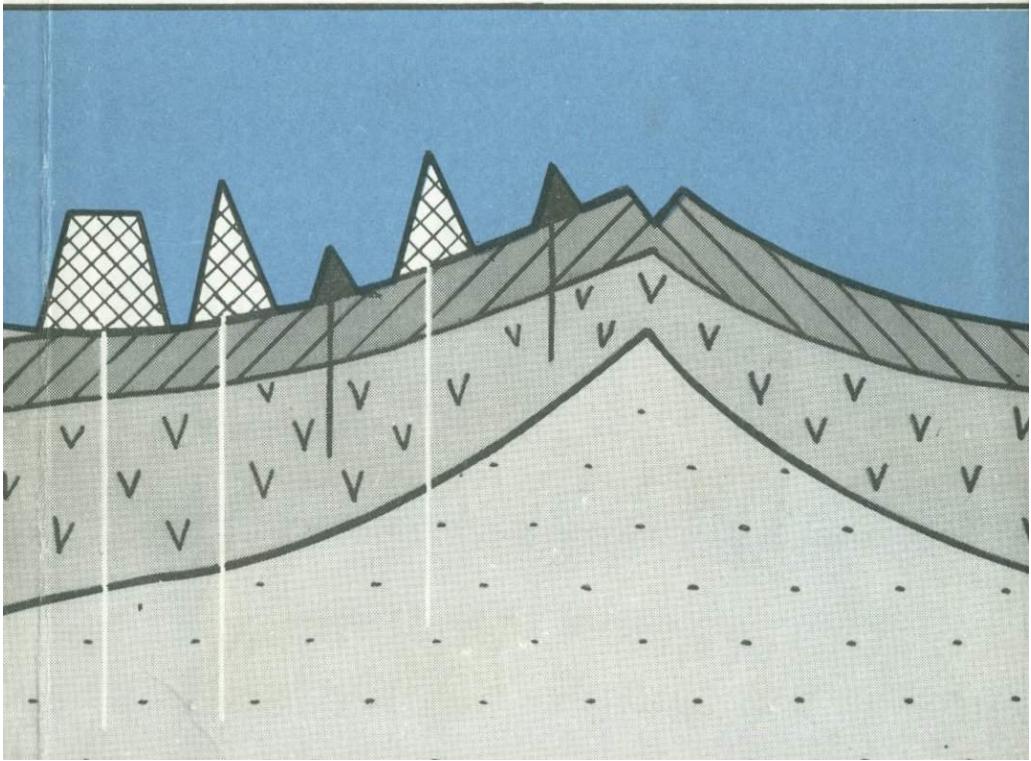


А. М. ГОРОДНИЦКИЙ

# Строение океанской литосферы и формирование подводных гор



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

А. М. ГОРОДНИЦКИЙ

4351

# Строение океанской литосферы и формирование подводных гор

Ответственный редактор  
доктор физико-математических наук  
О. Г. СОРОХТИН



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. — М.: Наука, 1985.

На основе анализа теоретической модели формирования океанской литосферы и экспериментальных геолого-геофизических данных разработан метод определения мощности литосферы по ее возрасту, рельефу дна, аномалиям Буге и величине теплового потока через дно океана. Составлены и проанализированы карты расчетных значений плотности теплового потока через океанское дно и карты мощности литосферы Мирового океана. Исследуются вулканические подводные горы и острова Мирового океана.

Книга предназначена для геологов, геофизиков, океанологов.

Рецензенты: И.П. ГЕРАСИМОВ, А.П. ЛИСИЦЫН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение последних десятилетий благодаря широкому развитию геолого-геофизических исследований дна Мирового океана получены принципиально новые данные о его строении, которые совместно с материалами изучения континентов явились основой для создания теории тектоники литосферных плит. Согласно этой теории внешняя жесткая оболочка Земли — литосфера разделена на ряд плит, которые движутся по поверхности нашей планеты со скоростью порядка нескольких сантиметров в год. Такие перемещения за отрезки геологического времени в сотни миллионов лет могут достигать величины многих тысяч километров. Вдоль одних границ литосферные плиты расходятся в стороны, и там происходит раскрытие океана с образованием новой океанской литосферы. Вдоль других границ плиты, наоборот, сходятся, вызывая поддвигание одной плиты под другую. Движущим механизмом тектоники плит являются конвективные течения мантийного вещества. Их наиболее вероятный энергетический источник — химико-гравитационная дифференциация внутри Земли [Сорохтин, 1974].

С образованием океанской литосферы в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов неразрывно связано изменение ее мощности. В результате работ последних лет была предложена теоретическая модель образования литосферы в рифтовых зонах [Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973] и показано, что мощность ее должна увеличиваться с возрастом. Однако до сих пор не был проведен совместный анализ теоретической модели и экспериментальных геолого-геоморфологических и геофизических материалов, который позволил бы связать латеральное изменение рельефа океанского дна, аномалий силы тяжести и величины теплового потока через дно с изменением мощности литосферы. Такое исследование представляется достаточно важным, так как оно дает возможность проводить оценку мощности океанской литосферы по экспериментальным данным геохронологического изучения, а также геоморфологической, гравиметрической и геотермической съемок.

Изучение мощности и движения океанской литосферы непосредственно связано с проблемой формирования вулканических подводных гор и островов, широко распространенных на акватории Мирового океана. Исследование связи образования и последующего развития вулканических подводных гор и островов с мощностью и движением океанской литосферы в целом имеет принципиально важное значение для изучения природы вулканизма в различных районах Мирового океана. Весьма актуальным до сих пор является, в частности, вопрос о механизме образования плосковершин-

ных подводных гор — гайотов, в течение долгих лет считавшихся признаками локальных вертикальных движений океанской литосферы.

Настоящая работа посвящена изучению строения и геодинамической эволюции океанской литосферы, а также образования и последующего развития вулканических подводных гор и островов.

В процессе этого изучения были поставлены следующие основные задачи.

1) С помощью совместного анализа теоретической модели образования океанской литосферы и экспериментальных геоморфологических и геолого-геофизических материалов определить возможность и достоверность оценки мощности литосферы по данным о ее возрасте, рельефу дна, аномалиям силы тяжести и величине теплового потока через дно океана.

2) Составить карту расчетной мощности литосферы Мирового океана и выявить основные закономерности ее изменения для отдельных океанских областей.

3) Изучить связь образования и поствулканического развития подводных гор и островов с мощностью и движением океанской литосферы.

В основу работы положены материалы экспериментальных комплексных геолого-геоморфологических и геофизических исследований, проведенных при участии автора в 10 океанологических экспедициях на научно-исследовательских судах Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР за период с 1970 по 1980 г. в различных районах Атлантического и Тихого океанов, а также в экспедициях на судах других ведомств. Кроме того, использованы данные геолого-геоморфологических и геофизических исследований дна Мирового океана, известные по литературным источникам.

Основная часть работы выполнена в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, где автор с 1972 г. руководил темой по геолого-геофизическому изучению океанской литосферы и вулканических подводных гор.

В результате проведенных исследований на основе совместного анализа теоретической модели образования океанской литосферы и эмпирических данных предложен и обоснован способ оценки мощности литосферы по комплексу экспериментальных геоморфологических и геолого-геофизических материалов. Построены первые карты расчетной мощности литосферы дна Мирового океана и его отдельных районов.

Выявлена связь вулканических подводных гор и островов, формирующихся на океанской литосфере, с ее мощностью и движением. На основе теории тектоники литосферных плит количественно обоснована модель образования в океанах плосковершинных вулканических подводных гор — гайотов.

Изучение мощности и эволюции океанской литосферы, а также образования и поствулканического развития подводных гор и островов, по существу, открывает новое перспективное направление исследований, основа которого состоит в том, что все процессы формирования и эволюции океанской литосферы непосредственно связаны с движением и взаимодействием литосферных плит.

Следует отметить, что исследование строения океанской литосферы, формирования и эволюции вулканических подводных гор помимо теоретического имеет важное практическое значение.

Оно позволяет подойти к решению вопросов о закономерностях металлогении верхней мантии. Широкое распространение в различных районах

Мирового океана подводных и надводных вулканов и приуроченность к ним металлоносных осадков свидетельствуют о том, что их изучение играет важную роль для будущей оценки связанных с ними полезных ископаемых.

В разработке геолого-геофизической модели океанской литосферы вместе с автором принимали участие О.Г. Сорохтин и И.П. Лукашевич. В работе использованы материалы геоморфологических съемок, сейсмических и геологических исследований, выполненных Ю.П. Непрочновым, А.В. Живаго, Л.И. Коганом, В.В. Седовым, Л.Н. Рыкуновым, Л.Р. Мерклиным, В.М. Литвиным, Г.Л. Кашиным.

Весьма плодотворными были совместная работа и обсуждение отдельных вопросов с И.П. Герасимовым, Р.М. Деменецкой, С.А. Ушаковым, А.М. Карасиком, Л.Л. Ваньяном, Я.Б. Смирновым, Г.Б. Рудником.

При работе над рукописью автор получил ценные советы от О.Г. Сорохтина, Л.П. Зоненшайна, А.П. Лисицына, А.Л. Яншина, Д.М. Печерского, А.Н. Храмова, А.С. Алексеева, А.Г. Гайманова.

Всем указанным лицам автор выражает свою глубокую признательность.

Автор считает своим долгом выразить благодарность директору Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР члену-корреспонденту АН СССР А.С. Монину за постоянное внимание и помощь в исследованиях.

Книга состоит из введения, двух частей, включающих четыре главы, и заключения.

Первая часть посвящена теоретической и экспериментальной модели океанской литосферы и изучению ее строения. Предлагается и обосновывается способ оценки мощности океанской литосферы по комплексу геолого-геоморфологических и геофизических экспериментальных данных, в число которых входят возраст дна, рельеф, аномалии силы тяжести и величина теплового потока через дно океана. Приводятся и анализируются карты расчетной мощности литосферы Мирового океана, а также результаты детального изучения ее строения в отдельных районах.

Во второй части на основе совместного анализа результатов экспериментальных геолого-геоморфологических и геофизических исследований вулканических подводных гор и островов и теоретических моделей их образования и развития рассматривается формирование подводных и надводных вулканов на океанской литосфере и их связь с ее мощностью и движением. Предлагаются модели образования атоллов и гайотов, а также срыва гор в зонах поддвига.

# МОЩНОСТЬ И СТРОЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

## Глава I

### СВЯЗЬ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ С ЕЕ ОСНОВНЫМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

#### 1.1. МОДЕЛЬ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ ОСНОВНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ. СВЯЗЬ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ С ЕЕ ВОЗРАСТОМ

Согласно современным данным, литосфера представляет собой внешнюю относительно жесткую и холодную оболочку Земли, в которой все вещество полностью раскристаллизовано. Верхний слой литосферы, подошва которого определяется положением поверхности Мохоровичича, носит название земной коры. Под литосферой расположена астеносфера, где мантийное вещество частично расплавлено. Подошва литосферы поэтому определяется глубиной кристаллизации мантийного вещества, т.е. положением поверхности температуры его солидуса [Сорохтин, 1974] (рис. 1.1).

Само мантийное вещество в настоящее время может быть представлено двумя моделями: пиролитовой моделью Рингвуда [Грин, Рингвуд, 1972] и лерцолитовой моделью Дмитриева [Дмитриев, 1973]. Модель Рингвуда является в основном теоретической. Она получена в лабораторных условиях в режиме высоких давлений и температур. Лерцолитовая модель является, по существу, эмпирической. Она хорошо обоснована каменным материалом, собранным в рифтовых зонах Мирового океана, где обнажается мантийное вещество. Обе модели по своему петрохимическому составу близки друг к другу.

С позиций механики мощность литосферы определяется по максимальной глубине, на которую могут проникать хрупкие трещины, что подразумевает наличие частичного плавления на подошве литосферы [Сорохтин, 1974; Ушаков, Галушкин, 1978]. Это хорошо согласуется с сейсмическим определением подошвы литосферы как верхней границы слоя пониженных скоростей сейсмических волн [Алексеев, 1967; Алексеев, Рябой, 1977] и повышенной величины коэффициента затухания  $Q^{-1}$ . По данным сейсмологических и глубинных сейсмических исследований, мощность литосферы под океанами, определяемая глубиной кровли волновода, меняется от 20–30 км и менее в зонах срединных хребтов [Knopoff et al., 1970] до 70–80 км в глубоководных океанских котловинах [Kausel et al., 1974; Yoshii, 1975]. При этом, как показывают региональные экспериментальные модели, на верхней границе волновода скорости продольных сейсмических волн

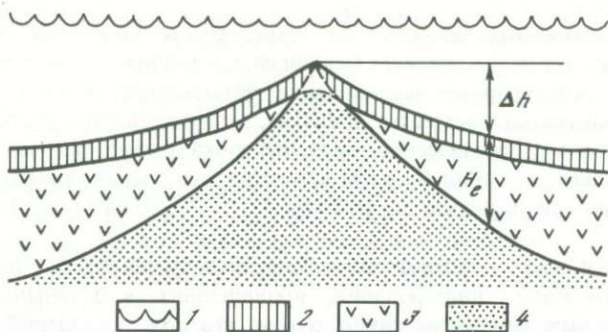


Рис. 1.1. Схема формирования океанской литосферы в рифтовой зоне [Сорохтин, 1974]

1 — поверхность океана; 2 — кора; 3 — литосфера; 4 — астеносфера

меняются:  $V_p$  — от 8,10 до 7,6 км/с, а  $V_s$  — от 4,6 до 4,1 км/с. Как правило, зона пониженных скоростей имеет наибольшую мощность и лучше всего выделяется в районах, примыкающих к конструктивным границам плит, в зонах срединных хребтов. При этом по мере увеличения возраста и толщины литосферы происходит латеральное повышение скоростей в литосфере и подстилающей астеносфере, связанное, по-видимому, с уменьшением процентного содержания базальтового расплава [Берч, 1972] и соответственным увеличением плотности. Так, по данным Т. Асады и Х. Шимамуры, в северо-западной котловине Тихого океана, в районе, близком к Японскому и Идзу-Бонинскому желобам, где возраст дна составляет 100 млн. лет, нижняя часть литосферы сложена высокоскоростным слоем с  $V_p = 8,6$  км/с, который подстилается низкоскоростным слоем с  $V_p = 8,4$  км/с [Asada, Shimamura, 1978]. О существовании под океанской литосферой частично расплавленного слоя — астеносферы свидетельствуют также результаты изучения затухания сейсмических волн [Ушаков, Галушкин, 1978]. Как показывают данные лабораторных экспериментов [Stocker, Gordon, 1975], при расплавлении от 1 до 10% мантийного вещества происходит заметное увеличение затухания  $Q^{-1}$ , которое характеризует долю плавления в астеносфере. При этом экспериментально показано, что коэффициент затухания  $Q^{-1}$  более чувствителен к изменению содержания расплава в среде, чем скорости сейсмических волн. Последнее обстоятельство дает возможность использовать величину коэффициента затухания для изучения природы базальтового вулканизма в океане, так как состав изливающихся лав может зависеть от процентного содержания расплава в астеносфере. Анализ распространения сейсмических волн от промышленных взрывов позволил установить, что квазижидкие свойства в мантии начинают проявляться в среднем с глубины 120 км для континентов и с глубины около 70 км для океанов [Burton, Bennel, 1976]. Поэтому оценка мощности литосферы может быть проведена также по изменению добротности с глубиной.

Подошва литосферы может выделяться также по положению слоя повышенной электропроводности в верхней мантии [Ботт, 1974; Алексеев и др., 1977]. Этот слой, примерно совпадающий по своему положению со слоем пониженных скоростей сейсмических волн, также является результатом

разогрева мантийного вещества до температуры частичного плавления, вследствие чего в нем возникает механизм ионной проводимости. Экспериментальные лабораторные исследования показывают, что при частичном плавлении мантийного вещества, в случае, если расплав полностью окружает тугоплавкие кристаллические зерна, что соответствует расплавлению нескольких процентов от общей массы вещества, его электропроводность увеличивается на три порядка, до  $10^{-2} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{ м}^{-1}$  [Duba et al., 1974; Waff, 1974].

Имеющиеся весьма немногочисленные экспериментальные данные магнитотеллурического зондирования, проведенного в отдельных районах Мирового океана, свидетельствуют о том, что под литосферой отчетливо прослеживается слой повышенной электропроводности, глубина и мощность которого, а также сами значения проводимости меняются с возрастом [Filloux, 1980; Oldenburg, 1981]. Так, по данным М. Бебло и А. Бьорнссона, слой повышенной электропроводности отмечается в Исландии, причем при увеличении расстояния до оси рифта от 36 до 120 км глубина слоя повышенной проводимости под молодой литосферой увеличивается от 10 до 20 км [Beblo, Bjornsson, 1978].

Анализ результатов электромагнитных зондирований в Тихом океане [Filloux, 1977, 1980; Шиловский, 1981] также позволяет установить наличие слоя повышенной электропроводности во всех точках, где проводилось зондирование. Так, электромагнитные зондирования, выполненные в 1976 г. вблизи Гавайских островов и в 1977 г. у побережья Калифорнии, позволили выявить в северо-восточной части Тихого океана астеносферную зону частичного плавления, глубина кровли которой с увеличением возраста литосферы увеличивается. Слой повышенной электропроводности пространственно коррелируется со слоем пониженной скорости поперечных сейсмических волн [Forsyth, 1975].

Оценки объемного содержания расплава в астеносфере для северо-восточной части Тихого океана, проведенные по геоэлектрическим и сейсмическим данным, согласуются между собой и указывают, что оно не превышает примерно 2,5% при возрасте литосферы 30–35 млн. лет и 2% при возрасте 70–75 млн. лет [Шиловский, 1981].

Описанный выше слой, подстилающий литосферу и характеризующийся пониженными скоростями сейсмических волн, повышенными значениями коэффициента затухания упругих колебаний и повышенными значениями электропроводности, по-видимому, и является ослабленным в механическом отношении слоем [Магницкий, 1968].

Наличие астеносферы как слоя пониженной диффузионной вязкости устанавливается также по распределению изостатических движений коры, возникающих при изменении поверхностной нагрузки [Артюшков, 1979].

Следует отметить при этом, что механическая толщина литосферы может несколько отличаться от геоэлектрической. Возможны также некоторые расхождения между глубиной кровли сейсмического волновода и слоя повышенной электропроводности, поскольку для значимых изменений сейсмических и электрических параметров может требоваться различный процент расплава в мантийном веществе. Поэтому определение глубины подошвы литосферы как глубины залегания температуры солидуса мантийного вещества является с физической точки зрения наиболее оправданным.

