ученого Менарда, только в Тихом океане число вулканических подводных гор высотой более 1 км составляет примерно 10 000.

В Атлантическом и Индийском океанах количество известных подводных и надводных палеовулканов превышает 1000 в каждом.

Подводные вулканы и вулканические острова имеют, как правило, конусообразные вершины. Встречаются, однако, и плосковершинные подводные горы, названные гайотами в честь французского ученого Гийо. Предполагается, что эти горы были когда-то островами, но затем их остроконечные вершины были срезаны эрозией, а сами горы погрузились в воду. Природа этого погружения представляет собой один из интереснейших вопросов, решение которого имеет принципиальное значение для изучения закономерностей развития океанской литосферы в целом.

Подводные горы, а также многочисленные вулканические острова и атоллы встречаются практически во всех океанах. Однако несмотря на такое большое их количество число изученных гор и островов не превышает 5%. Геологические данные, полученные на атоллах и подводных горах, дали неопровержимые доказательства их вулканического происхождения. Это делает изучение подводных гор особенно важным для науки, так как они представляют собой своего рода естественные «буровые» скважины, по которым магма поступает на поверхность дна из-под твердой оболочки литосферы. Их возникновение и развитие тесно связано с образованием и эволюцией океанской литосферы в целом. Само распределение океанских палеовулканов, на первый взгляд кажущееся хаотичным, имеет на самом деле определенную систему: все горы расположены в узлах пересечений разломов, секущих литосферу.

Совместный анализ теоретических моделей и экспериментальных результа-

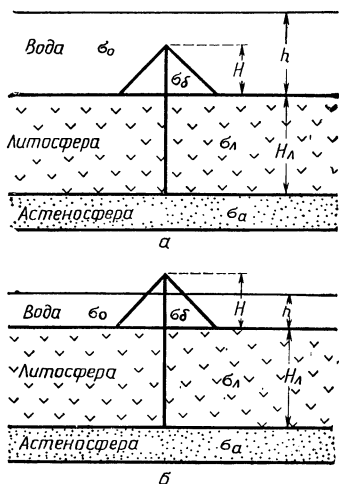


Рис. 15. Схема расчета предельной высоты подводного (а) и надводного (б) вулканов на океанской литосфере

тов изучения дна Мирового океана дает возможность связать образование и последующее развитие океанских вулканов с мощностью и движением литосферы.

Активное проявление вулканизма в океане, возникновение и развитие большого числа подводных и надводных вулканов непосредственно связаны с процессами образования океанской литосферы в зоне рифта и ее эволюцией. Как отмечалось выше, при образовании литосферных плит вещество астеносферы оказывается перекрытым сверху более тяжелыми породами литосферы (см. рис. 5). Давление этих тяжелых пород выжимает легкие базальтовые лавы из верхних слоев астеносферы по трещинам на поверхность океанского дна. Гравитационная неустойчивость, возникающая при образовании литосферных плит, вероятно, является одним из основных факторов, определяющих широкое развитие базальтового вулканизма на океанической коре.

При этом в областях устойчивого растяжения (рифте) могут появляться трещинные типы излияния, в то время как нарушение режима растяжений и развитие систем взаимно пересекающихся трещин вызывает возникновение центральных излияний и образование цепочек вулканов в узлах пересечений разломов.

Глубина слоя астеносферы, из которого будут изливаться базальтовые лавы, определяется глубиной развития разрывных деформаций в вязком веществе астеносферы. Глубина проникновения трещин в астеносферу зависит от скорости взаимных смещений соприкасающихся блоков литосферных плит. Чем больше скорость тектонических подвижек, тем больше глубина проникновения трещин в астеносферу. По расчетам О. Г. Соколов, при скорости взаимного смещения плит от 2 до 5 см/год глубина развития трещин в астеносфере может достигать 6—16 км.

Максимальная высота подводных вулканов, образующихся на океанской литосфере, может быть оценена на основе гидростатического соотношения (рис. 15, а):

$$\sigma_b(H_{\text{л}} + H_{\text{в}}) + \sigma_0(h - H_{\text{в}}) = \sigma_{\text{л}}H_{\text{л}} + \sigma_0h, \quad (8)$$

где $H_{\text{л}}$ — мощность литосферы; $H_{\text{в}}$ — высота вулкана; h — глубина дна у подножия вулкана; $\sigma_{\text{л}}$ — плотность литосферы; σ_b — плотность базальтовой магмы; σ_0 — плотность морской воды,

Преобразуя равенство (8), получим

$$H_{\text{в}} = H_{\text{л}} \frac{\sigma_{\text{л}} - \sigma_{\text{б}}}{\sigma_{\text{б}} - \sigma_0} .$$

Для надводных вулканов гидростатическое соотношение имеет вид (рис. 15, б):

$$\sigma_{\text{б}}(H_{\text{л}} + H_{\text{в}}) = \sigma_{\text{л}}H_{\text{л}} + \sigma_0 h,$$

откуда

$$H_{\text{в}} = \frac{H_{\text{л}}(\sigma_{\text{л}} - \sigma_{\text{б}}) + \sigma_0 h}{\sigma_{\text{б}}} .$$

Количественные оценки показывают, что в зоне Срединного Тихоокеанского поднятия при мощности литосферы порядка 10—12 км и глубине дна около 2,5 км максимальная высота вулканов составляет 1,5—2 км. При увеличении мощности литосферной плиты в направлении от оси хребта к его подножию и далее к глубоководной котловине высота вулканов должна увеличиваться. Расчет мощности литосферы показывает, что в глубоководных котловинах Тихого океана она достигает 60—70 км. Глубина источников базальтового вулканизма здесь соответственно увеличивается, что определяет возможность образования подводных и надводных вулканов высотой до 4—5 км (рис. 16).

Результаты теоретических расчетов хорошо подтверждаются экспериментальными данными. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия число подводных и надводных вулканов высотой более 3 км составляет менее 10% от их общего числа. При переходе к глубоководным котловинам и поднятиям по мере удаления от оси срединного хребта и увеличения возраста и мощности литосферы относительное число вулканов высотой более 3 км закономерно увеличивается. Это позволяет предположить, что большая часть невысоких вулканов образуется на молодой и тонкой океанской литосфере в зоне срединных хребтов.