В соответствии с основными положениями теории тектоники литосферных плит формирование океанской литосферы происходит в рифтовых зонах при раздвижении литосферных плит и раскрытии океанов в результате внедрения в рифтовую трещину между расходящимися плитами вещества астеносферы, лерцолита верхней мантии, и его последующей консолидации. Мощность новообразованной литосферы, которая определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества, не остается постоянной, а последовательно увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанских хребтов, где она минимальна, в сторону глубоководных котловин с более древними участками океанского дна [Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973].

Непосредственное определение мощности литосферы выполнить трудно из-за недоступности ее подошвы и недостаточной точности геофизических методов исследования. Как отмечалось выше, в настоящее время оценены мощности литосферы в отдельных районах Мирового океана по данным сейсмических и сейсмологических исследований и магнитотеллурических зондирований. Ввиду того что указанные оценки мощности литосферы в Мировом океане малочисленны и разрознены, представляется целесообразным рассмотреть возможность использования для определения мощности литосферы экспериментальных данных комплексных съемок, охватывающих большую часть акватории Мирового океана и включающих геоморфологическую съемку, геохронологическое изучение дна, геомагнитную и гравиметрическую съемки и измерения теплового потока через дно океана.

Для решения этой задачи остановимся кратко на связи рельефа дна океана и структуры потенциальных геофизических полей с изменением мощности океанской литосферы.

Согласно современной геотермической модели формирования океанской литосферы [Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973], связь между мощностью образующейся литосферы и временем ее остывания может быть найдена из решения общего уравнения теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c T) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + P(x, y, z, t). \quad (1.1)$$

Здесь  $\rho$  — плотность литосферы;  $c$  — теплоемкость литосферы;  $T$  — температура в  $^{\circ}\text{C}$ ;  $\lambda$  — теплопроводность литосферы;  $P$  — генерация тепла в единице объема;  $t$  — время.

При отсутствии теплового источника в теле литосферы (влиянием радиогенного разогрева можно пренебречь ввиду низкого содержания в океанской литосфере радиоактивных элементов) уравнение (1,1) для одномерного случая примет вид

$$\partial T / \partial t = a \partial^2 T / \partial x^2, \quad (1.2)$$

где  $a = \lambda / (\rho c)$  — коэффициент температуропроводности.

Процесс остывания и увеличения мощности литосферы при раздвижении плит в обе стороны от рифтовой зоны рассматривается в первом приближении как стационарный, у которого параметры не меняются во времени.

Если пренебречь конвективным переносом тепла веществом астеносферы

ры, то решение задачи о распространении тепла при граничных условиях  $T|_{x=0} = \psi(t)$  ( $t \geq 0$ ) и начальном условии  $T|_{t=0} = \varphi(x)$  ( $x \geq 0$ ) может быть найдено в виде

$$T = V + \omega \quad (1.3)$$

где  $V$  и  $\omega$  могут быть найдены из уравнений [Кошляков и др., 1967; Тихонов, Самарский, 1972]

$$\frac{\partial V}{\partial t} = a \frac{\partial^2 V}{\partial x^2}, \quad \frac{\partial \omega}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2}, \quad (1.4)$$

$$V|_{x=0} = 0, \quad \omega|_{x=0} = \psi(t),$$

$$V|_{t=0} = \varphi(x), \quad \omega|_{t=0} = 0.$$

При  $\varphi(x) = V_0$  решение имеет вид

$$V(x, t) = V_0 \operatorname{erf}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right). \quad (1.5)$$

Здесь

$$\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-\alpha^2} d\alpha = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left( z - \frac{2z^3}{3} + \frac{1}{2!} \frac{z^5}{5} - \frac{1}{3!} \frac{z^7}{7} \pm \dots \right). \quad (1.6)$$

Пренебрегая степенями разложения выше первой ввиду их малости, получим

$$V(x, t) = V_0 x / (\sqrt{\pi at}). \quad (1.7)$$

Для осевой части рифтовой зоны при  $X=0$   $T_0 = T_a$ , где  $T_a$  — температура астеносферы, соответствующая температуре ликвидуса базальтов. При  $X=H_1$   $T|_{x=H_1} = T_s$ , где  $T_s$  — температура солидуса базальтов.

В этом случае мощность литосферы при указанных выше граничных условиях может быть найдена из уравнения

$$T_s = V(H_1, t) = T_a H_1 / (\sqrt{\pi at}), \quad (1.8)$$

откуда

$$H_1 = (T_s/T_a) \sqrt{\pi at}. \quad (1.9)$$

Поскольку согласно приведенному решению уравнения теплопроводности распределение температуры в бесконечно толстой пластине не зависит от параметра  $dt/x^2$ , такое решение можно применять для приближенных оценок мощности литосферы в случае пластины конечной толщины, а также для среды, ограниченной поверхностью небольшой кривизны [Гребер и др., 1958]. Это позволяет использовать полученное уравнение для выражения мощности литосферы как в зоне астеносферного клина под срединными хребтами, так и в древних районах океанов, где астеносфера, по данным сейсмических исследований, имеет конечную мощность [Asada, Shimamura, 1978].

Перейдем теперь к анализу численных величин параметров, входящих в уравнение (1.9).

Температура астеносферного вещества  $T_a$  может быть определена на ос-

нове температуры базальтовых лав в современных действующих вулканах [Сорохтин, 1974]. Согласно этим оценкам температура астеносферы под океанами изменяется примерно в диапазоне от 1250 °С под тонкой литосферой в рифтовых зонах до 1400–1450 °С под мощной литосферой в глубоководных районах океана [Йодер, 1979].

Температура кристаллизации базальтовых расплавов  $T_s$ , которые заполняют межгранулярное пространство в мантийном веществе, также увеличивается с глубиной. Для гавайских вулканов при нормальном давлении температура солидуса базальта равна 1060 °С, а температура ликвидуса 1235 °С [Йодер, Тилли, 1965]. На глубине 80 км температура солидуса базальтов увеличивается до 1250–1300 °С [Грин, Рингвуд, 1972]. Поэтому в первом приближении можно принять, что температуры солидуса и ликвидуса с глубиной растут примерно одинаково, а их отношение остается относительно постоянным, равным 0,87. В соответствии с приведенными величинами отношение температур солидуса и ликвидуса должно меняться от 0,6 в области срединных хребтов до 0,89 в глубоководных районах океана. Тогда выражение (1.9) примет вид

$$H_1 = 1,54 \sqrt{at}. \quad (1.10)$$

По экспериментальным данным [Кларк и др., 1969], для пород лерцолитового состава при средней температуре 730 °С  $\lambda = 5 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С) и  $C_p = 0,28$  кал/(г · °С). Вместе с тем, по экспериментальным материалам Х. Йодера [Йодер, 1979], в диапазоне температур от 500 до 1000 °С теплопроводность лерцолита уменьшается от  $7,5 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С) при 500 °С до  $6,5 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С) при 1000 °С, а для дунита в том же интервале температур — от  $8,5 \cdot 10^{-3}$  до  $8,0 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С) соответственно. Если принять среднюю температуру литосферы равной 500–700 °С, то учитывая ее существенно лерцолитовый состав, можно принять среднюю теплопроводность литосферы равной  $7,3 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С).

Тогда при средней плотности литосферы  $3,35$  г/см<sup>3</sup> [Вуллард, 1972] и удельной теплоемкости  $0,28$  кал/(г · °С) коэффициент температуропроводности будет равен примерно  $7,8 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>. Отсюда

$$H_1 = 0,136 \sqrt{t}, \quad (1.11)$$

если выразить  $H_1$  в км и  $t$  в с, или

$$H_1 = 7,5 \sqrt{t}, \quad (1.12)$$

где  $H_1$  — мощность литосферы, км;  $t$  — возраст литосферы, млн. лет.

Ближние значения коэффициента в уравнении (1.12) были получены О.Г. Сорохтиным, а также Паркером и Олденбургом ( $K = 8,5$ ) [Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973].

В работе Йоши зависимость  $H_1 = f(t)$  определялась на основе обобщения экспериментальных результатов сейсмологических исследований и магнитотеллурических зондирований [Yoshii, 1975]. Полученная им эмпирическая зависимость близка к найденному нами теоретически выражению (1.12)

$$H_1 = 7,49 \sqrt{t}. \quad (1.13)$$

Аналогичные выражения для мощности литосферы получены И. П. Лу-

кашевич [Лукашевич, 1982; Лукашевич, Приставакина, 1984] на основе анализа кристаллизационной модели, в которой теплофизические свойства твердого и частично расплавленного вещества различны и меняются по латерали:

$$\begin{aligned} H_1 &= 7,5\sqrt{t} \quad \text{при } t = 0 \div 20 \text{ млн. лет,} \\ H_1 &= 8,8\sqrt{t-5} \quad \text{при } t = 20 \div 60 \text{ млн. лет,} \\ H_1 &= 7,6\sqrt{t+14} \quad \text{при } t > 60 \text{ млн. лет.} \end{aligned} \quad (1.14)$$

По имеющимся оценкам за время формирования рифтовой долины, составляющее примерно около 0,3–0,5 млн. лет, астеносферное вещество должно охладиться и раскристаллизоваться до глубины около 7,5 км [Городницкий, Сорохтин, 1977а]. Эта величина примерно соответствует средней мощности океанской коры по данным сейсмических исследований и максимальной глубине эпицентров землетрясений под океанскими рифтовыми зонами [Юинг, 1972; Ушаков, Галушкин, 1978]. При учете начальной мощности литосферы под рифтовыми зонами для оценки мощности может быть использовано полужэкспериментальное выражение [Городницкий, Сорохтин, 1977а; Городницкий, 1979]

$$H_1 = 7,5 + 6,6\sqrt{t}. \quad (1.15)$$

Общее решение уравнения теплопроводности дает возможность рассчитывать положение геотерм в океанской литосфере и термодинамические условия в подстилающих литосферу слоях атмосферы [Сорохтин, Городницкий, 1976].

Для расчета геотерм общее уравнение теплопроводности записывалось в виде

$$y'' = (y')^2 / (273 + y) + 2x(273 + y)y', \quad (1.16)$$

где  $y(x) = T(z, t)$  — температура, °С;  $z$  — глубина;  $t$  — время.

При расчетах учитывалось уменьшение эффективной теплопроводности океанской литосферы в связи с увеличением ее возраста и постепенным закрытием трещин осадками:  $a = 4,26(1 - 0,0068t)$ , где  $t$  — время, млн. лет. Граничными условиями принимались температура на поверхности дна океана ( $T_0 = 0^\circ\text{C}$ ) и приведенная к поверхности температура мантии  $T_m$ , величина которой определялась по максимальным значениям температуры базальтовых лав ( $1350^\circ\text{C}$ ).

Геотермы в океанской литосфере, рассчитанные в соответствии с уравнением (1.16), представлены на рис. 1.2. Цифры при каждой кривой указывают соответствующий возраст литосферы в млн. лет. Мощность литосферы для каждого возраста определяется положением точки пересечения геотермы с кривой температуры солидуса мантийного вещества. На рис. 1.2 нанесены также экспериментальные кривые температуры солидуса базальтов по данным различных авторов [Йодер, Тилли, 1965; Green, Ringwood, 1967], а также солидуса лерцолитов [Йодер, 1979]. Как видно из рисунка, расчетная кривая солидуса располагается на диаграмме между экспериментальными кривыми.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в рассматриваемой модели все океанские геотермы пересекают температурную поверхность солидуса мантийного вещества. Это свидетельствует о том, что в океане

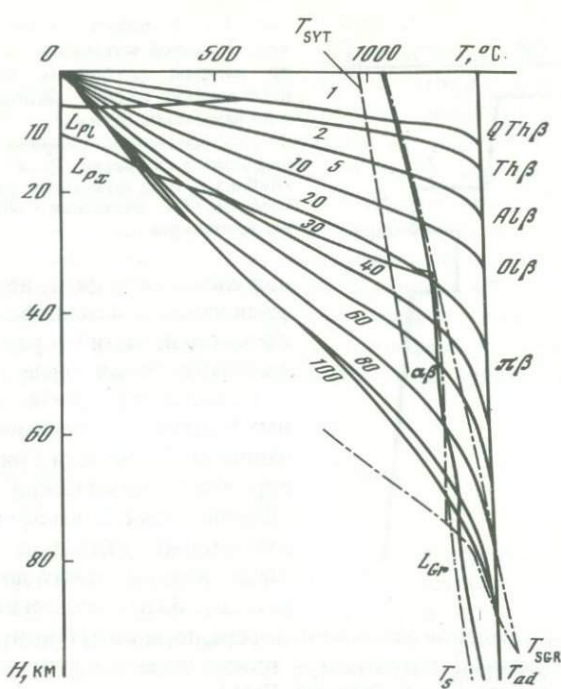


Рис. 1.2. Зависимость положения расчетных геотерм от возраста океанской литосферы [Сорохтин, Городницкий, 1976]

Цифрами указан возраст в млн. лет.  $T_{ad}$  – адиабатическая температура верхней мантии;  $T_{SGR}$  – температура солидуса по Грину и Рингвуду [1972];  $T_{SYT}$  – температура солидуса базальтов по Йодеру и Тилли [1965].

Области выплавки базальтов:  $QTth\beta$  – кварц-толеиты;  $Th\beta$  – толеиты;  $Ol\beta$  – оливковые базальты;  $\pi\beta$  – пикрит-базальты;  $\alpha\beta$  – щелочные базальты;  $Al\beta$  – глиноземистые базальты. Области устойчивых плагиоклазовых перцолитов –  $L_{pl}$ , пироксеновых перцолитов –  $L_{px}$ , гранатовых перцолитов –  $L_{Gr}$

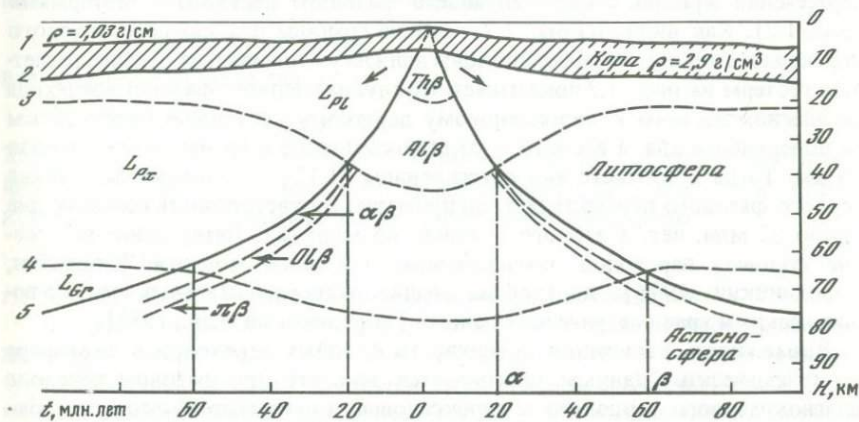


Рис. 1.3. Схематический разрез океанской литосферы

1 – поверхность дна; 2 – поверхность Моховоричича; 3 – граница первого фазового перехода; 4 – граница второго фазового перехода; 5 – подошва литосферы.

Условные обозначения областей базальтовых выплавки и устойчивого существования плагиоклазового и пироксенового перцолита – те же, что на рис. 1.2.

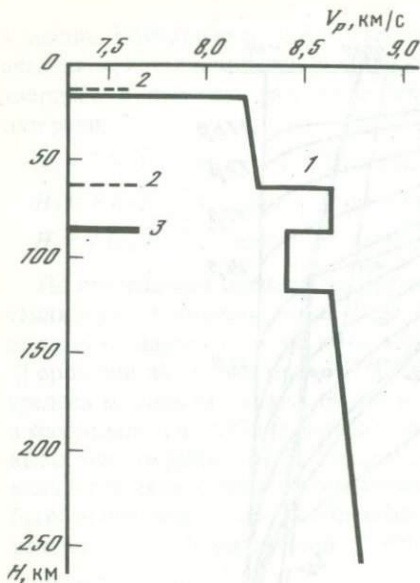


Рис. 1.4. Мощность литосферы в Северо-Западной котловине Тихого океана по данным глубинных сейсмических исследований [Asada, Shimamura, 1978] и по расчетным данным

1 — изменение скорости сейсмических волн с глубиной; 2 — теоретическая глубина границ фазовых переходов в литосфере; 3 — расчетная глубина подошвы литосферы

под слоем литосферы везде должна располагаться астеносфера, вещество которой частично расплавлено и содержит базальтовые выплавки.

Сопоставляя семейство расчетных геотерм с экспериментальными данными Рингвуда и Грина, можно определить химический состав и области существования различных базальтовых выплавок в астеносфере, которые также показаны на рис. 1.2. Здесь же приведены об-

ласти устойчивого существования в литосфере, по данным Рингвуда и Грина, различных минеральных ассоциаций — плагиоклазового, пироксенового и гранатового лерцолита [Грин, Рингвуд, 1968].

На рис. 1.3 приведен схематический разрез океанской литосферы. Как следует из рассмотренной модели образования литосферы, в ней под поверхностью Мохоровичича должны прослеживаться еще две границы раздела, соответствующие поверхностям указанных фазовых переходов плагиоклазового лерцолита в пироксеновый и пироксенового в гранатовый (см. рис. 1.3). Положение каждой из указанных границ может быть определено по точкам пересечения кривой соответствующего фазового перехода с геотермами (рис. 1.2). Как видно из рис. 1.2, глубина границы для каждого фазового перехода в сторону от рифтовой зоны должна увеличиваться. Анализ расчетных геотерм на рис. 1.2 показывает, что глубина первого фазового перехода от плагиоклазового к пироксеновому лерцолиту составляет около 35 км от поверхности дна, а второго — от пироксенового к гранатовому — около 60 км. Тогда в соответствии с уравнением (1.12) латеральное положение первого фазового перехода должно примерно соответствовать возрасту дна около 22 млн. лет, а второго — около 65 млн. лет. Латеральное положение фазовых переходов, предсказанное описанной моделью [Сорохтин, Городницкий, 1976], подтвердил анализ экспериментальных геоморфологических и гравиметрических данных [Городницкий и др., 1981].

Возможность выделения поверхности фазовых переходов в литосфере по сейсмическим данным определяется тем, что при фазовом переходе плагиоклазового лерцолита в пироксеновый и шпинелевый скорость сейсмических волн в нем скачкообразно возрастает [Рингвуд, 1972]. Это позволяет отождествить глубину первого фазового перехода с сейсмической границей, прослеживающейся в океанской литосфере под поверхностью Мохоровичича [Косминская, Капустян, 1975].

На рис. 1.4 приведен вертикальный разрез волновых скоростей по данным глубинных сейсмических исследований, выполненных Т. Асадой и Х. Шимамурой в Северо-Западной котловине Тихого океана. Положение геотраверза сейсмических работ показано на рис. 2.5. На рис. 1.4 нанесены также рассчитанные по описанной выше модели глубины залегания поверхности фазовых переходов и подошвы литосферы. Как видно из рисунка, скачкообразные изменения сейсмических скоростей и соответствующие им изменения плотности на глубинах 35 и 60 км хорошо коррелируются с теоретическими глубинами поверхностей первого и второго фазовых переходов. В свою очередь, оцененная в соответствии с уравнением (1.12) глубина залегания подошвы литосферы приурочена к скачкообразной инверсии скоростей сейсмических волн на глубине около 85 км.

## 1.2. РЕЛЬЕФ ОКЕАНСКОГО ДНА И ЕГО СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И СТРОЕНИЕМ ЛИТОСФЕРЫ

В соответствии с кристаллизационной моделью новообразования океанской литосферы охлаждение и кристаллизация базальтовой составляющей вещества астеносферы увеличивает его плотность, в результате чего возникает ситуация гравитационной неустойчивости, при которой более легкое вещество астеносферы оказывается перекрытым сверху более тяжелыми породами литосферы. Вследствие этого (по мере увеличения мощности литосферы) уровень ее поверхности должен последовательно понижаться (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973; Городницкий, Сорохтин, 1977а). Это дает возможность использовать для определения латерального изменения глубин дна океана (при удалении от осевой части срединно-океанского хребта по направлению к глубоководным океанским котловинам) условие равенства гидростатических давлений под литосферными плитами в астеносфере, в соответствии с которым (см. рис. 1.1)

$$(\Delta H_1 + \Delta h)\rho_a = \Delta h\rho_w + \Delta H_1\rho_l \quad (1.17)$$

и приращение глубины дна

$$\Delta h = \Delta H (\rho_l - \rho_a) / (\rho_a - \rho_w). \quad (1.18)$$

Здесь  $\Delta H_1$  — изменение мощности литосферы;  $\rho_l$  — средняя плотность литосферы;  $\rho_a$  — средняя плотность астеносферы;  $\rho_w$  — плотность океанской воды. Из (1.18) легко найти мощность самой литосферы:

$$H_1 = H_0 + k^P \Delta h, \quad (1.19)$$

где  $H_0$  — начальная мощность литосферы под рифтовой зоной.

Плотность пород литосферы в океанских областях, по геофизическим данным, составляет 3,32–3,40 г/см<sup>3</sup> [Вуллард, 1972], а средняя температура литосферы, согласно описанной выше модели, примерно на 600–700° меньше температуры астеносферы. Поэтому при застывании вещества в процессе образования литосферы должна возникать инверсия плотности порядка 0,06–0,07 г/см<sup>3</sup> [Сорохтин, 1974]. Входящие в состав верхней мантии лерцолиты содержат до 20% базальтовой составляющей, находящейся в расплавленном состоянии. Кристаллизация базальтов, сопровож-

дающаяся увеличением плотности на 8–9%, должна поэтому увеличить плотность лерцолитов в литосфере еще на 0,03–0,04 г/см<sup>3</sup>. Суммарное приращение плотности, таким образом, составит примерно 0,10–0,11 г/см<sup>3</sup>. Тогда плотность астеносферы под срединным хребтом может быть принята равной 3,20–3,21 г/см<sup>3</sup>. Это дает возможность принять  $k^p$  примерно равным 19 и записать формулу (1.19) с численными коэффициентами [Сорохтин, 1973]:

$$H_{l_{км}} = 7,5 + 19 \Delta h_{км} \quad (1.20)$$

Из выражения (1.20) и (1.15) можно получить среднюю зависимость приращения глубин дна от его возраста:

$$\Delta h = a \sqrt{t} = 0,35 \sqrt{t}, \quad (1.21)$$

( $\Delta h$  – в км,  $t$  – млн. лет).

Как показывает сопоставление теоретического расчета с результатами экспериментальных определений глубины кристаллического фундамента дна океана под рыхлыми осадками в Тихом и Атлантическом океанах по данным глубоководного бурения, сейсмозондирования и непрерывного сейсмопрофилирования [Parsons, Sclater, 1977], зависимость (1.21) хорошо описывает латеральное изменение рельефа дна в направлении от осей срединных океанских хребтов к глубоководным котловинам для возраста от 0 до 70 млн. лет

Согласно батиметрическим материалам, глубина дна в осевой зоне срединных хребтов составляет в среднем около 2,5 км. Для возраста дна более 70 млн. лет Парсонсом и Склейтером дается полуэкспериментальная зависимость [Parsons, Sclater, 1977]

$$\Delta h = 6400 - 3200 \exp[-t(62,8)] \text{ км.} \quad (1.22)$$

Таким образом, в соответствии с условием гидростатического равновесия латеральное изменение рельефа дна по направлению от осей срединных хребтов к глубоководным океанским котловинам определяется мощностью литосферной плиты и соотношением плотностей литосферы и астеносферы.

Условие гидростатического равновесия в любой точке астеносферы под литосферной плитой дает возможность также установить аналитическую связь между мощностью литосферы и максимальной высотой образующихся на ней подводных и надводных вулканов [Городницкий, 1977; Vogt, 1974]. Предельная высота подводных вулканов определяется из условия гидростатического равновесия вмещающей литосферной плиты со столбом базальтовой жидкости, заполняющим эруптивный канал вулкана предельной высоты  $H$  (рис. 1.5а):

$$h \rho_b + H_l \rho_l = (H_l + H_r) \rho_a + (h - H_r) \rho_b, \quad (1.23)$$

отсюда

$$H_l = H_r (\rho_a - \rho_b) / (\rho_l - \rho_a). \quad (1.24)$$

Для надводных вулканов (рис. 1.5,б) уравнение гидростатического равновесия будет иметь вид [Городницкий, 1979б]

$$(H_l - H_r) \rho_a = H_l \rho_l + h \rho_b, \quad (1.25)$$

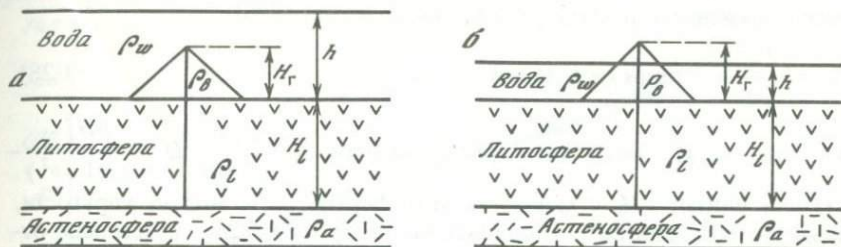


Рис. 1.5. Схема расчета предельной высоты подводного (а) и надводного (б) вулканов на океанской литосфере

откуда

$$H_l = \frac{h\rho_b - H_T\rho_a}{\rho_a - \rho_b} = \frac{h - 3,2H_T}{2,2} \quad (1.26)$$

Формулы (1.24) и (1.26) позволяют использовать для приближенной оценки мощности океанской литосферы максимальные высоты действующих вулканов [Городницкий, 1977].

Так, мощность литосферы под вулканом Мауна-Лоа (Гавайские острова), рассчитанная в соответствии с (1.26), составляет величину порядка 65 км. Это хорошо согласуется с оценками мощности литосферы в этом районе по (1.12) [Городницкий, Сорохтин, 1977а], а также со значениями толщины литосферы, которые были определены по максимальной глубине очагов землетрясений под Гавайскими островами [Smith, 1975; Ушаков, Галушкин, 1978].

Аналогичная мощность литосферы в районе Гавайских островов получена по положению скачка волны Рэлея [Leeds et al., 1974].

Следует отметить, что вулканические хребты, крупные вулканические подводные горы и острова, существующие десятки миллионов лет, создают дополнительную нагрузку на океанскую литосферу, вызывающую ее прогибание. При этом, по существующим оценкам [Магницкий, 1965; Лобковский, 1976], время релаксации избыточных напряжений для океанской литосферы не превышает  $10^6$  лет.

В случае, если линейные размеры нагрузки значительно превышают мощность литосферы и достигают нескольких сот километров, прогиб упругой литосферной плиты может быть определен по уравнению изостатической компенсации нагрузок [Лобковский, 1976]

$$W = (\rho_1/\rho_0)h. \quad (1.27)$$

Здесь  $\rho_1$  — плотность нагрузки;  $\rho_0$  — плотность субстрата;  $h$  — толщина слоя нагрузки.

Для цепочек подводных и надводных вулканов наблюдаемые прогибы литосферы составляют примерно до  $0,4h$ , где  $h$  — высота вулканов [Eaton, 1962; Saito, 1962]. В общем случае прогиб упругой литосферы, покоящейся на жидкой астеносфере, под действием сосредоточенной силы  $P$  опреде-



ляется выражением [Hetenyi, 1946; Лобковский, 1976]

$$W = \frac{P\lambda}{2k} e^{-\lambda x} (\cos \lambda x + \sin \lambda x), \quad (1.28)$$

где  $k \doteq (\rho_a - \rho_w)g$  — модуль жидкого основания;  $\lambda = \sqrt[4]{\frac{k}{4D}}$   $D = \frac{EH_1^3}{12(1-\nu^2)}$  — жесткость плиты;  $H_1$  — мощность литосферы;  $E$  — модуль упругости, равный  $0,6 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> [Лобковский, 1976];  $\nu = 0,25$  — пуассоново отношение.

Приведенные выражения позволяют оценить дополнительное прогибание океанской литосферы под вулканическими нагрузками.

### 1.3. АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И СТРОЕНИЕМ ЛИТОСФЕРЫ

Ситуация гравитационной неустойчивости на границе литосфера—астеносфера, при которой более плотная литосфера подстилается менее плотным веществом астеносферы, создает принципиальную возможность использования для изучения мощности и строения литосферы результатов гравиметрических съемок в океане.

Поскольку срединные океанские хребты в основном изостатически уравновешены, значительные аномалии Фая над ними отсутствуют. Обобщение и анализ материалов многочисленных гравиметрических съемок, а также данных измерений со спутников (в результате чего было проанализировано более 100 пересечений срединных хребтов, главным образом в Северной и Южной Атлантике) позволили Р. Кохрану и М. Тальвани на основе осреднения аномалий в свободном воздухе по квадратам  $1^\circ \times 1^\circ$  установить закономерности их латерального изменения в направлении от осей срединных хребтов к более древним районам Мирового океана [Cochran, Talwani, 1978]. Осредненная кривая зависимости аномалий в свободном воздухе от возраста дна океанов приведена на рис. 1.6. Как видно из рисунка, средние величины аномалий Фая в океанах меняются от 23 мГал над осевой частью срединных хребтов до 0 мГал для возраста дна около 40 млн. лет. Если аппроксимировать кривую  $\Delta g = f(t)$  экспериментальной корневой зависимостью, то она может быть представлена в виде

$$\Delta g = g_0 - k^\Phi \sqrt{t} \quad (1.29)$$

при  $t = 40$  млн. лет,  $\Delta g = 0$  при  $g_0 = 23$  мГал  $k^\Phi = \frac{23}{\sqrt{40}} = 3,65$ , отсюда

$$\Delta g = 23 - 3,65 \sqrt{t}, \quad (1.30)$$

( $\Delta g$  — в мГал;  $t$  — в млн. лет).

Анализ экспериментальных гравиметрических данных и теоретическое моделирование позволяют установить связь между мощностью литосферы и аномалиями силы тяжести в редукции Буге [Гайнанов, 1978; Гайнанов, Корякин, 1979; Монин, Мирлин, 1979]. В связи с этим остановимся более подробно на плотностных характеристиках океанской литосферы и на связи теоретических и экспериментальных гравитационных аномалий.

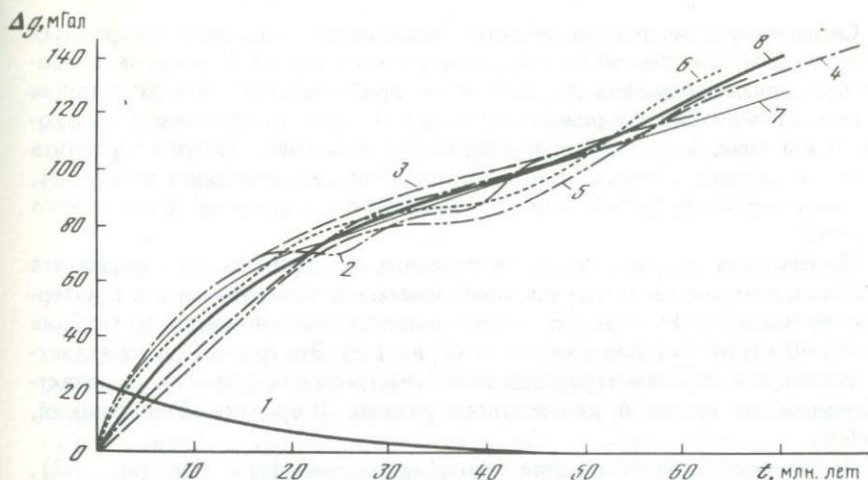


Рис. 1.6. Изменение аномалий силы тяжести с увеличением возраста океанской литосферы

1 — экспериментальная кривая осредненных значений аномалий в свободном воздухе [Cochran, Talwani, 1978]; 2 — осредненные значения аномалий Буге [Монин, Мирлин, 1979]; 3 — кривая расчетных значений аномалий Буге по формуле (1.32); 4 — расчетная кривая аномалий Буге по плотностной модели [Федорова, 1980]; 5 — экспериментальная кривая Буге по данным 43-го рейса нис "Витязь" [Тулин и др., 1974]; 6 — экспериментальная кривая Буге по данным съемок в Атлантике [Гайнанов и др. 1975а,б]; 7 — расчетная кривая Буге согласно формуле (1.31); 8 — осредненная кривая Буге

Из модели строения литосферы Мирового океана, общая мощность которой увеличивается с возрастом, следует, что в литосфере могут быть выделены пять основных границ плотностного раздела (см. рис. 1.3): 1 — граница раздела вода—дно океана, 2 — поверхность Мохоровичича, 3 — поверхность первого фазового перехода от плагноклазового лерцолита к пироксеновому, 4 — поверхность второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому, 5 — подошва литосферы, соответствующая положению границы плотностного раздела литосфера—астеносфера [Сорохтин, Городницкий, 1976].

Форма первой границы раздела (вода—океанское дно) может быть в первом приближении описана уравнением, вытекающим из условия гидростатического равновесия [Сорохтин, 1973].

Поверхность Мохоровичича в теле литосферы (граница 2 на рис. 1.3) представляет собой основную субгоризонтальную границу, на которой происходит резкое изменение сейсмических скоростей и плотности, и отделяет верхний слой литосферы — земную кору — от ее нижних слоев. В соответствии с многочисленными данными сейсмических исследований, выполненных в различных районах Мирового океана, мощность океанской коры в большинстве областей, не осложненных вулканическими сооружениями, остается примерно постоянной и составляет в среднем 6 км. Непосредственно в рифтовых зонах наблюдается некоторое уменьшение мощности коры (до 4 км) [Ле Пишон и др., 1977]. В первом приближении можно считать, что при удалении от оси хребта граница 2 конформна поверхности дна океана.

Согласно рассмотренной модели образования литосферы поверхность первого фазового перехода от плагиоклазового лерцолита к пироксеновому в интервале возрастов 20–50 млн. лет приближается к поверхности дна и далее становится субгоризонтальной при глубине от поверхности дна около 35 км (рис. 1.3). Поскольку при переходе плагиоклазового лерцолита в пироксеновый скорость сейсмических волн скачкообразно возрастает, то эта поверхность должна одновременно являться границей плотностного раздела.

Поверхность второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому, в свою очередь, приближается к поверхности дна в интервале времени 60–80 млн. лет и далее остается горизонтальной на глубине около 60 км от этой поверхности (см. рис. 1.3). Эта граница также является ступенью в глубинном распределении сейсмических скоростей и соответствующей ей границей плотностного раздела [Сорохтин, Городничский, 1976].

Положение границы раздела литосфера–астеносфера (см. рис. 1.3), соответствующей температуре солидуса мантийного вещества, в первом приближении может быть описано уравнением (1.12).

При интерпретации гравитационных аномалий стандартная плотность земной коры обычно принимается равной  $2,67 \text{ г/см}^3$  [Гайнанов, Корякин, 1979]. Однако данные лабораторных исследований и глубинное сейсмическое зондирование в океане свидетельствуют о том, что в океане плотность земной коры изменяется в пределах  $2,87\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$  [Вуллард, 1972; Vogt, 1974]. Поэтому среднее значение плотности для океанской коры может быть принято равным  $2,90 \text{ г/см}^3$ .

Плотность океанской литосферы, определенная по геофизическим данным, как отмечалось выше, изменяется в пределах  $3,30\text{--}3,40 \text{ г/см}^3$  [Вуллард, 1972; Гайнанов, Корякин, 1979]. Среднее значение плотности литосферы поэтому может быть равным  $3,35\text{--}3,37 \text{ г/см}^3$ .

При этом, по данным А.Э. Рингвуда, расчетные значения плотности для плагиоклазового, пироксенового и гранатового пиrolита составляют соответственно  $3,26$ ,  $3,33$  и  $3,38 \text{ г/см}^3$  [Рингвуд, 1972].

В соответствии с выбранными параметрами была рассчитана теоретическая аномалия силы тяжести как функция времени в модели океанской литосферы для возрастного интервала от 0 до 80 млн. лет [Федорова, 1980]. Аномалия силы тяжести рассчитывалась в редукции Буге при плотности промежуточного слоя  $2,90 \text{ г/см}^3$ , что соответствует средней плотности океанской коры. Расчет произвоился на ЭВМ БЭСМ-4 по программе, составленной на кафедре геофизических методов исследования земной коры МГУ. Расчетная кривая (4) изменения аномалии Буге с возрастом согласно описанной выше плотностной модели представлена на рис. 1.6.

Для сравнения результатов расчетов по модели с экспериментальными гравиметрическими данными на этот же рисунок нанесены осредненные аномалии Буге по материалам гравиметрических съемок, выполненных в Северной Атлантике в районе между  $22^\circ$  с.ш. и  $49^\circ$  с.ш. [Гайнанов, и др., 1975а; Гайнанов, Корякин, 1979], а также данные профильной гравиметрической съемки через Срединно-Атлантический хребет, проведенный в 43-м рейсе нис "Витязь" [Тулин и др., 1974] (см. рис. 1.6, кривые 5–7). Аномалии силы тяжести в редукции Буге вычислены при плотности промежуточ-

ного слоя  $2,9 \text{ г/см}^3$  и осреднены в одноградусном интервале с учетом влияния топографии в радиусе 167 км.

Как показывает сопоставление, модельные и экспериментальные кривые аномалий Буге обнаруживают общее соответствие. Связь между величиной аномалии Буге и возрастом литосферы может быть приближенно выражена корневой зависимостью

$$\Delta g = k^r \sqrt{t}. \quad (1.31)$$

Для расчета теоретической аномалии Буге при возрасте дна более 70 млн. лет следует, по-видимому, учитывать влияние границы второго полиморфного фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому.