Аналогичная картина наблюдается и в Атлантическом океане, где наибольшее количество палеовулканов высотой 1—2 км, составляющих 67% от общего числа, расположено в пределах Срединно-Атлантического хребта.

Обращает на себя внимание тот факт, что число крупных гэр высотой более 3 км в районах поднятий

больше, чем в глубоководных котловинах. Это, по-видимому, является следствием большей мощности литосферы в пределах поднятий в результате ее прогибания под тяжестью вулканов.

Таким образом с увеличением возраста и соответствующей мощности океанской литосферы наблюдается закономерное увеличение числа крупных вулканических гор. Эта закономерность хорошо подтверждается также результатами изучения зависимости высоты подводных и надводных вулканов с известным возрастом от мощности подстилающей литосферы.

Возникновение и развитие в океане цепочек подводных гор и вулканов ряд исследователей связывает с существованием в мантии так называемых «горячих точек». В основе этой гипотезы лежит представление о том, что в процессе движения литосферные плиты перемещаются над неподвижными горячими участками мантии, местами выхода к поверхности расплавленного вещества. Согласно другой точке зрения «горячие точки» располагаются в верхних слоях литосферы непосредственно под литосферой и имеют скорее механическую первопричину, образуя выпуклый полувязкий слой, «проплавляющий» литосферную плиту.

Допущение о существовании «горячих точек» подразумевает, что именно с ними связаны вулканические проявления в океане. Так, состав и смену возрастов пород, слагающих Гавайско-Императорскую цепь подвод-

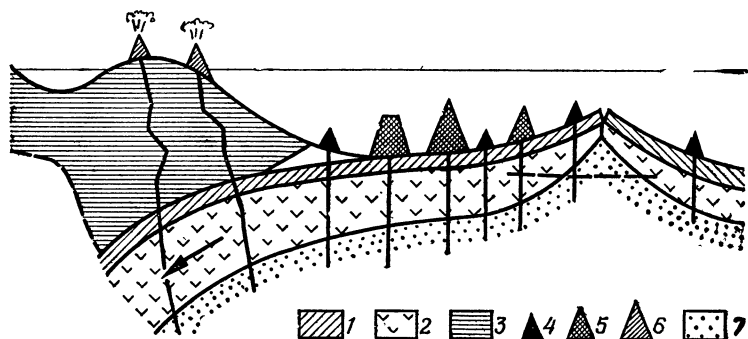


Рис. 16. Схема образования вулканов на океанской литосфере и в зоне островных дуг: 1 — океанская кора; 2 — литосфера; 3 — континентальная плита в зоне поддвига; 4 — вулканы высотой до 3 км, образующиеся в районе срединного хребта; 5 — вулканы и острова высотой более 3 км, образующиеся в глубоководных районах океана; 6 — вулканы переходных зон; 7 — астеносфера

ных и надводных вулканов, вытянутую с юго-востока на северо-запад, объясняют движением Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении. В Южной Атлантике предполагается наличие «горячей точки» в районе островов Тристан-да-Кунья, вблизи гребня Срединно-Атлантического хребта, от которого в обе стороны прослеживаются подводные вулканические хребты Риу-Гранди и Китовый, упирающиеся в Южно-Американский и Африканский континенты.

В настоящее время в океанских областях предполагается существование не менее 20 «горячих точек», с которыми связывается возникновение системы подводных гор, симметричных по отношению к рифтовой зоне и параллельных друг другу в пределах одной плиты. Одним из доказательств существования в мантии неподвижных восходящих потоков, положение которых остается постоянным в течение сотен миллионов лет, считается связь цепочек подводных вулканов с выходами на поверхность океанского дна определенных глубинных пород на раздвигающихся континентах.

Вместе с тем гипотеза «горячих точек» и мантийных восходящих потоков вызывает ряд возражений. Одно из основных состоит в том, что неподвижные или мало-подвижные мантийные струи оказываются непонятным образом изолированными от конвективных течений в мантии. Объяснение, предполагающее увеличение теплового потока за счет трения в астеносфере примерно на середине расстояния между восходящими и нисходящими потоками глобальных конвективных ячеек, недостаточно хорошо подтверждается фактическими данными о распределении повышенных значений теплового потока.

Серьезные возражения против обсуждаемой гипотезы создает также оценка тепловой энергии, необходимой для проплавления литосферы, движущейся над «горячей точкой». Как показывает эта оценка, при мощности океанской литосферы в 60 км, средней ее температуре около 1000 К, температуре солидуса мантийного вещества 1800 К, удельной теплоте плавления 100 кал/г и удельной теплоемкости 0,3 кал/г·град для проплавления литосферы необходима температура в астеносфере не менее 2800 К, совершенно нереальная в рамках описанной физической модели.

Наконец, нельзя не отметить, что во многих райо-

нах, в частности в западной области Тихого океана, где плотность подводных гор наиболее высока, подводные вулканы не обнаруживают никакой связи с «горячими точками». Так, например, данные одного из рейсов научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» не подтвердили гипотезу «горячих точек» для образования вулканического хребта Лайн, так как по результатам глубоководного бурения было установлено, что увеличения возраста вулканов вдоль этого хребта не наблюдается.

Возникновение систем трещин и образование подводных и надводных вулканов на движущейся океанской литосфере с переменной мощностью может быть объяснено на основе принципа «мембранной тектоники», предложенного Д. Таркоттом. Он состоит в том, что при эллиптической форме Земли относительно тонкая океанская литосфера, движущаяся от зон формирования к зонам поглощения, может деформироваться при изменении географической широты и соответствующей кривизны земной поверхности. В сравнительно жесткой литосфере при этом возникают напряжения растяжения или сжатия, вызванные ее деформацией и достигающие нескольких килобар. Такого напряжения оказывается вполне достаточно, чтобы в литосфере возникли трещины, через которые из глубин Земли поднимается магма, образуя при застывании подводные горы и вулканические острова.

Областями, наиболее подверженными действию таких напряжений, по-видимому, могут явиться участки молодой и маломощной литосферы, а также зоны крупнейших океанских разломов, где происходит перестройка мощности литосферы. Для Тихоокеанской плиты, движущейся в меридиональном направлении, так же как и для литосферы Индийского океана, напряжения, возникающие при изменении кривизны земной поверхности, могут явиться основным фактором, определяющим возникновение раздвиговых и сдвиговых напряжений в литосфере.

Остановимся теперь на гидродинамической модели формирования вулканов в глубоководных районах океанов.

Для глубоководных океанских котловин характерно образование цепочек подводных гор, преобразующихся в процессе своего развития в вулканические хребты,

вдоль систем крупных разломов и связанных с ними трещин. Типичным примером такого рода образований могут служить Гавайские острова.

Экспериментальные исследования в пределах вулканической системы Гавайских островов дают возможность выделить три последовательных этапа эволюции первичной магмы: на первом этапе изливаются глубинные базальты, затем их сменяют базальты с меньших глубин, а на последнем этапе происходит излияние низкотемпературных щелочных базальтов.

Как показывают данные расчетов мощности литосферы, в областях глубоководного ложа океанов она достигает 50—70 км. Источники базальтового вулканизма, следовательно, залегают еще глубже. Состав пород, образующих вулканы, определяется практически температурами и давлениями в слоях астеносферы, граничащих с литосферой. На подошве литосферы температура мантии должна соответствовать температуре солидуса самых легкоплавких ее компонентов. С увеличением глубины температура астеносферы увеличивается, приближаясь к температуре ликвидуса недифференцированных фракций магмы. Можно предположить, что температурная дифференциация магмы, возникающая за счет фракционной кристаллизации тугоплавких компонентов, в астеносфере постепенно уменьшается. Поэтому последовательное изменение состава лав вулканических систем островов глубоководных районов океана может быть объяснено изменением глубины трещин, проникающих в астеносферу.

Если трещины достигают глубины изотермы ликвидуса базальтов, то вулканические извержения будут начинаться с подъема под большим давлением недифференцированных магм и завершаться относительно спокойным излиянием лав с низкими температурами плавления. Это объясняется тем, что гидродинамическое давление базальтовых магм в трещине литосферы определяется распределением максимального гидродинамического давления на подошве трещины вдоль всей длины выводного канала вулкана, а гидростатическое давление в магме зависит только от веса вышележащих слоев астеносферы и литосферы, поскольку в пластичной астеносфере влиянием самого вулкана можно пренебречь. В результате этого гидродинамическое давление магмы в канале вулкана на всех уровнях выше ос-

нования разлома превысит гидростатическое давление во вмещающих породах, а потому в канал вулкана смогут проникнуть лишь магмы из нижнего слоя, вскрытого трещиной.

Избыточное давление в каналах высоких вулканов может достигать значительных величин. В качестве примера приведем вулкан Мауна-Лоа из Гавайской системы. Высота этого вулкана над океанским дном — 9,16 км (над уровнем моря — 4,16 плюс средняя глубина океана вокруг острова — 5 км). По сейсмическим данным установлено, что магмы в вулкане поднимаются примерно с глубин от 58—66 до 43—44 км, поэтому можно предположить, что глубина разлома равна 60 км. При такой глубине магма поднимается по каналу вулкана под давлением порядка 800 бар!

Время жизни разлома в астеносфере ограничивается временем релаксации напряжений в веществе астеносферы

$$\tau = \frac{\eta_a}{\mu_a},$$

где η_a — вязкость астеносферы; μ_a — модуль жесткости верхних ее слоев. В соответствии с оценками $\eta_a = 5 \cdot 10^{19}$ пуаз, а $\mu_a = 6,8 \cdot 10^{11}$ дин/см² (по Хаддону и Буллену). Тогда $\tau = 2,3$ года. Это время является предельным для вулканического цикла. Вскоре после возникновения астеносферной трещины и подъема по ней глубинных магм она начинает постепенно уменьшаться в размерах, заживаясь снизу вверх, поскольку внизу вязкость пород минимальна, а гидростатическое давление максимально.

По мере заживания трещины постепенно происходит уменьшение давления снизу вверх в канале вулкана. Это открывает доступ на поверхность все более охлажденным магмам из верхних слоев, пока процесс не завершится излиянием последних, наиболее охлажденных магм. При этом активность вулканического процесса с течением времени угасает.

Предложенная модель образования океанской литосферы на основе тектоники литосферных плит позволяет объяснить механизм возникновения и развития подводных вулканов в зонах срединно-океанических хребтов и глубоководных котловин Мирового океана и установить основные закономерности формирующих их вулканиче-

ских циклов. Различная глубина проникновения трещин в астеносферу, по-видимому, является основным фактором, обуславливающим различный состав и строение указанных двух типов подводных и надводных океанских вулканов.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОКЕАНСКИХ ВУЛКАНОВ

Описанное выше различие в высоте, составе слагающих пород и строении корней океанских вулканов находит отражение в структуре аномальных геофизических полей, в первую очередь гравитационного и магнитного. Остановимся в связи с этим на особенностях аномалий силы тяжести и магнитного поля над океанскими вулканами.

Многочисленные морские гравиметрические съемки, выполненные над районами подводных гор в различных частях Мирового океана, а также наземные съемки на вулканических островах позволили получить основные характеристики аномального гравитационного поля для различных типов подводных вулканов и близких к ним по происхождению вулканических островов.

Как уже говорилось выше, для изучения глубинного строения вулканов обычно используют аномалии Буге, так как аномалии в свободном воздухе отражают главным образом рельеф океанского дна.

Значительную трудность для интерпретации результатов исследований гравитационного поля над подводными горами создает отсутствие достоверных сведений о плотности слагающих их пород. Большое значение поэтому имеют данные гравиметрических наблюдений на вулканических островах, экстраполируемые обычно на смежные районы подводных вулканов.

Неоднозначность интерпретации гравиметрических данных для вулканических районов усиливается еще одним обстоятельством. Формирование вулканической постройки происходит путем накопления материала извержений на поверхности морского дна. Фундамент вулканической области при этом, как правило, еще не сформировался либо частично прогибается под тяжестью вулканических пород, т. е. изменения структуры земной коры могут проявляться или в виде прогиба, или в об-

разовании компенсирующего корня пониженной плотности вследствие плавления вещества нижних слоев литосферы.