Аналогичные результаты были получены на основе обработки экспериментальных данных Ламонтской геофизической обсерватории [Монин, Мирлин, 1979; Городницкий и др., 1981]. Были рассчитаны аномалии Буге по семнадцати профилям, пересекающим срединно-океанские хребты в Атлантическом и Тихом океанах, и определена экспериментальная зависимость сглаженных аномалий Буге от возраста дна океана (рис. 1.6, кривая 2).

При расчетах аномалий Буге плотность промежуточного слоя принималась равной  $2,67 \text{ г/см}^3$ . Значения аномалий Буге осреднялись для каждых 2,5 млн. лет в интервале времени 0–20 млн. лет и для каждых 5 млн. лет в возрастном интервале 20–60 млн. лет. Для интервала 0–20 млн. лет средняя кривая аномалий Буге аппроксимируется зависимостью

$$\Delta g = 186(1 + 0,08\sqrt{t}), \quad (1.32)$$

где  $\Delta g$  — аномалия Буге, мГал;  $t$  — возраст дна океана, млн. лет.

При сопоставлении экспериментальной (2) и расчетной (3) кривых Буге на рис. 1.6 оказывается, что для возраста дна более 20 млн. лет имеется систематическое отклонение экспериментальной кривой Буге от расчетной в сторону меньших значений. Сравнение этих данных с теоретической моделью позволяет предположить, что отклонение экспериментальной кривой Буге, возможно, связано с первым фазовым переходом от плагиоклазового лерцолита к пироксеновому, который должен сопровождаться изменением эффективной плотности.

Численные значения коэффициента  $k^r$  в уравнении (1.31) могут быть подобраны на основе наилучшего соответствия теоретических и экспериментальных кривых [Городницкий, 1983]. Воспользуемся для этого методом наименьших квадратов и проанализируем, при каком среднем  $k^r$  расчетная кривая будет наилучшим образом соответствовать осредненной экспериментальной зависимости величины аномалии Буге от возраста (рис. 1.6, кривая 2). Составим для этого функционал

$$R = \sum_{i=1}^n (g_{\text{эксп}}^{(i)} - k^r \sqrt{t_i})^2, \quad (1.33)$$

где  $\Delta g_{\text{эксп}}^{(i)}$  — измеренное значение  $\Delta g$  в  $i$ -й точке;  $n$  — число точек. Минимум его

$$\partial R / \partial k^r = -2 \sum_{i=1}^n (\Delta g_{\text{эксп}}^{(i)} - k^r \sqrt{t_i}) \sqrt{t_i}, \quad (1.34)$$

отсюда

$$k^r = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta g_{\text{эксп}}^{(i)} \sqrt{t_i}}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (1.35)$$

Расчет  $k^r$  по уравнению (1.34) показывает, что  $k^r = 15,7 \pm 0,6$ .  
При этом

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (g_{\text{эксп}}^{(i)} - k^r \sqrt{t_i})^2}{(n-1)}} = \pm 7 \text{ мГал.} \quad (1.36)$$

Расчетная кривая ( $T$ )  $\Delta g = 15,7 \sqrt{t}$  приведена на рис. 1.6.

На основе полученной зависимости, используя формулу (1.12), можно перейти к выражению для оценки мощности литосферы

$$\Delta H_l = \Delta g / k^r = 0,48 \Delta g, \quad (1.37)$$

( $\Delta H_l$  — в км,  $\Delta g$  — в мГал).

Соотношение (1.37) может быть использовано для оценки мощности литосферы по осредненным значениям аномалии Буге для районов Мирового океана с возрастом дна до 70 млн. лет. Для более древних районов численная величина коэффициента  $k^r$  должна корректироваться в зависимости от принятой плотности промежуточного слоя, изменения избыточной плотности на границе литосфера—астеносфера и учета дополнительных слоев, а также по независимым экспериментальным определениям мощности литосферы. Так, сопоставление результатов расчета мощности литосферы для центральной части Тихого океана по профилю поднятия Альбатрос—Гавайские острова — Филиппинское море, проведенного по гравиметрическим данным [Гайнанов и др., 1976], возрасту и рельефу дна [Городницкий, 1979б], обнаруживает расхождение для западной, наиболее древней части Тихого океана. Это расхождение устраняется, если предположить, что избыточная плотность на границе литосфера—астеносфера уменьшается в направлении от Восточно-Тихоокеанского срединного поднятия к Северо-Западной котловине от 0,10 до 0,06 г/см<sup>3</sup> [Гайнанов, Корякин, 1979].

Т. Йоши [Yoshii, 1973] исследовал связь с возрастом дна океана для своеобразной модификации аномалии Буге, названной им разностной гравитационной аномалией. Разностная гравитационная аномалия (РГА) имеет следующее выражение [Yoshii, 1973]:

$$\Delta g_{\text{РГА}} = g_{\Phi} - 2\pi k^2 \sum_i H_i (\rho_i - \rho_m). \quad (1.38)$$

Здесь  $k$  — гравитационная постоянная;  $g_{\Phi}$  — аномалия Фая;  $\rho_m$  — плотность верхней мантии;  $H_i$  — мощность  $i$ -го кристаллического слоя по сейсмическим данным;  $\rho_i$  — плотность этого слоя, которая может быть оценена по скоростям сейсмических волн [Берч, 1972]. Для простой модели остывания и кристаллизации литосферы выражение (1.38) будет иметь вид

$$\Delta g_{\text{РГА}} = -2\pi k^2 \alpha \rho_2 \int \tau(z) dz + \text{const}, \quad (1.39)$$

где  $\rho_1$  — плотность воды;  $\rho_2$  — плотность верхней мантии;  $\alpha$  — коэффициент теплового расширения;  $\tau(z)$  — температурное отклонение от стандартных условий.

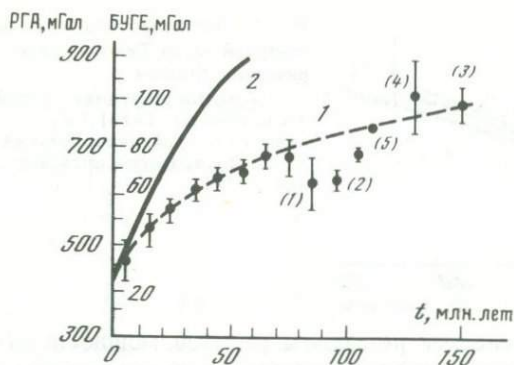


Рис. 1.7. Связь между аномалиями силы тяжести и возрастом литосферы в северной части Тихого океана

1 – разностные гравитационные аномалии (РГА) [Yoshii, 1973]; (1) – Гавайский хребет, (2) – Паресе Вела, (3) – возвышенность Шатского, (4) – Северо-Западная котловина, (5) – Императорский хребет, 2 – аномалии Буге [Гайнанов, Корякин, 1979]

При стационарном процессе получаем линейное соотношение

$$\Delta g_{РГА} = -2\pi k^2 \Delta \rho \Delta h. \quad (1.40)$$

Здесь  $\Delta h$  – разность глубин дна между любой точкой склона срединного хребта и глубоководным ложем океана;  $\Delta \rho$  – избыточная плотность литосферы по отношению к воде ( $3,4 - 1,03 = 2,37 \text{ г/см}^3$ ). Для приведенных численных значений параметров

$$2\pi k \Delta \rho = 100 \text{ мГал/км}. \quad (1.41)$$

На рис. 1.7 приведена кривая изменения с возрастом средней величины РГА для северной части Тихого океана [Yoshii, 1973]. Здесь же приведена для сравнения осредненная кривая Буге по широтному профилю, пересекающему северную часть Тихого океана от Сан-Франциско до Императорского хребта.

Связь величины РГА с мощностью литосферы для случая, когда избыточная плотность на подошве литосферы  $\Delta \rho$  сохраняется постоянной, имеет вид

$$\Delta g'_{РГА} = 2\pi k^2 \Delta \rho \Delta H_1 + \text{const}. \quad (1.42)$$

Во втором случае при  $\int \dot{r}(z) dz = T_s \Delta H_1 / 2 + \text{const}$

$$\Delta g''_{РГА} = \pi k^2 \alpha \rho_2 T_s \Delta H_1 + \text{const}. \quad (1.43)$$

Здесь  $T_s$  – температура солидуса базальта (около  $1100^\circ \text{C}$ );  $\Delta \rho = 0,1 \text{ г/см}^3$ ;  $\alpha = 6 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ \text{C}$ ;  $\rho_2 = 3,4 \text{ г/см}^3$ . При указанных параметрах

$$\Delta g'_{РГА} = 4,19 \Delta H_1 + \text{const}, \quad (1.44)$$

$$\Delta g''_{РГА} = 4,70 \Delta H_1 + \text{const}. \quad (1.45)$$

Выражение для оценки мощности литосферы в этом случае

$$\Delta H_1 = 0,22 \Delta g_{РГА}, \quad (1.46)$$

( $\Delta g_{РГА}$  – в мГал,  $\Delta H_1$  – в км).

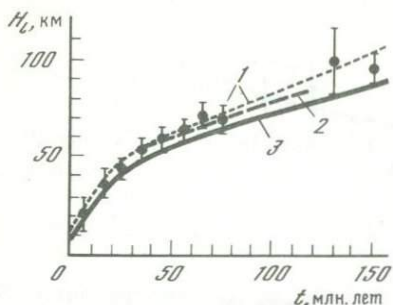


Рис. 1.8. Расчетная мощность литосферы для северной части Тихого океана по гравиметрическим данным

1 — точки и средняя кривая по РГА согласно [Yoshii, 1973]; 2 — то же по аномалиям Буге [Гайнанов, Корякин, 1979]; 3 — то же по возрасту литосферы [Гордницкий, 1979]

На рис. 1.8 приведены результаты расчетов мощности литосферы для северной части Тихого океана, выполненные по разностным гравитационным аномалиям. Здесь же для сравнения нанесены данные расчета мощности литосферы по аномалиям Буге (в относительных единицах) для указанного широтного профиля от Сан-Франциско до Императорского хребта, а также результаты расчета мощности литосферы по уравнению (1.12). Как видно из рис. 1.8, для районов океана с возрастом до 70–100 млн. лет, не осложненных системами вулканических сооружений, расхождение между данными расчетов по каждому способу не превышает 10%. Средняя квадратичная погрешность оценки мощности литосферы по аномалиям Буге и уравнению (1.12) составляет около 5 км.

Следует, однако, отметить, что вопрос об использовании аномалий силы тяжести для оценки мощности литосферы в областях океанов с аномальной мощностью коры представляется сложным. Совместная интерпретация гравиметрических данных и материалов сейсмических исследований позволила выявить прямую связь между аномалиями Буге и мощностью земной коры для континентов и океанов [Вуллард, 1972; Деменицкая, 1958, 1961; Андреев, Клушин, 1965; Гайнанов, 1974].

Было установлено, что для океанской коры эта связь в первом приближении носит линейный характер. При этом для наиболее типичного диапазона изменения интенсивности аномалий Буге в океанах от +200 до +350 мГал увеличение мощности коры на 1 км вызывает уменьшение интенсивности гравитационной аномалии примерно на 20–30 мГал. Поскольку перепад плотности на поверхности Мохоровичича (около 0,4 г/см<sup>3</sup>) значительно больше, чем на подошве литосферы, и сама поверхность Мохоровичича ближе к плоскости измерений, то изменения ее рельефа оказывают значительное влияние на величину аномалий Буге.

Так, например, в Тихом океане интенсивные минимумы аномалий Буге над Гавайскими островами (где, как видно из рис. 1.7, отмечается также минимум аномалии РГА), подводным хребтом Маркус-Неккер, Каролинскими, Маршалловыми и Филиппинскими островами связаны, по-видимому, с увеличением мощности коры в этих районах. Поэтому для использования аномалий Буге при оценке мощности литосферы необходимо произвести предварительный учет гравитационного влияния аномальной мощности земной коры по данным сейсмических исследований.

В качестве примера можно привести учет гравитационного влияния при увеличении мощности коры в районе Гавайских островов [Гайнанов, Корякин, 1979]. Сглаженная аномалия Буге в этих районах превышает

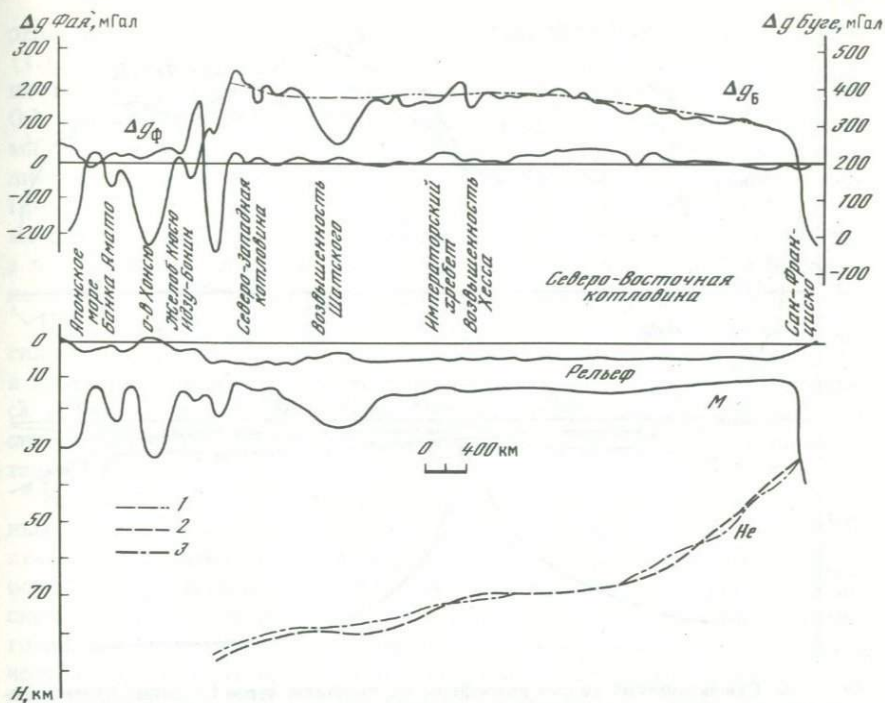


Рис. 1.9. Расчетная мощность литосферы по профилю через северную часть Тихого океана

Среденная аномалия Буге — 1; глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге — 2, по возрасту — 3

аномалию Буге над осевой частью срединного поднятия Альбатрос примерно на 220 мГал (рис. 1.9). Такое увеличение аномалии Буге при избыточной плотности на подошве литосферы  $0,1 \text{ г/см}^3$  соответствует приращению мощности литосферы около 55 км. Если принять  $H_0 = 7,5 \text{ км}$ , то мощность литосферы для южной части Гавайских островов составит около 63 км. Это хорошо соответствует результатам оценки мощности литосферы в этом районе по данным геохронологии и по максимальной высоте вулканов [Городницкий, 19796].

На рис. 1.9 представлен разрез мощности литосферы через Северную часть Тихого океана от Сан-Франциско до о-ва Хонсю, составленный по гравиметрическим данным и возрасту дна.

Как видно из разреза, на возвышенности Шатского отрицательная аномалия Буге амплитудой около 200 мГал связана, по-видимому, не с утонением литосферы, как это предполагалось ранее [Городницкий и др., 1979 г], а с утолщением коры, достигающей здесь мощности 22 км.

На рис. 1.10 приведены результаты расчета мощности литосферы по материалам гравиметрической съемки, проведенной в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" в Северной Атлантике по трансатлантическому профилю, пересекающему Срединно-Атлантический хребет по  $14^\circ$  с.ш. и имеющему общую протяженность около 2500 миль [Городницкий, Корякин, 1981a].

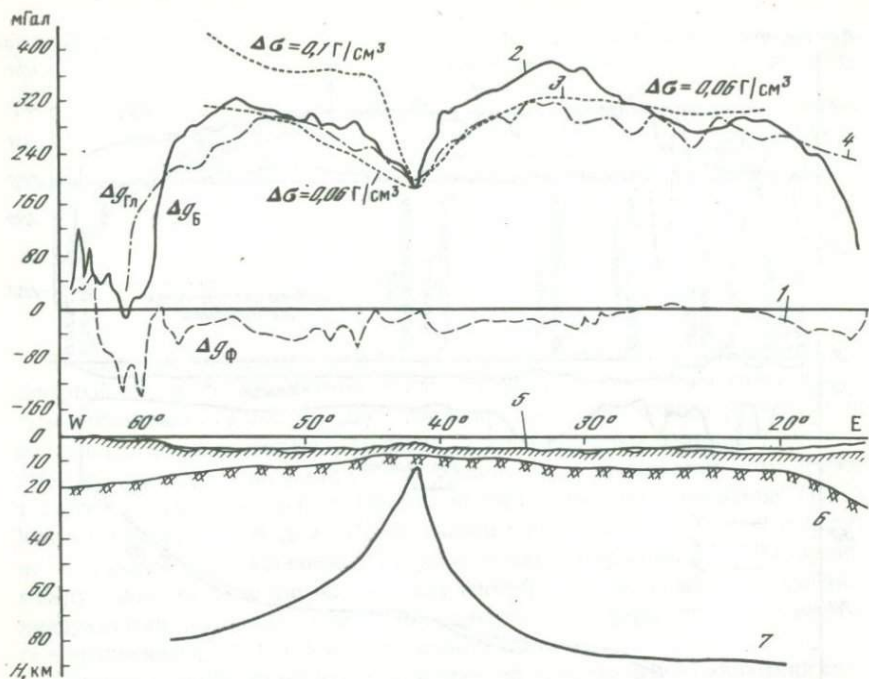


Рис. 1.10. Схематический разрез литосферы по профилю через Срединно-Атлантический хребет, выполненный в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" [Городницкий, Корякин, 1981а]

1 — аномалии Фая; 2 — аномалии Буге; 3 — расчетные аномалии Буге при различных значениях избыточной плотности на подошве литосферы; 4 — аномалии Гленни; 5 — рельеф дна; 6 — поверхность Мохоровичича; 7 — подошва литосферы

В состав комплексных геофизических работ на профиле входили эхолотный промер, геомагнитная и гравиметрическая съемка и непрерывное сейсмопрофилирование. Приведенный на рис. 1.10 разрез литосферы по указанному профилю показывает рельеф дна океана, мощность рыхлых отложений, достигающих в восточной части профиля 2,5 км, а также поверхность Мохоровичича и подошву литосферы, определенную различными методами. Мощность земной коры, использованная при расчетах, взята по данным глубинных сейсмических зондирований, выполненных советскими и зарубежными исследователями.