Наиболее изученными в гравитационном отношении являются в океане Гавайский хребет и вулканы «Тихоокеанского огненного кольца». В связи с этим рассмотрим более подробно структуру аномального гравитационного поля над гавайскими подводными и надводными вулканами. По данным Вулларда, изучавшего остров Оаху, районы кальдер вулканов характеризуются четкими локальными аномалиями Буге, достигающими значений более $+300$ мГал, которые не коррелируют с рельефом дна и связаны, по-видимому, с наличием корней у вулканов. Сопоставление решений прямой и обратной задач исследований гравитационного поля показало, что такие крупные аномалии могут объясняться наличием в корнях вулканов масс вещества с избыточной плотностью не менее $1,0 \text{ г/см}^3$, т. е. если первичная магма имеет состав с плотностью $3,2 \text{ г/см}^3$, то плотность базальтовых лав будет $2,2 \text{ г/см}^3$. Это подтверждается результатами измерения плотности образцов, отобранных с поверхности кальдер и извлеченных при бурении.

Фон аномалий Буге, создаваемый рельефом Гавайского хребта, составляет около $+200$ мГал. На этом фоне отчетливо проявляются аномалии, связанные с центрами вулканизма. Построив физическую модель для острова Оаху, удалось разделить гравитационные эффекты от массы самого вулкана и от его глубинных корней. Последние, как показал расчет, создают аномалию до $+313$ мГал. Такая же картина получена для атоллов Лисянского и Мидуэй. Можно предположить, что аномалии здесь также связаны с вулканическими каналами, заполненными породами высокой плотности. Такое предположение подтверждается данными сейсмических исследований, выявивших на острове Оаху утолщение коры до 21 км, что на 10 км больше мощности коры под окружающим океаном. Только около двух километров этого утолщения можно объяснить прогибанием коры, а остальное, по-видимому, вызвано проникновением в кору мантийного вещества.

Для островов Кука, которые представляют собой сглаженные эрозией базальтовые вулканы, было установлено отсутствие утолщения или деформации первич-

ной океанической коры, т. е. отсутствие компенсации островной платформы. Очевидно, гравитационные аномалии возникают здесь за счет заполнения вулканических каналов породами с высокой плотностью — $2,88 \text{ г/см}^3$. То же можно сказать и об острове Раратонга: наблюдаемые и вычисленные для него аномалии Буге могут быть совмещены только при том условии, что плотность пород в вулканическом канале повышена и составляет $2,98 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, можно сделать вывод, что острова вулканического происхождения, возникшие в глубоководных областях Тихого океана, не подчиняются закону локальной изостатической компенсации. Это подтверждается также сравнением изостатических аномалий с аномалиями Буге для районов Новой Зеландии. То же самое можно сказать и об островах Атлантического океана, не связанных со Срединно-Атлантическим хребтом.

Детальная гравиметрическая съемка, выполненная над подводными горами глубоководных районов Атлантического океана, показала, что они, как правило, отмечаются локальными аномалиями в свободном воздухе интенсивностью до нескольких десятков миллигал. Исследованные подводные горы создают четко выраженные аномалии в свободном воздухе, наибольшая из которых ($+295 \text{ мГал}$) отмечена над подводной горой Горриндж. Наиболее значительная аномалия Буге, вычисленная в предположении, что плотность промежуточного слоя равна $2,67 \text{ г/см}^3$, зарегистрирована над подводной горой Жозефин ($+203 \text{ мГал}$). Эта аномалия в свете вышеизложенного может свидетельствовать о том, что гора имеет плотный вулканический корень.

Все эти структуры, как острова, так и подводные горы, являются вулканическими постройками. Аномалии в свободном воздухе над горами имеют большие амплитуды, что, несомненно, вызвано влиянием рельефа этих структур. Равенство аномалий в свободном воздухе и Буге на Азорских островах объясняется тем, что гравиметрические наблюдения велись у подножия вулканов, почти на уровне моря, так что поправка Буге оказалась близкой к нулю. Аномалии Буге, полученные на море вокруг островов, несколько превышают значения центральных аномалий. Сравнительно невысокие значения аномалий Буге на островах говорят о том, что Азорские

острова имеют компенсирующие корни, образованные, по-видимому, породами разуплотненной верхней мантии. Центральные аномалии Буге над подводными горами, превышающие значения периферических аномалий, вероятно, обусловлены влиянием плотных пород мантии, заполнивших жерла вулканов. Компенсирующих корней эти горы не имеют.

Подробное исследование гравитационного поля, выполненное американскими геофизиками Шурбетом и Уорзелом в районе подводных гор Ново-Английской цепи, показало, что над горой Ретривер отмечается аномалия в свободном воздухе $+16$ мГал. При сопоставлении величин наблюдаемой аномалии с расчетной было обнаружено расхождение в $+46$ мГал. На основании этого авторы высказали предположение, что в непосредственной близости к подводной горе Ретривер должна располагаться еще одна гора. При проверке этого предположения в четырех милях к востоку действительно была обнаружена вторая подводная гора. Этот факт показывает, что на основании анализа гравиметрических данных можно значительно уточнить детали строения морского дна.

Аппроксимирование изученных подводных вулканов набором цилиндров и подбор эквивалентных кривых позволили сделать вывод, что эти вулканы сложены породами с плотностью $2,84$ г/см³ в том случае, если они изостатически не скомпенсированы, и более плотными породами, если такая компенсация существует.

Структура аномального гравитационного поля над подводными и надводными вулканами области переходных зон тихоокеанского типа, с которой связано образование островных дуг и желобов, наиболее полно изучена в пределах Японских островов и Новой Зеландии.

В результате исследования гравитационного поля над крупнейшими наземными вулканами Японии было установлено, что над кальдерами существуют отрицательные аномалии, обусловленные накоплением в них рыхлого материала — туфов, мощность слоя которых достигает $3—7$ км. Так, над кальдерой Куттяро на острове Хоккайдо гравиметрические измерения установили отрицательную аномалию Буге с амплитудой — 46 мГал. Этот результат говорит о том, что жерло вулкана должно быть заполнено породой с отрицательной избыточной плотностью. Проверка данных показала, что кальдера

действительно заполнена до глубины 4 км туфами с плотностью 0,3—0,5 г/см³.

Гравиметрические наблюдения в Новой Зеландии показали, что в тех случаях, когда вулканы образуют целые вулканические районы, над ними также отмечаются отрицательные аномалии Буге.

Локальные магнитные аномалии, создаваемые вулканическими подводными горами, являются характерной составной частью структуры аномального магнитного поля океана. Магнитные исследования подводных гор позволили установить связь между аномальным магнитным полем подводных гор, их рельефом и составом слагающих пород.

Сложенные сильномагнитными изверженными породами подводные горы и вулканические острова создают аномалии магнитного поля с амплитудами до 1000 и более гамм (1 гамма = 10^{-5} эрстед). В тех случаях, когда подводный вулкан образуется значительно позднее, чем подстилающая его литосфера, его намагниченность может иметь направление, обратное направлению намагниченности окружающего дна. Именно такая обратная магнитная полярность отмечена для многих вулканов в северной части Тихого океана. Это происходит вследствие того, что за время, прошедшее между образованием подстилающего дна и самого вулкана, изменилась магнитная полярность Земли.

Изучение магнитного поля подводных и надводных вулканов показало, что они сильно отличаются по своим магнитным характеристикам. Прежде всего, в зави-

Характеристика подводных

Провинция	Число обследованных гор	Физические свойства слагающих пород			
		плотность, г/см ³		намагниченность ед. СГСМ · 10 ⁻³	
		гора	корни	гора	корни
Срединные хребты	92	2,60	—	20—30	—
Абиссаль	124	2,3—2,6	3—3,2	20—40	30—50
Переходные зоны	81	2,47; 1,77	—	1—10	—

симости от величины зарегистрированной аномалии горы могут быть разделены на магнитные и немагнитные. Магнитные горы, в свою очередь, разделяют на горы с прямой и обратной полярностью, а также на простые и сложные. Анализ структуры аномального магнитного поля над вулканами в океане показал, что сама аномалия складывается из аномалии, создаваемой рельефом горы, и аномалии, создаваемой вулканическими корнями. Для разделения этих полей может использоваться либо метод подбора эквивалентных моделей с помощью ЭВМ, либо совместный анализ преобладающих направлений простираания изобат и изодинам магнитного поля.

Моделирование аномального магнитного поля над подводными горами производится по данным о рельефе горы и средней величине рассчитанной эффективной намагниченности слагающих ее пород. Сама гора при этом аппроксимируется конусом или усеченным конусом, либо системой вертикальных призм. Теоретическая аномалия сопоставляется с наблюдаемой, и параметры намагниченности подбираются так, чтобы получилось наилучшее соответствие между аномалиями. Если при этом останется некоторая разность аномалий, то подбирается эквивалентный ей вулканический корень.

Такое моделирование по рельефу океанических палеовулканов и данным геомагнитных измерений над ними позволяет судить об их составе, происхождении и глубинном геологическом строении. В качестве примера такого анализа можно привести результаты магнитного моделирования по данным магнитной и геоморфологической съемок над подводной горой Грейт-Метеор гор Мирового океана

Гравитационные аномалии, мГал		Аномалии магнитного поля, гаммы	Основной источник аномалии
Буге	Фая		
Нет	+ 50	500	Гора
+30	+300	1000	Вулканические корни Гора
—60	+100	1000	

в Северной Атлантике. На рис. 17 приведен геомагнитный разрез вдоль широты через гору Грейт-Метеор. Подбор эквивалентных моделей магнитных тел позволил высказать предположение о наличии у горы двух кратеров с двумя вулканическими корнями, которое позже подтвердилось сейсмическими исследованиями. Моделирование магнитного поля над вулканом Маканруши, входящим в состав Курильских палеовулканов, показало дефицит магнитных масс на его вершине и позволило установить, что его кратер заполнен немагнитным вулканическим пепловым материалом.

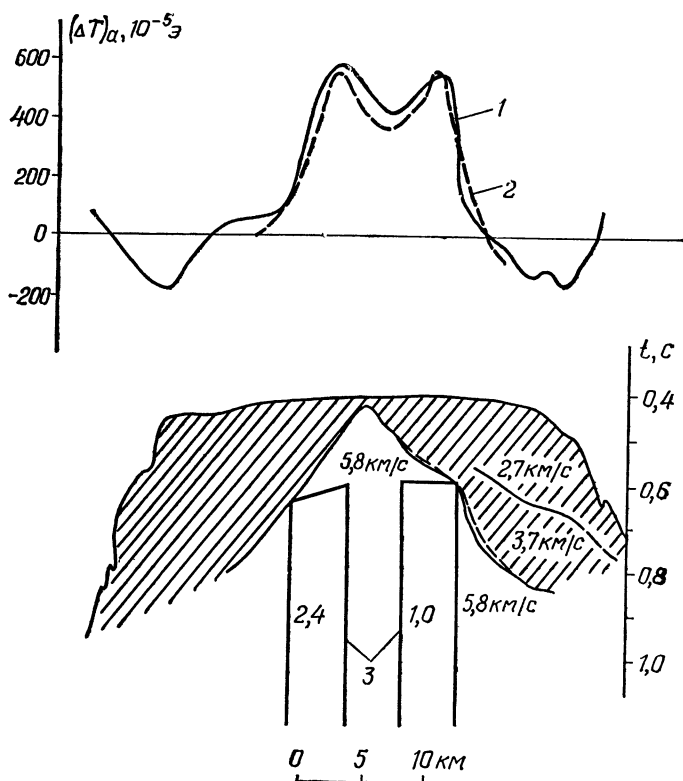


Рис. 17. Геомагнитный профиль и сейсмический разрез через подводную гору Грейт-Метеор: 1 — наблюдаемая кривая $|\Delta T|_{\alpha}$; 2 — расчетная кривая той же величины; 3 — контуры моделей магнитных тел. Цифрами показаны скорости сейсмических волн (км/с) и намагненность вулканических корней (ед. СГСМ $\cdot 10^{-2}$).

Таким образом анализ структуры аномального магнитного поля над океанскими вулканами дает важную информацию об их морфологии и глубинном строении. Наиболее важным аспектом геомагнитного изучения океанских вулканов является их палеомагнитное изучение, которое будет рассмотрено ниже.