На представленном графике обращает на себя внимание отчетливая асимметрия гравитационного поля в Северной Атлантике относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Осредненные аномалии Буге в восточной части океана примерно на 20–30 мГал больше, чем в западной. Как показывает анализ данных сейсмических исследований, эту асимметрию нельзя объяснить утонением коры в восточной части Атлантики. Поэтому более вероятно, что асимметрия поля силы тяжести связана со строением океанской литосферы.

Глубина залегания подошвы литосферы на профиле определялась по аномалиям Буге, по уравнению (1.37) и методу подбора, по перепаду

рельефа дна, а также по возрасту литосферы в соответствии с формулой (1.12). При расчете мощности литосферы методом подбора избыточная плотность на подошве литосферы в одном варианте принималась равной 0,1, в другом — 0,06 г/см<sup>3</sup>. Как видно из рис. 1.10, вычисления различными способами показывают аналогичный характер изменения мощности литосферы по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта. При начальной мощности литосферы под рифтовой зоной около 10 км мощность литосферы в западной части профиля увеличивается до 75 км, а в восточной — до 85–90 км. Описанная выше асимметрия аномалий силы тяжести, по-видимому, связана с этим различием в мощности литосферы.

Наряду с аномалиями Буге и Фая на графике показаны также аномалии силы тяжести в редукции Гленни, которая учитывает влияние рельефа дна, а также изостатическую компенсацию в дальних зонах (за пределами радиуса 200 км от точки наблюдения). Полученная методом подбора расчетная аномалия Гленни удовлетворительно совпадает с осредненной экспериментальной кривой Гленни.

Таким образом, приведенный выше совместный анализ экспериментальных и теоретически рассчитанных аномалий силы тяжести в океане позволяет сделать вывод о закономерной связи латерального изменения их осредненных значений с возрастом и соответственно с мощностью океанской литосферы. Это дает возможность использовать осредненные значения гравитационных аномалий совместно с данными других геолого-геофизических исследований для оценки мощности и глубинного строения океанской литосферы. Представляется необходимым при этом производить тщательный учет гравитационного влияния, вызванного изменением мощности океанской коры, используя материалы сейсмических исследований.

#### 1.4. ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК ЧЕРЕЗ ДНО ОКЕАНА И ЕГО СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И СТРОЕНИЕМ ЛИТОСФЕРЫ

Современная модель образования океанской литосферы позволяет исследовать связь между ее мощностью и величиной теплового потока, измеренного на поверхности дна океана [Sclater, Francheteau, 1970; Pollack, Chapman, 1977; Городничкий, 1979а; Городничкий, Сорохтин, 1981].

Как показывают результаты многочисленных геотермических измерений в различных районах Мирового океана, тепловой поток через дно океана достигает своих наибольших значений в области срединных хребтов и рифтовых зон и постепенно уменьшается с увеличением возраста литосферных плит [Herzen, Lee, 1969; Sclater, Francheteau, 1970; Sclater et al., 1976; Pollack, Chapman, 1977].

Используя кристаллизационную модель образования океанской литосферы, остановимся на возможностях оценки мощности литосферы по данным измерений теплового потока через дно океана. Поскольку, как отмечалось выше, мощность океанской литосферы определяется глубиной поверхности солидуса вещества верхней мантии, задача сводится к отысканию решения для определения глубины этой поверхности [Городничкий, 1979а; Городничкий и др., 1979а].

Рассмотрим возможные варианты этого решения. Из общего уравнения теплопроводности (1.1) при  $T = 0^\circ\text{C}$  и  $z = 0$  [Карслоу, Егер, 1964] можно

найти следующее выражение для теплового потока [Сорохтин, 1974]:

$$q = \lambda_l T_a / (2\sqrt{\pi a t}) = k / \sqrt{t}. \quad (1.47)$$

Здесь  $\lambda_l = 7,3 \cdot 10^{-3}$  кал/(см  $\cdot$  с  $\cdot$   $^{\circ}$ С);  $a = 7,9 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с;  $T_a = 1350^{\circ}$ С. Подставив численные значения параметров, получим

$$q = 12 / \sqrt{t}, \quad (1.48)$$

где  $q$  — плотность теплового потока в мккал/(см<sup>2</sup>  $\cdot$  с);  $t$  — время в млн. лет. Из (1.48) и (1.12) можно перейти к выражению для оценки мощности литосферы

$$H_l = 84,7/q \quad (1.49)$$

( $H_l$  — в км,  $q$  — в мккал/(см<sup>2</sup>  $\cdot$  с)), или

$$H_l = 3546/q \quad (1.50)$$

( $H_l$  — в км,  $q$  — в мВт/м<sup>2</sup>). Используя совместно уравнения (1.47) и (1.8), можно найти другое выражение для мощности литосферы:

$$H_l = T_s \lambda_l / q, \quad (1.51)$$

где  $T_s$  — температура солидуса мантийного вещества.

Как показывают результаты многочисленных экспериментальных исследований [Йодер, 1979; Kushiro et al., 1968; Ringwood, 1969; Ito, Kennedy, 1967], температура солидуса мантийного вещества с увеличением глубины и ростом давления не остается постоянной, а растет по закону, близкому к линейному (рис. 1.11). Это дает возможность в первом приближении выразить  $T_s$  в виде

$$T_s = T_{s_0} + \alpha H_l, \quad (1.52)$$

где  $\alpha$  — вертикальный градиент температуры солидуса в  $^{\circ}$ С/км. Тогда из (1.51) и (1.52) можно найти выражение для мощности литосферы:

$$H_l = T_{s_0} \lambda_l / (q - \alpha \lambda_l). \quad (1.53)$$

Как видно на рис. 1.11, большая часть графиков зависимости температуры солидуса от глубины, аппроксимируемых прямыми, в том числе и осредненная кривая, имеют угловой коэффициент  $\alpha$ , равный примерно  $3^{\circ}$ С/км. Имеются однако и отклонения. Как видно на этом же рисунке, по данным Х. Йодера, значения  $\alpha$  составляют  $4-5^{\circ}$ С/км. Приведенная к поверхности температура солидуса мантийного вещества перцолитового состава, как следует из того же рисунка, может быть принята в среднем равной  $1100^{\circ}$ С. Подставив в (1.53) численные значения параметров, получим

$$H_l = 80,2 / (q - 0,02) \quad (1.54)$$

( $q$  — в мккал/(см<sup>2</sup>  $\cdot$  с),  $H_l$  — в км), или

$$H_l = 3358 / (q - 9) \quad (1.55)$$

( $q$  — в мВт/м<sup>2</sup>,  $H_l$  — в км).

На рис. 1.12 приведены рассчитанные в соответствии с уравнением (1.53) кривые связи между мощностью литосферы и значениями теплового потока для  $\alpha = 2, 3, 4$  и  $5^{\circ}$ С/км.

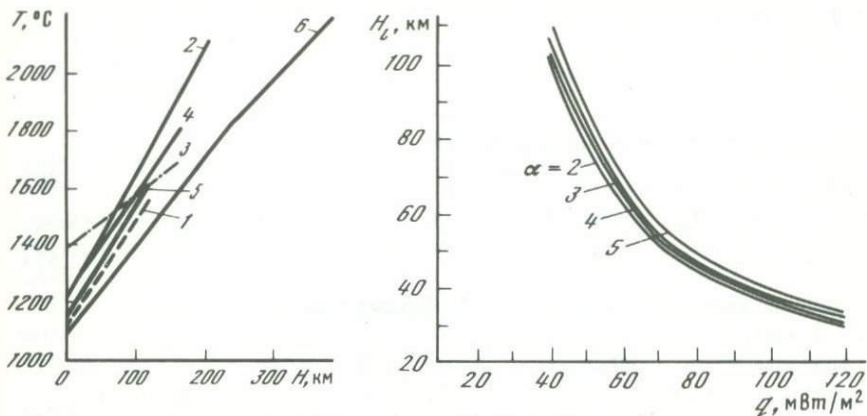


Рис. 1.11. Изменение с глубиной температуры солидуса для сухого перидотита и пиролита

Экспериментальные данные [Ito, Kennedy, 1967] — 1; [Йодер, 1979] — 2; [Йодер, Тилли, 1965] — 3; [Kushiro et al., 1968] — 4; [Ringwood, 1969] — 5; 6 — осредненная кривая плавления по [Pollack, Chapman, 1977]

Рис. 1.12. Связь между мощностью литосферы и величиной теплового потока при различных значениях коэффициента  $\alpha$

Уравнения (1.49), (1.50) и (1.54)–(1.55), а также графики, представленные на рис. 1.12, могут быть использованы для приближенной оценки мощности океанской литосферы по величинам фонового теплового потока через дно океана. Вместе с тем приведенная на графиках обратная зависимость между величиной теплового потока и расчетной мощностью литосферы указывает на то, что при малых значениях теплового потока существенно возрастает роль ошибки измерения и даже при относительно небольших вариациях теплового потока вычисленная мощность литосферы будет меняться в широких пределах. Это создает дополнительные трудности при расчете мощности литосферы в областях с пониженным тепловым потоком.

Если представить, что в некоторый момент времени  $t = 0$  в однородной среде, заполненной веществом с теплопроводностью  $\lambda$  и температуропроводностью  $a$ , на уровне  $z = 0$  начал действовать энергетический тепловой источник, занимающий нижнее полупространство ( $z \leq 0$ ), то в простом варианте действие источника может быть выражено через функцию Хэвисайда  $\sigma(t)$  в виде

$$T(X = 0, t) = T_s \sigma(t). \quad (1.56)$$

При этом на поверхности полупространства, имеющего координату  $z = H$ , поддерживается постоянная температура  $T_0$ . Можно считать, что до появления теплового источника ( $z \leq 0$ ) в среде существовала установившаяся температура

$$U_0(x) = T_0 + (q/\lambda) (H_1 - z), \quad (1.57)$$

где  $q$  — нормальное значение плотности теплового потока.

Для того чтобы найти распределение температуры в полупространстве,

необходимо решить уравнение

$$a \frac{\partial^2 U(z, t)}{\partial z^2} - \frac{\partial U(z, t)}{\partial t} = 0 \quad (1.58)$$

с начальными и граничными условиями

$$U(z, t = 0) = U_0(z), \quad (1.59)$$

$$U(z = 0, t) = T_s, \quad (1.60)$$

$$U(H_l, t) = T_0. \quad (1.61)$$

Решение такой задачи при  $H_l \geq z \geq 0$  имеет вид

$$U(z, t) = T_0 + \frac{q_0}{\lambda} (H_l - z) + (T_s - \frac{q}{\lambda} H_l - T_0) \times \\ \times \sum_{k=0}^{\infty} \left\{ \Phi^* \left[ \frac{2kH_l + z}{2\sqrt{at}} \right] - \Phi^* \left[ \frac{2(k+1)H_l - z}{2\sqrt{at}} \right] \right\}, \quad (1.62)$$

где  $\Phi^*(y)$  – дополнение интеграла вероятностей:

$$\Phi^*(y) = 1 - \Phi(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_y^{\infty} e^{-\eta^2} d\eta. \quad (1.63)$$

Выражение для теплового потока  $q(z, t)$  при  $z = H_l$ :

$$q(H_l, t) = -\lambda \left. \frac{\partial U(z, t)}{\partial z} \right|_{z=H_l} = q_0 + \frac{2\lambda\Delta T}{\sqrt{\pi at}} \sum_{k=0}^{\infty} e^{-\frac{(2k+1)^2}{4at} H_l^2}, \quad (1.64)$$

здесь

$$\Delta T = T_s - T_0 - \frac{q_0}{\lambda} H_l. \quad (1.65)$$

Как показывают оценки, приведенные выше, для океанской литосферы порядок величин  $H_l$  и  $\lambda$  таков, что в уравнении (1.64) можно с погрешностью не более 5% ограничиться только первым членом ряда. В этом случае получим

$$q(H_l, t) = q_0 + \left( \frac{2\lambda\Delta T}{\sqrt{\pi at}} \right) e^{-\frac{H_l^2}{4at}}. \quad (1.66)$$

Отсюда

$$\Delta q = q - q_0 \approx \left( \frac{2\lambda\Delta T}{\sqrt{\pi at}} \right) e^{-\frac{H_l^2}{4at}}. \quad (1.67)$$

При известном  $t$  можно перейти к выражению для мощности литосферы

$$H_l = \sqrt{4at \ln \frac{2\lambda\Delta T}{\Delta q \sqrt{\pi at}}}. \quad (1.68)$$

Подставив в (1.68) приведенные выше численные значения коэффициентов, получим

$$H_l = 9,95 \sqrt{t \ln \frac{8,1}{\Delta q \sqrt{t}}}, \quad (1.69)$$

где  $H_l$  — мощность литосферы в км;  $\Delta q$  — плотность теплового потока в мккал/(см<sup>2</sup> · с);  $t$  — время в млн.лет. Расчетные кривые  $H_l = f(\Delta q)$  для различных  $t$  приведены далее на рис. 1.13. Решение (1.69) также может быть использовано для приближенной оценки мощности литосферы по данным о ее возрасте и значениям  $\Delta q$  [Городницкий и др., 1979 г.].

Если упрощенно представить литосферу океана в виде трехслойной модели: слой 1 — осадки, слой 2 — земная кора, слой 3 — подкоровая литосфера, то при условии отсутствия конвективного теплопереноса и дополнительных тепловых источников, теплового взаимодействия между слоями и рефракции теплового потока можно считать справедливым следующее выражение [Карслоу, Егер, 1964]:

$$T_s = T_0 + \frac{\partial T}{\partial z_1} z_1 + \frac{\partial T}{\partial z_2} z_2 + \frac{\partial T}{\partial z_3} z_3, \quad (1.70)$$

где  $T_0$  — температура на поверхности дна океана, примерно равная 4°С;  $\partial T / \partial z_1$  — градиент температуры, измеренный в донных осадках;  $z_1$  — мощность слоя осадков, которая может быть определена по данным непрерывного сейсмического профилирования и других сейсмических исследований или оценена по возрасту осадков и средней скорости осадконакопления;  $z_2$  — мощность океанской коры, которая может быть определена по данным глубинного сейсмического зондирования;  $z_3$  — мощность подкорового слоя литосферы;  $T_s$  — температура солидуса мантийного вещества. Поскольку

$$\frac{\partial T}{\partial z_1} = \frac{q}{\lambda_1}, \quad \frac{\partial T}{\partial z_2} = \frac{q}{\lambda_2}, \quad \frac{\partial T}{\partial z_3} = \frac{q}{\lambda_3}, \quad (1.71)$$

то можно записать уравнение (1.70) в виде

$$T_s = T_0 + \frac{q}{\lambda_1} z_1 + \frac{q}{\lambda_2} z_2 + \frac{q}{\lambda_3} z_3 = \alpha H_l + T_{s_0}. \quad (1.72)$$

Отсюда

$$H_l = z_2 + z_3 = \left[ -T_{s_0} + T_0 + q \left( \frac{z_1}{\lambda_1} + \frac{z_2}{\lambda_2} + \frac{z_3}{\lambda_3} \right) \right] \alpha^{-1}. \quad (1.73)$$

Как показывают многочисленные экспериментальные определения, теплопроводность глубоководных осадков в океане изменяется в пределах  $(1,7-2,4) \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С) и в среднем может быть принята равной  $2 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С).

Что касается теплопроводности горных пород, слагающих океанскую кору, то, по экспериментальным данным Х. Йодера [Йодер, 1979], величина теплопроводности габбро и диабазов в интервале температур от 0 до 400°С остается примерно постоянной, равной  $5 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С).

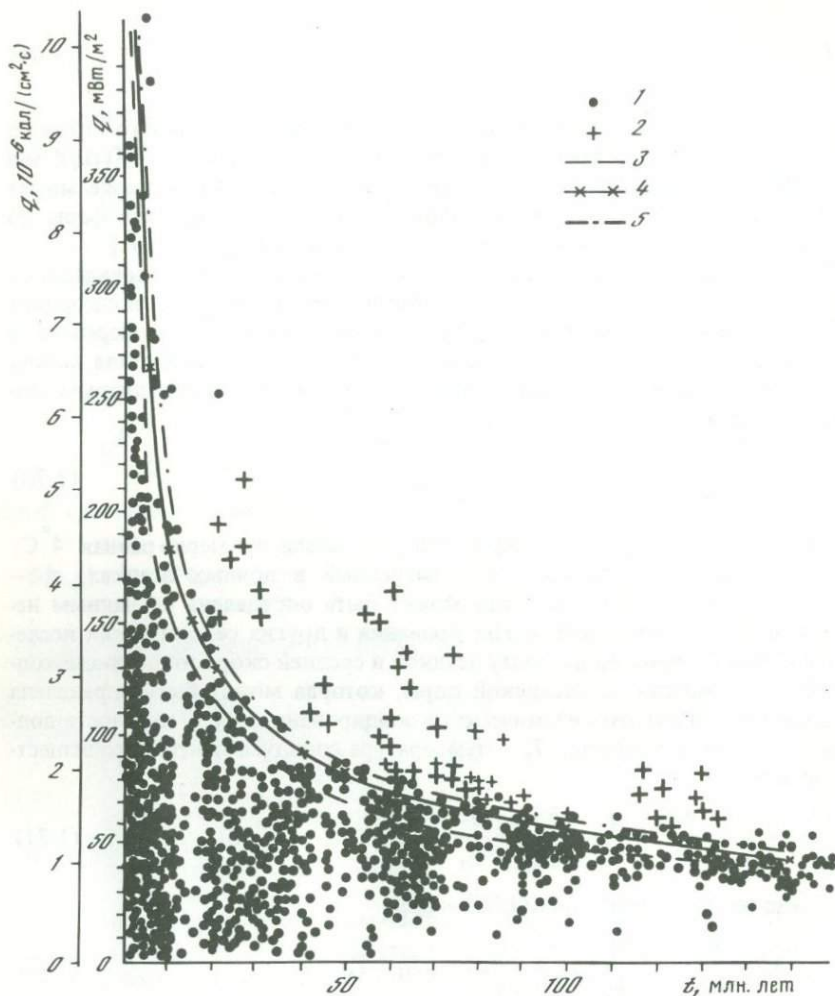


Рис. 1.13. Зависимость величины плотности теплового потока от возраста океанского дна

1 — измеренные значения плотности теплового потока; 2 — то же в зонах трансформных разломов и вулканических областях; 3 — кривая расчетных значений плотности теплового потока согласно формуле (1.47) при  $k = 12$ ; 4 — то же при  $k = 14$ ; 5 — то же при  $k = 15$

Для ортопироксенитов и дунитов в том же диапазоне температур величина теплопроводности меняется от  $10 \cdot 10^{-3}$  до  $7 \cdot 10^{-3}$  кал/(см  $\cdot$  с  $\cdot$   $^{\circ}$ C), а для толеитовых базальтов при увеличении температуры от 0 до  $1000^{\circ}$ C величина теплопроводности уменьшается от  $3,8 \cdot 10^{-3}$  до  $27 \cdot 10^{-3}$  кал/(см  $\cdot$  с  $\cdot$   $^{\circ}$ C).