Приведенный анализ структуры аномального гравитационного и магнитного полей над подводными горами и вулканическими островами в области срединно-океанических хребтов и глубоководного ложа океанов свидетельствует о том, что описанное выше различие в высоте, составе и структуре вулканических корней основных типов океанских вулканов находит отражение в структуре аномальных геофизических полей. В таблице приведены основные геофизические характеристики трех типов подводных гор и океанских островов, полученные в результате обобщения и анализа геологических, геоморфологических и геофизических данных. Наряду с вулканами провинций срединных хребтов и глубоководных впадин Мирового океана в таблицу включены также данные, полученные для подводных и надводных вулканов островных дуг в переходных зонах тихоокеанского типа. Представленные в таблице физические параметры пород, слагающих вулканические корни подводных гор, получены путем подбора эквивалентных физических моделей.

Как видно из таблицы, подводные горы Мирового океана и близкие к ним по происхождению вулканические острова могут быть разделены на три основных типа, отличающихся друг от друга характером пространственного распределения и структурой аномальных геофизических полей, которая определяется особенностями их глубинного строения. Такая типизация позволяет систематизировать материалы, полученные при изучении подводных гор и вулканических островов, и дает возможность рассматривать процесс их образования в неразрывной связи с процессами возникновения и развития океанской литосферы в целом.

Приведенный анализ экспериментальных геолого-геофизических данных по изучению вулканов хорошо подтверждает справедливость описанной выше физической модели их образования, в соответствии с которой их высота, состав и аномалии физических полей зависят от мощности литосферы.

ОКЕАНСКИЕ ВУЛКАНЫ И ДВИЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Поскольку вулканы, образующиеся на океанской литосфере, жестко связаны с ней, их изучение позволяет найти важные независимые доказательства больших горизонтальных перемещений литосферных плит. Особое значение для изучения движения литосферных плит имеет палеомагнитный анализ подводных и надводных вулканов.

Палеомагнитный анализ изверженных горных пород основан на способности содержащихся в них ферромагнитных минералов в течение длительного времени сохранять неизменными величину и направление естественной намагниченности, приобретенной ими в период их образования. Если отобрать из такой породы ориентированный образец и измерить величину и направление его естественной намагниченности, то, зная современные географические координаты изучаемого выхода горных пород, а также склонение и наклонение вектора намагниченности, можно определить координаты палеомагнитного полюса, соответствующие времени образования ферромагнитных минералов.

Совместный анализ палеомагнитных и палеоклиматических данных показывает, что магнитные полюса Земли на протяжении ее геологической истории практически совпадали с географическими полюсами. Если вычисленные координаты палеомагнитного полюса заметно отличаются от современного, то можно сделать вывод, что плита, на которой располагается изучаемый геологический объект, сместилась на соответствующее расстояние от своего первоначального положения. Изучение осадочных и изверженных пород с известным возрастом на континентах позволило установить также, что знак земного магнитного поля на протяжении геологического времени неоднократно менялся на обратный. Наличие чередующихся эпох прямой и обратной магнитной полярности послужило основой для создания магнитной геохронологической шкалы.

подавляющее большинство гор имеет вулканическое происхождение и вследствие этого термоостаточную природу намагниченности слагающих их пород. При формировании вулкана остывание лавы ниже температуры, при которой образуются ферромагнитные минералы,

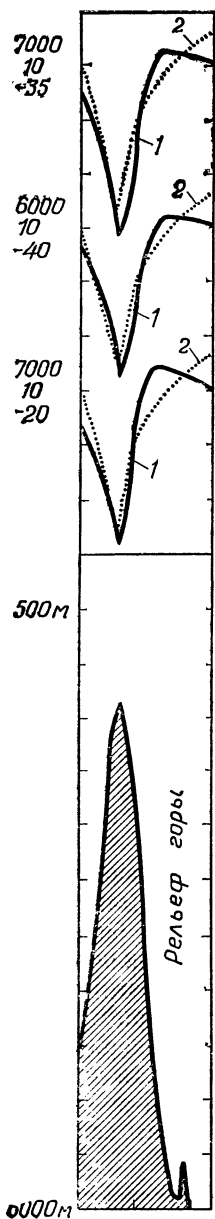
лы (точка Кюри), должно было приводить к намагничению слагающих его пород в геомагнитном поле, соответствующем месту и времени его образования. Поскольку процесс формирования вулканических подводных гор происходит в течение времени порядка нескольких миллионов лет, то прямая или обратная намагниченность горы указывает на принадлежность ее возраста к тому или иному геологическому периоду.

Наибольший интерес представляет магнитное изучение подводных гор Тихого океана, занимающего около 22% поверхности Земли. Дело в том, что Тихоокеанская плита не содержит континентов, и определить ее дрейф на основе палеомагнитного изучения ориентированных образцов пород, как это делается для всех других плит, не представляется возможным. В настоящее время движения Тихоокеанской плиты за последние 150 млн. лет восстанавливается на основе исследований структуры линейных магнитных аномалий и глубинных разломов, палеоклиматического и палеомагнитного изучения осадков, в частности образцов, полученных в результате глубоководного бурения, а также общей геометрии движения литосферных плит. Вместе с тем обилие на Тихоокеанской плите подводных гор, возникших в разные геологические периоды — от мелового (120 млн. лет назад) до современного, меридиональное направление дрейфа плиты, а также наличие независимых данных для корреляции результатов определения положения палеомагнитных полюсов создают условия, благоприятные для использования палеомагнитного анализа при изучении движения этой плиты.

Палеомагнитный анализ структуры аномального магнитного поля над подводной горой состоит в вычислении ожидаемой аномалии над горой с известным рельефом и намагниченностью и в сопоставлении модельной аномалии с наблюдаемой. Такой анализ дает возможность определить величину и направление суммарного вектора намагниченности I слагающих гору изверженных пород. Это, в свою очередь, позволяет перейти к определению положения палеомагнитного полюса, координаты которого φ' и λ' определяются по формулам сферической тригонометрии:

$$\begin{aligned}\sin\varphi' &= \sin\varphi\cos p + \cos\varphi\sin p\cos D, \\ \sin(\lambda - \lambda') &= \sin p\sin D\cos\varphi',\end{aligned}$$

где φ и λ — соответственно широта и долгота подвод-



ной горы; D — угол склонения вектора остаточной намагниченности (угол между горизонтальной проекцией вектора и магнитным меридианом); p — угловое расстояние между подводной горой и палеомагнитным полюсом. При дипольном характере геомагнитного поля $\text{tg}^2 i = 2 \text{ctg} p$, где i — угол наклона вектора остаточной намагниченности (угол между вектором и горизонтальной плоскостью).

Значительную сложность при моделировании аномального магнитного поля над подводными горами представляет задача разделения эффектов, создаваемых рельефом горы и глубинными объектами. В настоящее время на базе использования ЭВМ разработаны программы, позволяющие вычислять магнитные аномалии не только для геометрически правильных тел, но и для тел произвольной формы.

Для исследования движения Тихоокеанской плиты за последние 80 млн. лет был выполнен палеомагнитный анализ результатов геоморфологических и геомагнитных съемок нескольких подводных гор в северо-западной части Тихого океана, которые были проведены в рейсах научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев».

Палеомагнитный анализ проводился на ЭВМ с помощью специальной программы. По известному рельефу

Рис. 18. Расчетные и наблюдаемые значения аномального магнитного поля по профилю через подводную гору Исакова: 1 — наблюдаемые кривые; 2 — расчетные кривые при различных величинах и направлениях вектора намагниченности. Слева от каждой кривой последовательно указаны (сверху вниз): величина намагниченности, склонение, наклонение

горы и заданному значению ее намагниченности рассчитывались теоретические аномалии магнитного поля. Величины вектора намагниченности, его склонения и наклона последовательно подбирались так, чтобы расчетная кривая наилучшим образом совпала с наблюдаемой.

В качестве примера можно привести представленные на рис. 18 теоретическую и наблюдаемую аномалии магнитного поля над подводной горой Исакова. Цифрами на рисунке показаны соответственно величина, угол склонения и угол наклона вектора намагничения горы, при котором расчетная аномалия лучше всего совпадает с наблюдаемой.

В результате проведенных расчетов, а также сопоставления полученных данных с результатами палеомагнитного изучения подводных гор Тихого океана, выполненного американскими и японскими исследователями, а также с результатами глубоководного бурения в океане была составлена кривая дрейфа палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты от 120 млн. лет назад до настоящего времени (рис. 19). Как видно из рисунка, за период времени в 90 млн. лет поворот Тихоокеанской плиты в северном направлении составил около 35° (т. е. около 4000 км). Это дает возможность оценить среднюю скорость движения дна Тихого океана в северном направлении за тот же интервал времени. Эта скорость составляет в среднем не менее 4—5 см/год.

Значительные горизонтальные перемещения подводных гор от места их образования и связанные с ними погружения в северной части Тихого океана были подтверждены результатами глубоководного бурения, выполненного на научно-исследовательском судне «Гломар Челленджер» в 1977 г. в районе Императорской цепи подводных гор, состоящей из 30 подводных вулканов, близких по размерам и форме к вулканам Гавайских островов. Вдоль оси Императорского хребта были пробурены 4 скважины, наиболее глубокая из которых (550 м), заложенная на подводной горе Суико, прошла более 70 перекрывающих друг друга лавовых потоков общей мощностью 385 м.

Палеомагнитный анализ образцов с вулкана Суико показал, что в момент излияния лав широта горы составляла 25° с. ш., в то время как сейчас она находится на широте острова Хоккайдо ($42\text{—}45^\circ$ с. ш.). Возраст

Императорских вулканов, по палеонтологическим данным, увеличивается с юга на север. Приведенные результаты дают основание предполагать, что вулканы Императорского хребта при своем образовании 50—60 млн. лет назад были надводными и опустились под воду в процессе северного дрейфа Тихоокеанской плиты при общем опускании поверхности океанской литосферы. По-видимому, Гавайский и Императорский вулканические хребты представляют собой единую цепь протяженностью около 6000 км. Изгиб этой вулканической цепи, возможно, является следствием некоторой смены направления дрейфа Тихоокеанской плиты около 42 млн. лет назад.

Погружение подводных гор в процессе их горизонтального перемещения установлено также при глубоководном бурении на подводных горах цепи Лайн, где обнаружены мелководные рифовые известняки. Этот факт также говорит о том, что в прошлом горы Лайн были надводными.

Изучение физической модели образования и эволюции океанской литосферы позволило объяснить механизм образования в океане подводных вулканов с плоскими эродированными вершинами — гайотов.

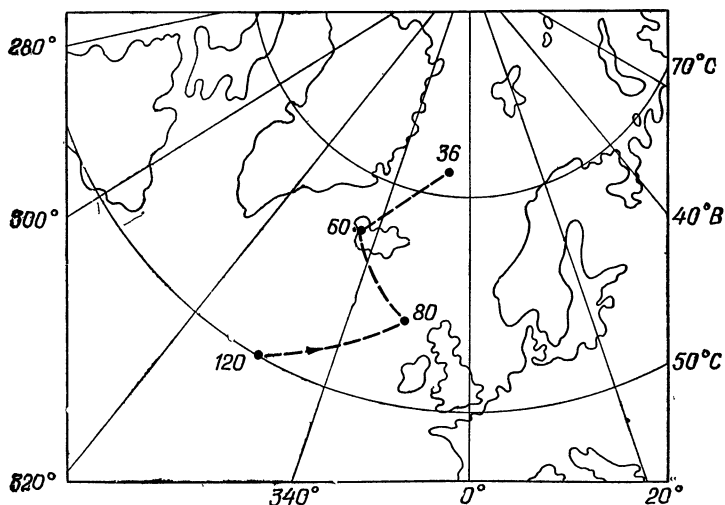


Рис. 19. Дрейф палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты. Цифрами показано время в миллионах лет назад

Исследование гайотов показало, что раньше они представляли собой вулканы с вершинами, возвышавшимися над поверхностью океана или находившимися на сравнительно небольших глубинах в зоне волновой эрозии. Впоследствии эти вулканы опустились ниже поверхности океана.

Как показали исследования последних лет, гайоты широко распространены во всех океанах, но наибольшее их число обнаружено в Тихом океане. По имеющимся данным, гайоты составляют около 3% от общего числа подводных гор Мирового океана, хотя на самом деле их, вероятно, намного больше.

Ряд исследователей высказывает мнение о том, что погружение гайотов связано либо с вертикальными движениями океанической коры, либо с ее проседанием под весом вулканов. Однако все попытки установить зависимость погружения подводных гор от региональной тектоники дна не давали однозначных результатов.