Учитывая эти данные, можно принять среднюю теплопроводность океанской коры равной  $5,5 \cdot 10^{-3}$  кал/(см  $\cdot$  с  $\cdot$   $^{\circ}$ C).

Используя численные значения параметров и зная по экспериментальным данным величины  $z_1$  и  $z_2$ , можно из уравнения (1.73) оценить мощность подкорового слоя литосферы  $z_3$ .

Если принять  $\lambda_2 = \lambda_3 = \lambda_{cp} = 7 \cdot 10^{-3}$  кал/(см · с · °С), то можно найти следующее приближенное выражение для  $H_1$ :

$$H_1 = \lambda_2 [\lambda_1 (T_{s_0} - T_0) - qz_1] / [\lambda_1 (q - \alpha \lambda_2)]. \quad (1.74)$$

Подставив в (1.74) численные значения параметров, получим

$$H_1 = 3,5 (22 - qz_1) / (q - 0,2), \quad (1.75)$$

( $H_1$  — в км;  $z_1$  — в км;  $q$  — в мккал/(см<sup>2</sup> · с)). Решения (1.74) и (1.75) могут использоваться для приближенной оценки мощности океанской литосферы при наличии сейсмических данных о мощности осадочного чехла и коры в океане.

Таким образом, приведенные выше варианты решения задачи о связи величины плотности теплового потока через дно океана с возрастом и мощностью океанской литосферы свидетельствуют о возможности приближенной оценки мощности литосферы по величине фонового теплового потока через дно океана. При этом под "фоновым тепловым потоком" в соответствии с определением Я.Б. Смирнова мы понимаем измеренную экспериментальную величину теплового потока, свободную от ошибок, которые могут быть внесены локальными и региональными искажениями нормального геотермического поля в пункте измерений [Смирнов, Сугров, 1980а].

Для изучения зависимости величины теплового потока от возраста океанской литосферы нами были произведены обобщение и анализ экспериментальных данных измерений теплового потока через океанское дно для различных районов Мирового океана. При этом экспериментальные данные, взятые из каталогов и других литературных источников, тщательно анализировались. Отделялись, например, измерения, произведенные в аномальных зонах трансформных разломов или в непосредственной близости от них, так как зоны таких разломов могут являться местами разгрузки термальных вод, создающих дополнительные тепловые аномалии. В качестве аномальных выделялись также районы современной вулканической и тектонической активности, например районы Гавайских островов, и наложенные структуры вулканического происхождения (типа хребта Маркус-Неккер и возвышенности Шатского).

Выполненное с учетом указанных требований обобщение экспериментальных данных геотермических измерений позволило получить зависимости величины теплового потока от возраста океанской литосферы для районов Мирового океана, не осложненных наложенной тектоникой и вулканизмом (рис. 1.13). На рисунке кружками показаны значения теплового потока, измеренные на неосложненных участках океанского дна, а крестиками — значения потоков, измеренные в аномальных зонах, к числу которых относятся трансформные разломы и вулканические районы.

Как видно из экспериментальных данных, на молодой литосфере в окрестностях рифтовых зон и на склонах срединно-океанских хребтов измеренные значения теплового потока обнаруживают большой разброс, что неоднократно отмечалось и ранее [Герцен, Ли, 1972; Sclater, Crowe,

1979]. Поскольку наблюдаемый разброс во много раз больше, чем возможная ошибка измерений, то принимается обычно, что этим областям присущи локальные вариации теплового потока. Поэтому для характеристики суммарных тепловых потоков через срединные хребты часто используют осредненные значения измеренных величин.

Такие оценки, однако, как было показано О.Г. Сорохтиным [Сорохтин, 1974], являются неверными и приводят к существенным ошибкам при оценке полного теплового потока через дно океана. Как свидетельствуют данные геологического изучения, сами рифтовые зоны и примыкающие к ним области срединно-океанских хребтов рассечены многочисленными трещинами — гьярами, возникающими в результате постоянного растяжения новообразованной литосферы вблизи конструктивной границы за счет раздвижения плит. Океанская вода, циркулирующая по этим трещинам, выносит значительную часть тепла конвективным путем. Такая густая сеть трещин, дренирующих верхнюю часть земной коры, наблюдалась, например, в рифтовой зоне Красного моря при проведении там советских подводных исследований по программе ПИКАР [Монин и др., 1980а; Зоненшайн и др., 1981].

Процесс конвективного теплопереноса через зоны срединно-океанских хребтов был рассмотрен теоретически [Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; Каракин и др., 1981]. Кроме того, он был обнаружен экспериментально при погружениях в обитаемых подводных аппаратах на гребни срединно-океанских хребтов и на дно рифтовых долин [Corliss et al., 1979; Монин и др., 1980б; Spiess et al., 1980]. Появление конвективной составляющей приводит к уменьшению температурного градиента в слое. Поэтому измеренные значения часто оказываются ниже истинных суммарных потоков. Случайное распределение системы трещин, с одной стороны, и точек измерений теплового потока — с другой, приводят к большому разбросу измеряемых значений в зонах срединно-океанских хребтов. С увеличением возраста литосферы ее проницаемость постепенно понижается за счет базальтовых излияний и формирования осадочного чехла. В результате этого уменьшается влияние конвективной составляющей, а измеренные значения приближаются к истинной величине теплового потока через дно океана. С этим связано также уменьшение с возрастом разброса экспериментальных величин. Если считать, что коэффициент теплопроводности осадков остается постоянным, а коэффициент эффективной теплопроводности коренных пород океанской коры меняется со временем, то при линейном уменьшении проницаемости литосферы можно принять, что

$$\lambda_t = \lambda_s + (\lambda_t(0) - \lambda_s)(t_s - t) / t_0, \quad (1.76)$$

где  $t$  — время, за которое происходит полное экранирование трещин (около 50–80 млн. лет).

Как видно из рис. 1.13, с этого возраста дисперсия экспериментальных данных становится уже соизмеримой с точностью измерений, а истинные значения тепловых потоков искажаются лишь влиянием погребенного под осадками рельефа коренного ложа океанского дна.

К сожалению, в настоящее время не существует методики для измерения конвективной составляющей теплового потока через океанское дно. В такой ситуации единственным способом обоснованного определения суммар-

ного теплового потока через дно океанов является теоретическое определение зависимости такого потока от возраста океанского дна с последующей возможно более конкретной привязкой полученной зависимости к эмпирическим данным. Для этого можно подобрать такой коэффициент  $k$ , чтобы зависимость (1.47) вблизи рифтовых зон наилучшим образом огибала максимальные значения измеренных тепловых потоков, а в абиссальных котловинах, где конвективный вынос тепла практически полностью отсутствует, соответствовала их средним значениям. При этом необходимо из экспериментальных данных исключить все измерения, выполненные в трансформных разломах или в вулканических районах.

Как видно из рис. 1.13, наилучшей аппроксимации неискаженных экспериментальных данных теоретической зависимостью удается достичь при  $k = 13 \div 15$ , поэтому в среднем можно принять  $k = 14$ . Этот коэффициент принят для расчета карты полных тепловых потоков через океанское дно [Городницкий, Сорохтин, 1981], представленной на рис. 1.14.

При составлении карты плотности теплового потока для определений возраста дна использовалась карта осей палеомагнитных аномалий Мирового океана [Карасик и др., 1981]. Для определенного возраста по зависимости (1.47) вычислялся тепловой поток  $q$ . Изолинии плотности теплового потока на карте проводились параллельно изохронам. В тех районах, где возраст дна океана по магнитным аномалиям определить не удавалось, как, например, в экваториальной Атлантике, он определялся по данным глубоководного бурения или по зависимости (1.21).

Согласно приведенной карте, расчетные значения плотности теплового потока закономерно понижаются от зон срединно-океанских хребтов, где они достигают величин более  $10 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ , в направлении древних районов океанского дна. Наименьшими значениями теплового потока (менее  $1,2 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ) характеризуются западная часть Тихого океана и древние районы дна Атлантики, примыкающие к Африке и Американским континентам, и в глубоководных желобах, где  $q = 0,9 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ . Несмотря на схематичность составленной карты, она позволяет по-новому оценить тепловые потери Земли. Основная часть нестационарных тепловых потоков приурочена к рифтовым зонам и срединным хребтам. Поэтому изменение скорости раздвижения плит приводит к изменениям величин суммарных тепловых потоков [Ушаков, Федьинский, 1973].

Как видно из составленной карты, тепловой поток через дно океана в действительности превышает величину среднего теплового потока для континентов. Это дает возможность пересмотреть оценки теплотерь Земли. Не учитывавшаяся ранее дополнительная потеря тепла за счет конвективного выноса в зонах срединно-океанских хребтов, общая протяженность которых составляет более 60 тыс. км, может быть оценена примерно в  $(2,2 \div 2,4) \cdot 10^{12} \text{ кал} \cdot \text{с}$ .

Интересно сравнить полученное значение  $q$  со средним тепловым потоком  $q_{\text{к}}$  через континентальную кору. По данным В. Ли и С. Уйеды [Lee, Uyeda, 1965],  $q_{\text{к}} = 1,43 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ . Таким образом, видно, что тепловой поток через океанское дно в 1,5–1,7 раз выше, чем через континенты.

Очевидно, что основные теплотери Земли происходят через океаны — около  $(8,42 \div 9,19) \cdot 10^{12} \text{ кал/с}$ , тогда как через континенты только

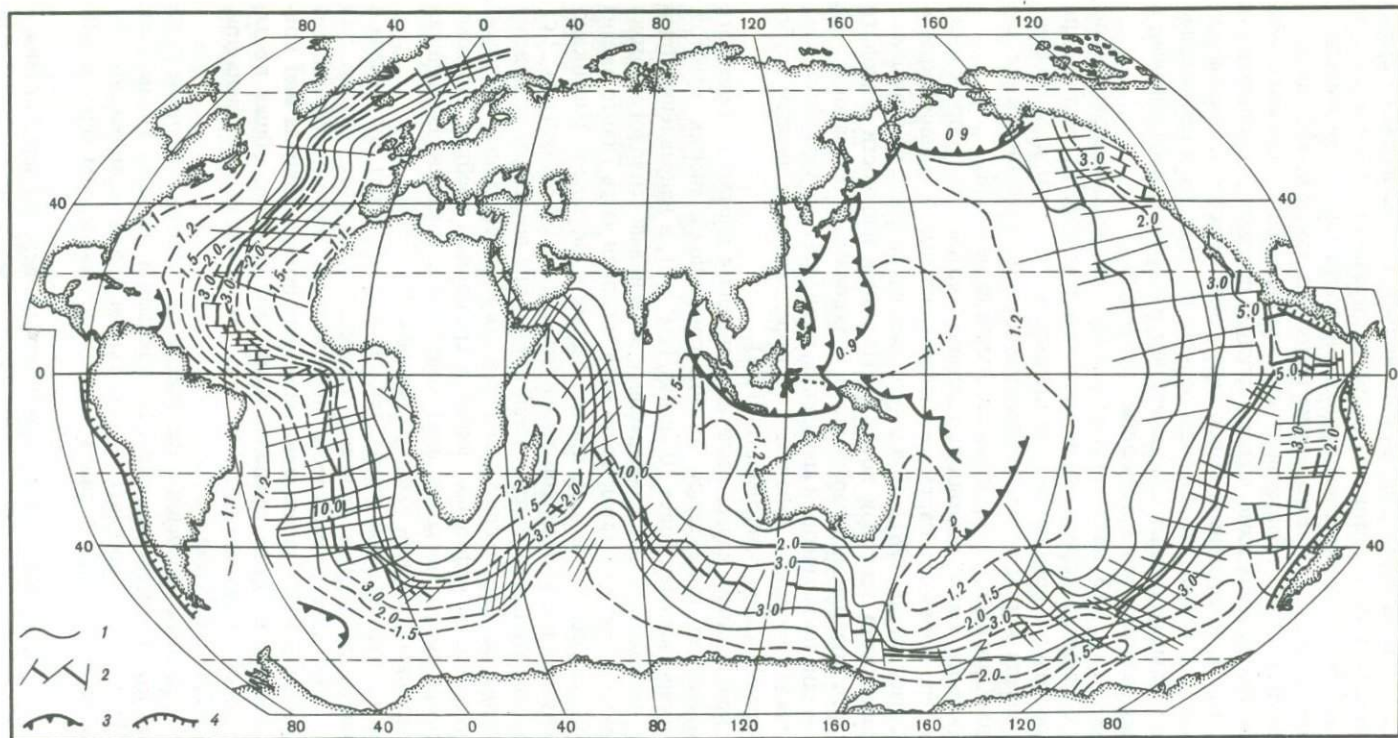


Рис. 1.14. Схематическая карта расчетных значений плотности теплового потока через дно Мирового океана [Городницкий, Со-рохтин, 1981]

1 — изолинии плотности теплового потока ( $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ); 2 — оси срединных хребтов и трансформные разломы; 3 — островные дуги; 4 — зоны поддвига андийского типа

$1,82 \cdot 10^{12}$  кал/с, или в 4,6–5 раз меньше, чем через океаны. Таким образом, океаны и особенно их рифтовые зоны являются исключительно мощным и эффективным механизмом регулирования теплопотерь Земли.

Выполненные оценки  $q$  позволяют уточнить современные суммарные теплопотери Земли через всю ее поверхность:  $Q = (10,2 \div 11,0) \cdot 10^{12}$  кал/с =  $(4,3 \div 4,6) \cdot 10^{20}$  эрг/с.

Составленная карта максимальных расчетных значений теплового потока через океанское дно может иметь также важное значение для интерпретации результатов экспериментальных геотермических исследований при выявлении и изучении тектонически и вулканически активных районов Мирового океана.

Остановимся более детально на выделении фоновых значений теплового потока через дно океана. Как отмечалось в разд. в 1.1, содержание радиоактивных элементов в океанской коре относительно невелико. Для оценки дополнительного теплового потока за счет радиоактивного разогрева коры может быть использована формула [Смыслов и др., 1979]

$$A = 0,317\rho_K(0,73U + 0,20Th + 0,27K), \quad (1.77)$$

где  $A$  — генерация тепла в  $10^{-13}$  кал/(см<sup>3</sup> · с) (в единицах генерируемого тепла);  $\rho_K$  — средняя плотность земной коры, равная 2,9 г/см<sup>3</sup>;  $U$  и  $Th$  — в г/т;  $K$  — концентрация калия в %.

Зная мощность океанской коры и ее состав, можно определить, какова дополнительная генерация тепла, возникающая в слое определенного состава и мощности и рассчитать величину теплового потока из мантии. Согласно экспериментальным данным [Энгель А., Энгель С., 1968], в толейтовых океанских базальтах среднее содержание радиоактивных элементов следующее: уран — 0,09 г/т, торий — 0,17 г/т и калий — 0,1 г/т. В этом случае средняя генерация тепла за счет радиоактивных элементов в океанской коре составляет не более  $0,12 \cdot 10^{-13}$  кал/(см<sup>3</sup> · с) в соответствии с (1.77). В свою очередь содержание радиоактивных элементов в мантии составляет соответственно: урана — 0,002 г/т, тория — 0,03 г/т и калия — 0,014 г/т. Средняя генерация тепла за счет радиоактивных элементов в мантии при таких содержаниях не превышает  $0,002 \cdot 10^{-13}$  кал/(см<sup>3</sup> · с). Таким образом, дополнительный тепловой поток, возникающий за счет радиоактивной генерации тепла в океанской коре и верхней мантии, чрезвычайно мал и им можно пренебречь.

Что касается щелочных базальтов, то, хотя содержание радиоактивных элементов в них относительно высоко, сами щелочные серии составляют не более долей процентов от общего объема базальтовых лав в океанской коре. Таким образом, общий энергетический вклад радиоактивного разогрева в океанской литосфере крайне невелик и практически не оказывает искажающего влияния на тепловой поток из мантии.

Как показывают современные оценки [Гольмшток, 1980], искажения фонового теплового потока за счет осадочного чехла в океане также невелики. Связано это с исключительно малыми скоростями осадконакопления в открытых пространствах океана. В то же время понижение измеренных значений теплового потока в глубоководных желобах, по-видимому, связано с высокими скоростями осадконакопления.

Наряду с перечисленными источниками искажений глубинного теплового потока для выделения его фоновых значений необходимо учитывать такие факторы, как рельеф, контрастную и анизотропную теплопроводность среды, периодические колебания температуры морского дна, различного рода нестационарные процессы и т.д. Наиболее существенные искажения могут быть внесены структурным фактором, связанным с рефракцией тепла в стационарных условиях при сложной геометрии и контрастной теплопроводности отдельных слоев земной коры. Для учета влияния этого фактора необходимо иметь сведения о мощности и составе осадочной толщи и земной коры, которые могут быть получены по данным непрерывного сейсмического профилирования и глубинного сейсмического зондирования.

Для учета влияния структурного фактора используются аналитические методы для структур, аппроксимирующихся простыми геометрическими формулами [Карслоу, Егер 1964; Корытникова, 1943], численные — для структур, которые могут аппроксимироваться двухслойными средами со сложной геометрией или многослойными средами с простой геометрией [Любимова и др., 1976; Sclater, Francheteau, 1970], и аналоговые, которые применяются для многослойных сред с произвольной геометрической формой.

В качестве примера применения метода аналогового моделирования можно привести результаты по профилю, пересекающему возвышенность Шатского в Северо-Западной котловине Тихого океана [Городницкий и др., 1979в].

Как следует из сейсмического разреза земной коры через возвышенность Шатского [Dan et al., 1969], представленного на рис. 1.15, мощность земной коры на 10–12 км больше, чем в смежных участках Северо-Западной котловины, а коэффициенты теплопроводности слоев литосферы относятся сверху вниз по разрезу как 1:2:2. Количественный расчет структурно-геологических неоднородностей здесь проведен методом аналогового моделирования. Как видно на рис. 1.15, наименьшие значения теплового потока на профиле, проходящем через Южный купол возвышенности Шатского, приурочены к наибольшей мощности земной коры. По-видимому, это физически обусловлено рефракцией глубинного теплового потока в земной коре, теплопроводность которой относительно ниже, чем теплопроводность литосферы. В меньшей степени минимум теплового потока связан с повышением рельефа дна. На рис. 1.15 нанесены значения фонового теплового потока, исправленные на основе аналогового моделирования, в результате чего фоновые значения теплового потока оказались на 10–15% выше, чем измеренные.

Полученные данные подтверждаются работами Я.Б. Смирнова и В.Н. Сугрובה [Смирнов, Сугрбов, 1980б]. Как показывают расчеты этих авторов, тепловой поток на глыбово-вулканических асейсмичных океанских хребтах систематически занижается в связи с увеличением там мощности земной коры. Величина такого занижения составляет около 20–30% на хребтах Ширшова и Бауэrsa и 10–15% на поднятии Обручева. Эти результаты о занижении теплового потока, по-видимому, могут быть распространены на все структуры океанов и переходных зон с увеличенной мощностью земной коры [Смирнов, 1968].

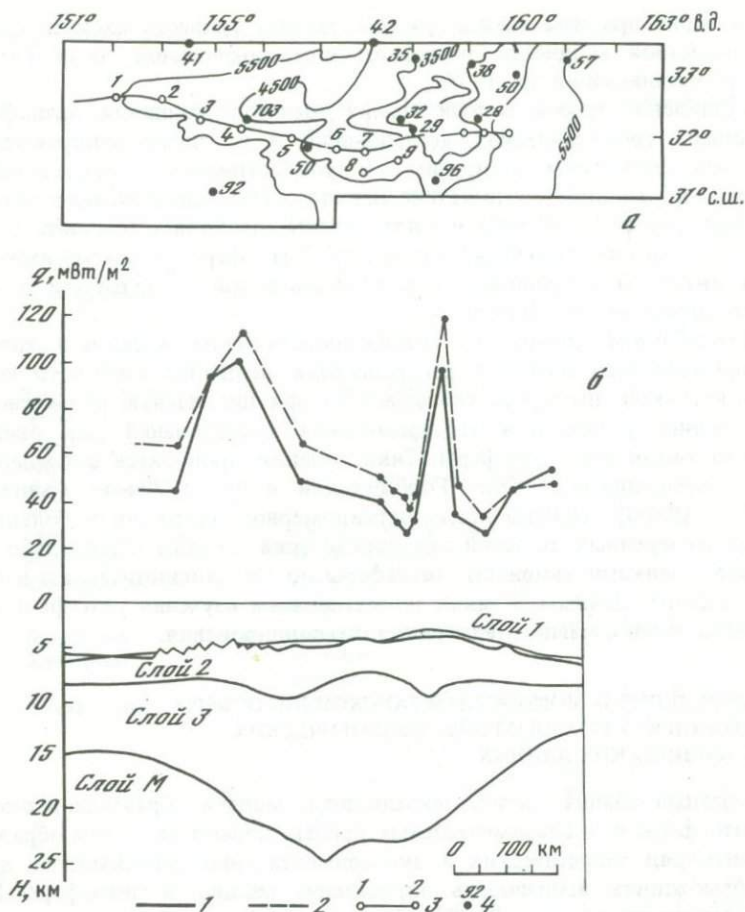


Рис. 1.15. Сейсмологический разрез через возвышенность Шатского и определение глубинного теплового потока [Городницкий и др., 1978]

*a* — схема изоглубин (м) и расположения сейсмического профиля, а также точек измерения плотности теплового потока; *б* — график плотности теплового потока и сейсмический разрез по профилю.

1 — измеренные значения плотности теплового потока; 2 — плотность глубинного теплового потока; 3 — положение сейсмического профиля; 4 — точки измерений плотности теплового потока и его значения ( $\text{мВт/м}^2$ )

Таким образом, общее соответствие экспериментальных данных и теоретических кривых убывания величины теплового потока с увеличением возраста океанской литосферы указывает на возможность использования значений фонового потока для оценки ее мощности. Вместе с тем, поскольку средневзвешенная дисперсия измеренных значений для возраста дна более 50 млн. лет составляет около  $15 \text{ мВт/м}^2$  (или  $0,36 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$ ), погрешность таких оценок может достигать 25%, поэтому они должны рассматриваться как сугубо приближенные и контролироваться другими методами прямой и косвенной оценки мощности океанской литосферы.

В качестве примера такого расчета можно привести схематическую карту расчетной мощности литосферы в северо-западной части Тихого океана [Городницкий и др., 1979г].

Сопоставление и совместный анализ расчетов мощности литосферы (по данным геометрических исследований и по идентифицированным магнитным аномалиям и другим геохронологическим определениям) показало их основное соответствие. Вместе с тем использование данных измерений теплового потока в ряде случаев позволяет получить более детальную картину изменения мощности литосферы, а также выявить районы активной тектонической и вулканической деятельности и аномального строения земной коры.

Таким образом, совместный анализ теоретических моделей и данных экспериментального изучения распределения величины теплового потока на океанской литосфере указывает на принципиальную возможность использования результатов геотермических исследований для оценки мощности океанской литосферы. Такие оценки проводятся в последнее время [Городницкий, 1979а; Городницкий и др., 1979а–в; Смирнов, Сугробов, 1980б]. Однако ввиду неравномерной плотности и большого разброса измеренных значений эти определения должны обязательно дополняться оценками мощности литосферы по геохронологическим и гравиметрическим данным, а также по материалам изучения рельефа и данным сейсмологии и магнитотеллурического зондирования.

#### 1.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Совместный анализ кристаллизационной модели образования океанской литосферы и экспериментальных данных позволяет, таким образом, установить ряд теоретических и экспериментальных зависимостей, дающих возможность производить определение мощности литосферы Мирового океана по экспериментальным данным о рельефе дна и его возрасте, по гравитационным аномалиям, а также по величине теплового потока через океанское дно.

Следует отметить, что точность оценки мощности литосферы по каждому из указанных методов относительно невелика. Это связано как с погрешностями в экспериментальных данных, так и с рядом допущений, которые были приняты ввиду отсутствия точных сведений о параметрах глубинных слоев литосферы и подстилающей астеносферы (плотность, эффективная теплопроводность и др.). Для уменьшения ошибок при оценке мощности литосферы необходимо использовать комплекс геолого-геоморфологических и геофизических данных, а также коррелировать результаты расчетов с данными глубинных сейсмических и сейсмологических исследований и электромагнитного зондирования на акваториях.

Для оценки точности теоретических определений мощности литосферы остановимся кратко на их сопоставлении с экспериментальными данными сейсмических исследований и электромагнитного зондирования.

С целью сопоставления и совместного анализа результатов теоретических и экспериментальных определений мощности океанской литосферы

Таблица 1.1

Экспериментальные и теоретические оценки мощности литосферы Мирового океана

№ п/п	Район работы	Возраст, млн. лет	Метод исследований	Источник	Н <sub>Эксп.</sub>	Теоретические оценки*				
						7	8	9	10	11
1	Срединно-Атлан- тич. хр.	10	Поверх- ностные волны	Weidner, 1914	20	25	24	24	19	23
2	Восточно-Фили- ппинское море	25	То же	Kanamori, Abe 1968	30	41	37	40	36	38
3	Перуано-Чилий- ский желоб	55	"	"	54	56	56	60	56	57
4	Западное побе- режье США	27	Сейсмо- логия	Nutti, Bolt, 1969	45	41	40	46	37	41
5	Гавайские острова	80	"	Koyanagi, Endo, 1971	65	66	68		66	66
6	Курило-Камчатский желоб	95	"	Shimamura, 1973	75	72	73		73	73
7	Северо-Западная котловина Тихого океана	137	Взрыв- ными источ- никами	Asada, Shi- mamura, 1978	85	85	88		84	85
8	Чилийская котловина	50	Поверх- ностные волны	*Кнопов, 1975	50	54	53	56	52	54
9	Тихий океан	120	То же	Leeds, Knop- off, Kausel, 1974	103	80	82		80	81
10	"	100	"	"	81	75	75		75	75
11	"	70	"	"	68	63	63	68	64	64
12	"	50	"	"	60	54	53	56	63	56
13	"	30	"	"	51	44	41	45	40	43
14	"	15	"	"	23	33	29	31	26	30
15	"	8	"	"	8	22	17	18	13	18
16	Восточно-Тихо- океанское поднятие	5	"	Forsyth, 1975	25	22	18	18	13	18
17	"	5	"	Forsyth, 1977	25	22	17	18	13	18
18	Исландия	5	МТЗ**	Hernance, Garland, 1968	25	22	17	18	13	18
19	"	5	"	Hernance, Grillot, 1970	18	22	17	18	13	18
20	Северо-Запад- ная котловина Тихого океана	123	"	Rikitake, 1969	100	81	83		81	82
21	Исландия	10	"	Beblo, Bjornsson, 1978	20	26	24	23	20	23
22	"	2	"	"	10	15	11	10	-	12
23	Северо-Восточ- ная котловина Тихого океана	72	"	Filloux, 1980	60	64	64	70	63	65
24	"	30	"	"	40	44	41	45	40	42
25	Район Восточно- Тихоокеанского поднятия	2,7	"	"	20	18	12	14	10	14

Таблица 1.1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26	Исландия	2-3	Сейсмо-зондирование	Pavlenkova, Svetev, 1981	10-15	15	11	10	-	12
27	Исландское плато	4	Сейсмология	Evans, Sacks, 1979	24	21	16			19
28	"	28	"	"	40	42	40			41

\*Теоретические оценки мощности литосферы по уравнениям: (1.14)–7; (1.12)–8; (1.37)–9; (1.54), (1.75)–10; 11 – средняя расчетная мощность литосферы.

\*\*МТЗ – магнитотеллурическое зондирование.

нами по литературным источникам составлена сводная таблица результатов экспериментальных определений мощности литосферы в различных районах Мирового океана по данным сейсмических и сейсмологических исследований и магнитотеллурического зондирования. В табл. (1.1) не включены отдельные определения мощности литосферы, мало надежные в методическом отношении или уточненные более поздними исследованиями.

Возраст дна, представленный в табл. 1.1, определялся по идентифицированным линейным магнитным аномалиям или по данным глубоководного бурения.

Наряду с экспериментальными в табл. 1.1 приведены для сравнения теоретические оценки мощности литосферы по данным о возрасте дна, аномалиям Буге, по изменению рельефа и величине теплового потока через дно океана.

Результаты табл. 1.1 нашли отражение на рис. 1.16. Номер точки на рис. 1.16 соответствует порядковому номеру экспериментального определения в табл. 1.1. Теоретические оценки представлены в виде расчетных кривых. Расчетная кривая оценки мощности литосферы по изменению рельефа на рисунке отсутствует ввиду ее практического совпадения с кривой оценки мощности литосферы по возрасту дна. На рис. 1.16 показана также средняя расчетная кривая.

При расчете мощности литосферы по осредненным аномалиям Буге использовалась соответствующая кривая значений Буге, представленная на рис. 1.6. Оценка мощности литосферы по величине теплового потока проводилась по кривой, аппроксимирующей экспериментальные данные о латеральном изменении теплового потока (рис. 1.13).

Для сопоставления экспериментальных и теоретических оценок были проведены расчеты величины квадратичной погрешности теоретических оценок по отношению к экспериментальным. Средняя квадратичная погрешность для каждого метода составила 6,5–7,1 км и достигает, таким образом, в среднем около 10%.

Следует отметить при этом, что сами экспериментальные определения мощности литосферы по результатам сейсмических, сейсмологических и магнитотеллурических зондирований обнаруживают существенный разброс, имеют в ряде случаев значительную погрешность определений и

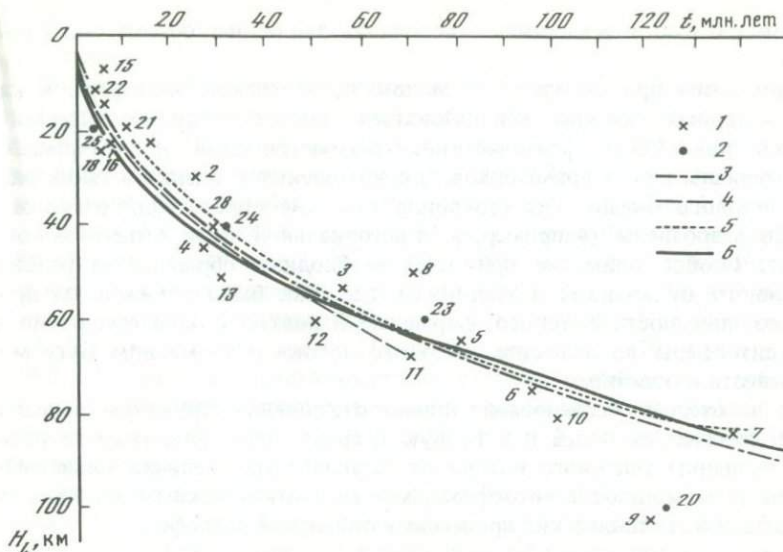


Рис. 1.16. Экспериментальные и теоретические оценки мощности океанской литосферы

1 — сейсмические и сейсмологические данные; 2 — данные магнитотеллурического зондирования; 3 — расчетная мощность литосферы по данным об ее возрасте; 4 — то же по усредненной аномалии Буге; 5 — то же по величине теплового потока; 6 — усредненная расчетная кривая. Цифры соответствуют порядковым номерам определений в табл. 1.1

число их крайне невелико. Поэтому приведенные оценки точности следует рассматривать как сугубо схематичные и приближенные. Вместе с тем сравнительный анализ указывает на возможность определения мощности океанской литосферы по данным о возрасте дна, изменению рельефа, аномалиям силы тяжести и величине теплового потока.

Сравнивая между собой различные способы косвенной оценки мощности океанской литосферы, следует отметить, что теоретическая зависимость мощности литосферы от ее возраста имеет монотонный характер и дает возможность использовать сведения о возрасте океанского дна, в частности систему идентифицированных линейных магнитных аномалий и данные глубоководного бурения, в качестве основы для построения карты мощности океанской литосферы. Экспериментальные сейсмологические и электромагнитные данные, в свою очередь, дают возможность подобрать оптимальные коэффициенты расчета по указанной зависимости. Что касается геоморфологических данных, аномалий силы тяжести и результатов измерения теплового потока через дно океана, то они более подвержены искажающему влиянию побочных аномалообразующих факторов. Так, на характер латерального изменения рельефа дна и аномалий силы тяжести значительное влияние могут оказывать нарушение изостатической компенсации и наложенный вулканизм. На аномалии Буге, как отмечалось, сильное искажающее влияние оказывает изменение мощности океанской коры. Как было показано, к значительным погрешностям при оценке мощности литосферы приводит даже не-

большой разброс в измеренных величинах теплового потока через дно океана.

Ввиду этого при определении мощности океанской литосферы в качестве опорных должны использоваться данные геохронологического изучения дна. Геоморфологические, гравиметрические и геотермические материалы могут применяться для комплексной оценки в таких районах Мирового океана, где геохронологические определения отсутствуют либо разрознены (например, в экваториальной части Атлантического океана). Особое внимание при этом необходимо обращать на районы наложенного вулканизма и тектоники, где, как было показано на примере возвышенности Шатского, формальный подход к определению мощности литосферы по величине теплового потока и аномалиям Буге может привести к ошибке.

В свою очередь, исследование причин отклонения структуры аномальных геофизических полей и в первую очередь поля силы тяжести рельефа и величины теплового потока от "стандартных" величин, связанных с изменением мощности литосферы, может явиться важным источником информации о тектонических процессах в океанской литосфере.

## Глава 2

### МОЩНОСТЬ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

#### 2.1. КАРТЫ РАСЧЕТНОЙ МОЩНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

На основании зависимостей, описанных в гл. 1, нами была произведена оценка мощности литосферы Мирового океана по комплексу экспериментальных геолого-геоморфологических и геофизических данных, полученных в результате многочисленных исследований и съемок, которые были выполнены на акватории Мирового океана советскими и зарубежными авторами.

Обобщение и комплексный анализ позволили составить карту расчетной мощности литосферы Мирового океана [Городницкий, Сорохтин, 1977а, 1979] (см. рис. 2.1), а также соответствующие карты для отдельных океанов — Атлантического, Тихого, Индийского и Северного Ледовитого.

При расчетах мощности океанской литосферы в качестве основных геохронологических материалов использовались карты осей палеомагнитных аномалий Мирового океана [Карасик и др., 1981], карты идентифицированных линейных магнитных аномалий по различным районам Мирового океана [Pitman et al., 1974; Hilde et al., 1976], данные о возрасте океанского дна [Лисицын, 1974], материалы глубоководного океанского бурения и другие данные.

Рельеф дна снимался с батиметрических карт Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Кроме того, использовались данные детальных батиметрических съемок и промера по отдельным трансокеанским мар-

шрутам, полученные в рейсах нис "Академик Курчатов" и нис "Дмитрий Менделеев".

По батиметрическим материалам в соответствии с уравнениями (1.29) и (1.30) производилась оценка дополнительного прогибания океанской литосферы под вулканическими сооружениями для таких районов с наложенным вулканизмом, как возвышенности Шатского и Хесса и Гавайско-Императорский хребет в Тихом океане, хребты Китовый и Риу-Гранди в Атлантическом океане, хребты Мальдивский и Восточно-Индийский в Индийском океане и т.д. В основу использованных гравиметрических данных вошли осредненные гравиметрические карты Атлантического и Тихого океанов, составленные А.Г. Гайнановым, Е.Д. Корякиным и П.А. Строевым с соавторами [Гайнанов, Корякин, 1979; Гайнанов, 1978, 1980], результаты гравиметрических съемок, выполненных лабораторией Ламонт-Дюэрти, осредненные карты аномалий в свободном воздухе [Cochran, Talwani, 1977, 1978; Lambeck, 1972], а также данные маршрутных съемок.

Экспериментальные данные о величине теплового потока через дно океана были взяты из многочисленных литературных источников, в частности из каталога данных о измерениях теплового потока в различных районах Мирового океана. Кроме того, были использованы результаты геотермических измерений, выполненных при участии автора в Атлантическом и Тихом океанах.

При составлении карты мощности литосферы Мирового океана использовались в качестве основных материалы геохронологического изучения океанского дна. В этом случае данные о рельефе дна, аномалиях силы тяжести и величине теплового потока учитывались для уточнения и детализации. Вместе с тем для значительной части Мирового океана, где плотность геохронологических определений мала, в качестве основных материалов для расчета мощности океанской литосферы использовались геоморфологические данные, сведения о величине теплового потока и аномалиях силы тяжести. К таким районам относятся экваториальная часть Атлантического океана, юго-западная часть Индийского океана и западная часть Тихого океана. Оценка мощности литосферы в районах, осложненных вулканическими сооружениями и системами разрывных нарушений, произведена лишь приближенно.

Наряду с составлением мелкомасштабных карт расчетной мощности океанской литосферы в соответствии с описанной выше методикой производилось определение мощности литосферы для составления детальных карт и разрезов отдельных районов Мирового океана, где были выполнены комплексные геолого-геоморфологические и геофизические исследования, проведенные при участии автора в 11, 12, 16, 21 и 23-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев" и в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" [Городницкий, 1979; Городницкий и др., 1980; Городницкий и др., 1981; Городницкий и др., 1979в]. К числу этих районов относятся северо-западная часть Тихого океана, Галапагосская рифтовая зона, а также зоны отдельных крупных трансформных разломов в Тихом и Атлантическом океанах.