Теория тектоники литосферных плит позволяет по-новому подойти к вопросу о причинах погружения гайотов. Как отмечалось выше, литосферные плиты, перемещаясь в горизонтальном направлении от оси срединного хребта, постепенно все более погружаются в астеносферу вследствие возникновения гравитационной инверсии на границе литосфера—астеносфера. Исходя из этого можно высказать предположение, что погружение гайотов является следствием горизонтального движения литосферных плит. Для количественной проверки такого предположения были сделаны оценки средних скоростей опускания гайотов и их сопоставление со средними скоростями опускания литосферы при ее движении в стороны от срединного океанского хребта.

Поскольку вершины гайотов в период их образования находились вблизи поверхности океана, то, зная современную глубину погружения вершины и возраст гайота, можно приближенно оценить среднюю скорость его погружения, поделив значение современной глубины его вершины на время, прошедшее с момента окончания процесса выравнивания его вершинной поверхности. Трудность решения задачи состоит в том, что возраст определен лишь для 10—15% известных гайотов, причем надежность этих данных существенно различна.

Наиболее надежен палеонтологический метод, он и используется для установления времени погружения

гайота. При расчетах для каждого интервала времени берутся средние значения возраста. Общее изменение глубины дна океана с увеличением его возраста должно быть пропорционально корню квадратному от возраста ($a\sqrt{t}$). Средняя скорость погружения при этом может быть найдена из соотношения $v = \frac{\Delta h}{t}$.

Поскольку гайоты жестко связаны с литосферной плитой, основные параметры движения плиты и гайотов должны совпадать в пределах точности измерений. Основным параметром здесь является коэффициент пропорциональности a . Сопоставление теоретических и экспериментальных данных показывает, что для времени менее 100 млн. лет $a=0,35$. Задача, таким образом, сводится к нахождению такого значения коэффициента a , при котором для определенного возраста гайотов t теоретически рассчитанные средние скорости погружения плиты и средние скорости погружения гайотов совпадали бы наилучшим образом.

Как показывают расчеты, значение коэффициента a , определенное по средним скоростям погружения гайотов, составляет 0,356, т. е. достаточно хорошо совпадает с теоретическим коэффициентом. Следовательно, вертикальное погружение гайотов прежде всего вызвано погружением поверхности литосферы океана при горизонтальном движении плит.

Сопоставление возрастов вулканов и подстилающей литосферы дает возможность предполагать в первом приближении, что почти все крупные палеовулканы образовались на развитой литосфере на значительном расстоянии от срединно-океанического хребта.

Таким образом, физическое моделирование и геофизические исследования подводных и надводных вулканов, океанского дна, оценка средних скоростей опускания гайотов и распределения вулканов по высотам позволяют сделать вывод, что образование и развитие вулканов непосредственно связано с мощностью и движением океанской литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенное выше краткое описание основных закономерностей формирования и развития твердой оболочки нашей планеты — литосферы, образующейся при рас-

крытии океанов, и связи с ней процессов возникновения океанских вулканов и их развития свидетельствует о тесной зависимости геологического развития океанского дна со сложными физическими и физико-химическими процессами, протекающими в глубинных слоях Земли.

Совместный анализ теоретической модели формирования литосферы и материалов экспериментальных геофизических исследований показывает, что ситуация гравитационной неустойчивости, возникающая на подошве литосферы при кристаллизации базальтов, является основным фактором, оказывающим влияние на характер изменения рельефа дна, аномалий силы тяжести, а также на формирование океанских вулканов. Толщина океанской литосферы и глубина проникновения трещин в верхний слой астеносферы во многом определяют высоту образующихся вулканов, состав слагающих их пород и структуру создаваемых ими аномалий геофизических полей.

Впервые составленная карта мощности литосферы Мирового океана имеет большое теоретическое и практическое значение, так как может служить основой для интерпретации аномальных геофизических полей, изучения процессов базальтового вулканизма в океане и геодинамического развития океанского дна.

Физический подход к изучению геологических процессов на основе теории тектоники литосферных плит дает возможность установить последовательную связь между физико-химическими процессами в глубинах Земли, вызывающими конвективные течения в мантии, движением плит, обусловленным этими течениями, закономерным утолщением литосферы при раскрытии океана и образованием и последующим погружением океанских вулканов.

Изучение геофизики океанского дна вместе с анализом физических моделей его образования и развития дает мощное оружие в руки геологов и геофизиков, занимающихся исследованием строения земных недр. А от правильного понимания основных закономерностей строения и эволюции океанского дна зависит решение очень важной для всего человечества задачи о размещении полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1978.
Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М., Наука, 1979.
Деменицкая Р. М. и др. Подводные горы. Л., Недра, 1978.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
Магницкий В. А. Модели Земли. М., Знание, 1978.
Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли, М., Наука, 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Геофизическая модель океанской литосферы	11
Аномалии силы тяжести в океане и их связь с мощностью и строением океанской литосферы	18
Тепловой поток через дно океана и его связь с мощностью литосферы	27
Карта мощности океанской литосферы	32
Океанские вулканы и их связь с мощностью литосферы	39
Геофизические характеристики океанских вулканов	48
Океанские вулканы и движение литосферы	56
Заключение	62
Литература	64

Александр Моисеевич Городницкий
Евгений Дмитриевич Корякин

ОКЕАНСКОЕ ДНО И ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ

Главный отраслевой редактор Л. А. Ерлыкин. Редактор К. А. Кутузова. Мл. редактор Г. И. Родкина. Обложка художника А. А. Астрецова. Художественный редактор М. А. Гусева. Технический редактор Т. В. Луговская. Корректор В. И. Шириева.
ИБ № 4450

Сдано в набор 04.08.81. Подписано к печати 19.10.81. Т 26994. Формат бумаги 84×108/32. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать выськая. Усл. печ. л. 3,36. Усл. кр.-отт. 3,57. Уч.-изд. л. 3,40. Тираж 39 530 экз. Заказ 1303. Цена 11 коп. Издательство «Знание». 101835, ГСП, Москва, Центр, проезд Серова, д. 4. Индекс заказа 814011.
Типография Всесоюзного общества «Знание». Москва, Центр, Новая пл., д. 3/4.