Составленная карта мощности литосферы Мирового океана (рис. 2.1) и более детальные карты и разрезы по отдельным океанам наглядно ил-

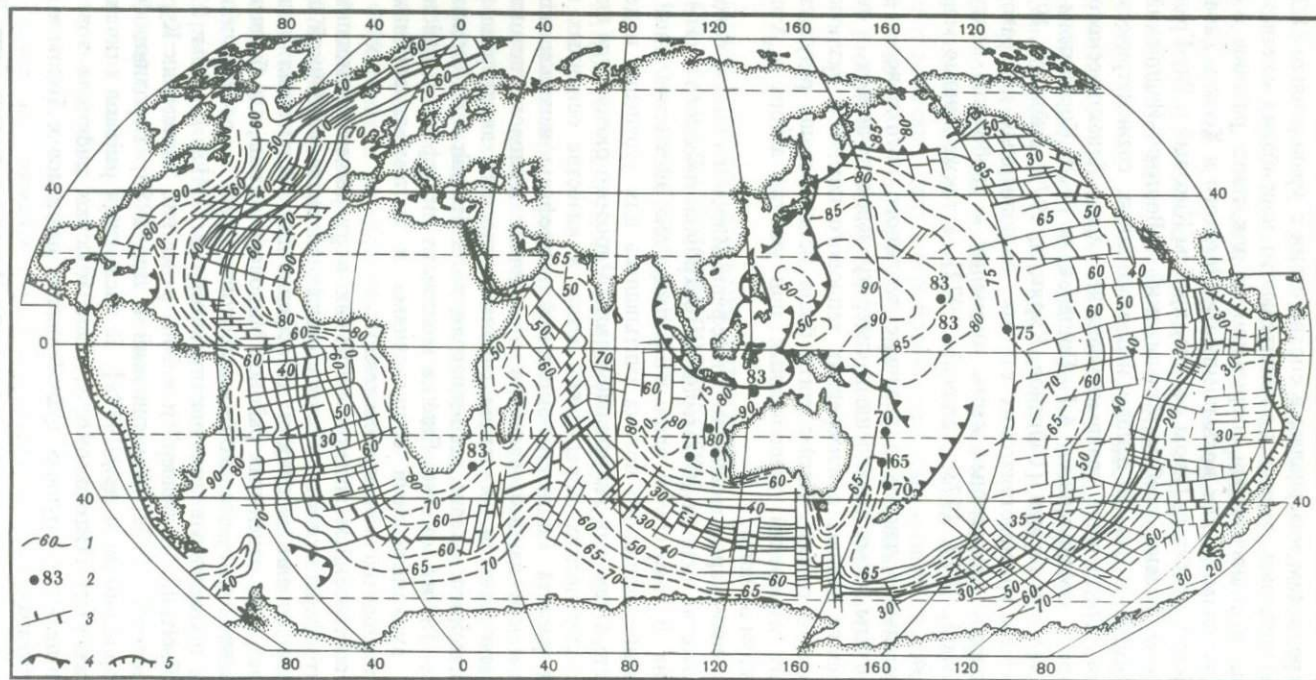


Рис. 2.1. Схематическая карта расчетной мощности океанской литосферы

1 — изопахиты расчетной мощности океанской литосферы (км); 2 — отдельные определения мощности океанской литосферы (км); 3 — рифтовые зоны с мощностью литосферы менее 10–15 км и трансформные разломы; 4 — зоны поддвига плит под островные дуги; 5 — активные окраины континентов

люстрируют увеличение мощности океанской литосферы в направлении от осевых частей срединно-океанских хребтов, где она меньше 10–15 км, к глубоководным океанским котловинам, под которыми ее мощность достигает величины 70–80 км. Наибольшая мощность литосферы (85–90 км) отмечается в наиболее древних мезозойских районах океанского дна, в Северо-Западной котловине Тихого океана, в Беринговом море и под мезозойскими абиссальными котловинами Атлантического океана, вытянутыми вдоль его побережий.

Как отмечалось выше, приведенные расчеты мощности литосферы хорошо коррелируют с данными сейсмических и сейсмологических исследований и магнитотеллурических зондирований и правильно передают основные закономерности строения океанских литосферных плит. Вместе с тем следует отметить, что составленные карты расчетной мощности литосферы Мирового океана во многом схематичны, особенно в таких районах, где развиты подводные возвышенности и вулканические хребты, и требуют уточнений и дополнений последующими экспериментальными исследованиями. Тем не менее правильно отражая основные закономерности строения литосферных плит под океанами, уже сегодня составленные карты могут быть использованы для интерпретации региональных аномалий геофизических полей, а также при изучении тектонического развития океанской литосферы и связи с ней процессов базальтового вулканизма.

Перейдем теперь к более детальной характеристике мощности литосферы в отдельных районах Мирового океана.

## 2.2. МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Составленная по данным комплексных геоморфологических и геолого-геофизических исследований карта расчетной мощности литосферы Мирового океана (рис. 2.1) наглядно иллюстрирует увеличение мощности литосферы в направлении от осевой части Срединно-Атлантического хребта, где она не превышает 10 км, к более древним глубоководным котловинам, где она составляет величину 60 и более километров.

Максимальная расчетная мощность океанской литосферы (более 85–90 км) отмечается в Северо-Американской котловине вблизи побережья США, а также в Канарской котловине, на участке, вытянутом вдоль побережья Африки от Азоро-Гибралтарской тектонической зоны на севере до островов Зеленого Мыса на юге. Большая мощность литосферы (более 80 км) приурочена к юго-западному побережью Африки вблизи мыса Доброй Надежды, а также к центральной части Африканско-Антарктической котловины в районе  $67^{\circ}$  ю.ш. и  $20^{\circ}$  в.д. Наименьшая предельная мощность литосферы (до 60–70 км) характерна для молодой северной части Атлантики.

В районах Норвежского моря, Лафотенской и Гренландской котловин, а также хребта Мона максимальная мощность океанской литосферы составляет около 60 км.

Представленные на карте результаты расчетов мощности литосферы Атлантического океана подтверждаются экспериментальными данными сейсмологических исследований и электромагнитного зондирования.

Анализ карты свидетельствует о том, что для района Северной Атлантики, расположенного к югу от трансформного разлома Чарли-Гиббс ( $53^{\circ}$  с.ш.), для интервала возрастов от 10 до 50 млн лет отмечается латеральная асимметрия глубины подошвы литосферы относительно оси Срединно-Атлантического хребта. При этом к востоку от оси хребта мощность литосферы в интервале значений от 20 до 50 км растет быстро, в то время как к западу наращивание литосферы идет более медленно и плавно. Для возраста дна более 60–70 млн лет асимметрия в мощности литосферы не наблюдается.

Указанная латеральная асимметрия видна, в частности, на рис. 1.10, где приведен широтный разрез литосферы вдоль  $14^{\circ}$  с.ш. Как видно из рисунка, скорость наращивания литосферы для Евразийской плиты в возрастном интервале до 60 млн лет выше, чем для Северо-Американской. Аналогичные результаты были получены А.Г. Гайнановым при составлении по осредненным гравиметрическим данным сводных разрезов земной коры и литосферы для Северной Атлантики по  $46^{\circ}$  с.ш. и  $49^{\circ}$  с.ш. [Гайнанов, 1978].

Причины отмеченной асимметрии мощности литосферы в Северной Атлантике, по-видимому, должны стать предметом специального изучения. Можно, однако, высказать предположение, что ввиду меридионального простирания Срединно-Атлантического хребта на асимметрию роста литосферы может оказывать влияние направленное движение астеносферного вещества с востока на запад от Африканского континента, где расположена область восходящего мантийного потока [Сорохтин, 1974].

С целью изучения причин горизонтальной неоднородности строения литосферы и астеносферы Б. Хей рассчитал термические модели расширения дна по нескольким разрезам в Северной Атлантике между  $22^{\circ}$  с.ш. и  $61^{\circ}$  с.ш. и сопоставил их с латеральными вариациями рельефа дна. Им также сделан вывод, что латеральное различие в мощности литосферы по обе стороны от оси Срединно-Атлантического хребта контролируется различием температур в верхней мантии [Haigh, 1974].

Заметная долготная асимметрия проявляется на картах разностных аномалий силы тяжести в редукции Фая и глубин дна, составленных Р. Кохраном и М. Тальвани на основании обобщения результатов спутниковых измерений и морских геоморфологических и гравиметрических съемок в Атлантическом океане [Cochran, Talwani, 1977]. Разностные аномалии силы тяжести и глубин дна были получены путем вычитания из экспериментальных данных осредненных значений их латерального изменения с возрастом.

В соответствии со схематической картой разностных гравитационных аномалий Северной Атлантики, где их значения в свободном воздухе осреднены по сети  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  [Cochran, Talwani, 1978], к западу от Срединно-Атлантического хребта преобладают отрицательные значения аномалий силы тяжести, приуроченные к движущимся Северо-Американской и Южно-Американской плитам. В то же время Евразийская и Африканская плиты характеризуются положительными аномалиями силы тяжести. При этом в районах Азорского архипелага и Исландии наблюдается хорошая корреляция между положительными аномалиями в свободном воздухе (более 20 мГал) и положительными превышениями разностных

глубин (более 1000 м на Азорских островах и более 2500 м в Исландии). Большинство положительных аномалий Фая с амплитудой более 20 мГал приурочено к осевой части Срединно-Атлантического хребта.

В целом в Северной Атлантике положительные значения аномалий Фая, как правило, коррелируют с положительными аномалиями разностных глубин (о-ва Зеленого Мыса, Азорские и Канарские). Характерно, что все эти области, так же как и Исландия, являются областями интенсивного проявления современного вулканизма.

Гравитационные профили, построенные по данным спутниковых и морских гравиметрических съемок [Lambeck, 1972], показывают, что с севера на юг вдоль оси Срединно-Атлантического хребта наблюдается закономерное убывание аномалий Фая от 25 мГал над Исландией до -15 мГал в районе 15° с.ш. [Cochran, Talwani, 1977]. Соответственно этому средние глубины дна осевой части Срединно-Атлантического хребта увеличиваются от 0 в Исландии до 3000 м в районе 15° с.ш. [Sclater et al., 1975].

В Южной Атлантике асимметрия мощности литосферы и аномалий силы тяжести относительно оси срединного хребта не проявляется. Положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе наблюдаются для хребтов Китового и Риу-Гранди, что может свидетельствовать в пользу их вулканической природы.

Таким образом, обнаруживается корреляция положительных гравитационных и разностных глубинных аномалий с районами активного вулканизма и с осевой частью Срединно-Атлантического хребта к северу от 32° с.ш.

При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что, как показывает анализ экспериментальных величин теплового потока в Северной Атлантике, к северу от указанной широты значения теплового потока в осевой части Срединно-Атлантического хребта в среднем не превышают его значений на других участках хребта. Таким образом, температура верхней мантии здесь не выше, чем в других районах Срединно-Атлантического хребта. Это позволяет предположить наличие гидродинамического напора, который создается восходящим мантийным потоком с эпицентром вблизи Исландии [Лобковский, Сорохтин, 1979]. Наличие такого потока и вызванное им дополнительное гидродинамическое давление, по-видимому, нарушает изостазию в этом регионе вследствие притока вверх мантийного вещества.

Приведенный совместный анализ карты расчетной мощности литосферы Атлантического океана и данных о рельефе дна, аномалиях силы тяжести и тепловом потоке указывает на возможность эффективного использования карт расчетной мощности океанской литосферы для выявления областей восходящих мантийных потоков, интерпретации региональных геофизических аномалий и изучения геодинамической природы тектонических процессов.

### 2.3. МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Как видно из карты, расчетная мощность литосферы Тихого океана (рис. 2.1), занимающего наибольшую площадь из всех океанов, изменяется от нескольких километров в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия до 80 км в западной части океана. Максимальная расчетная мощность литосферы (более 90 км) зафиксирована в Восточно-Марианской котловине между островом Маркус на севере и Каролинскими и Маршалловыми островами на юге. Наименьший интервал мощности литосферы (от 10 до 55 км) — в зонах трансформных разломов Тасман и Баллени в области Австрало-Антарктического срединного поднятия на границе между Индийским и Тихим океанами [Городницкий, Литвинов, 1978].

По возрасту дна и соответственно по мощности океанской литосферы Тихий океан может быть разделен на две части: юго-восточную и северо-западную. В пределы первой входят Восточно-Тихоокеанское срединное поднятие и примыкающие к нему котловины — Северо-Восточная, Южная, Тасманова, Перуанская, Чилийская и котловина Беллингаузена. Мощность литосферы в этих относительно молодых районах Тихого океана меняется от 7–10 до 65–70 км (рис. 2.1). Западная граница этих областей определяется положением идентифицированных линейных магнитных аномалий 32–33. Геоморфологически эта граница может быть примерно проведена по линиям вулканических хребтов и цепей подводных и надводных вулканов Императорскому, Гавайскому, Лайн и островов Кука.

Северо-западная часть с более древним возрастом дна и более мощной литосферой, от 75 до 90 км, включает в себя Северо-Западную, Центральную, Восточно-Марианскую и Меланезийскую котловины, а также связанные с ними вулканические системы и валообразные поднятия. Как отмечалось выше, в районах интенсивного развития вулканических сооружений (острова Феникс, Кука, Чатем и др.) и примыкающих к ним областях оценка мощности литосферы затруднена отсутствием данных о возрасте и приведенные по этим районам расчетные данные имеют схематичный характер. Указанное различие для мощности литосферы находит свое отображение в структуре аномалий поля силы тяжести и теплового потока [Гайнанов и др., 1976; Cochran, Talwani, 1977; Городницкий и др., 1979в]. Наряду с мелкомасштабной картой мощности литосферы Тихого океана нами составлены разрезы и карты мощности литосферы для отдельных районов Тихого океана на основе экспериментальных материалов, полученных автором в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов", а также в 12, 21 и 23-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев".

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" были проведены детальные комплексные геоморфологические и геолого-геофизические исследования на полигоне в западной части Галапагосской рифтовой зоны в районе впадины Хесса на участке так называемой точки тройного сочленения [Городницкий и др., 1979в]. Комплексные работы проводились на полигоне с координатами  $01^{\circ}40' - 03^{\circ}00' \text{с.ш.}$  и  $101^{\circ}00' - 102^{\circ}40' \text{з.д.}$  Основная сеть съемочных галсов ориентировалась по меридиану вкостр предполагаемого простираания Галапагосской рифтовой зоны (рис. 2.2) в области ее сочленения с Восточно-Тихоокеанским срединным поднятием.

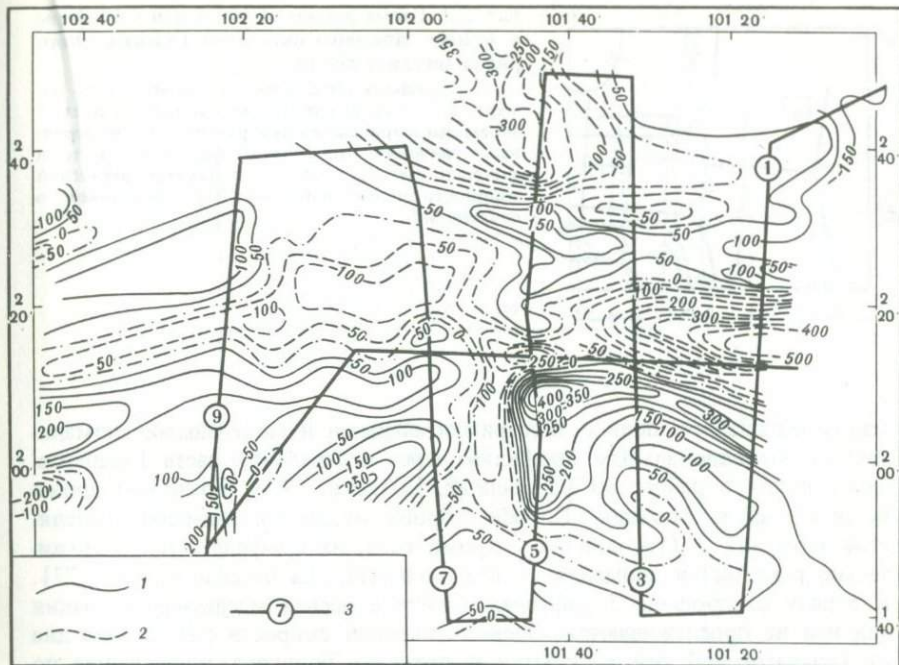


Рис. 2.2. Карта изодинам аномального магнитного поля на полигоне в районе западного окончания Галапагосского рифта (Впадина Хесса)

1, 2 — изодинамы (нТл) положительных и отрицательных значений поля соответственно; 3 — профиль съемки и его номер. Сечение изодинам — через 50 нТл

ем. В состав работ входили эхолотный промер, непрерывное сейсмопрофилирование, глубинное сейсмическое зондирование, глубинное сейсмопрофилирование методом отраженных волн, геомагнитная съемка, гравиметрическая съемка, драгирование, отбор донных проб и измерение теплового потока через дно океана. На рис. 2.2 представлена карта изодинам аномального магнитного поля, составленная в результате геомагнитной съемки [Городницкий и др., 1979в].

Сложный интерференционный характер аномалий, резкая расчлененность рельефа, сложенного магнитными породами, и близость к экватору района съемки значительно затрудняют проведение количественной интерпретации полученных материалов и выделение линейных аномалий. Вместе с тем совместный анализ карты аномального магнитного поля и данных батиметрии свидетельствует о том, что непосредственно над рифтовой долиной в центральной части полигона отчетливо фиксируется отрицательная осевая магнитная аномалия, которая имеет субширотное простираие, осложненное серией меридиональных смещений (рис. 2.3). Параллельно этой аномалии в северной и южной частях полигона прослеживается система зон положительных и отрицательных аномалий субширотного простираия, интенсивность которых убывает по мере удаления от осевой аномалии до первых сотен нанотесл. Несмотря на сложный характер аномального магнитного поля, сопоставление наблюдаемых ано-

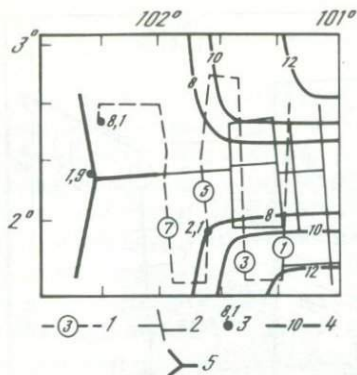


Рис. 2.3. Схема расчетной мощности литосферы в районе западного окончания Галапагосского рифта (впадина Хесса)

1 — профиль геофизической съемки и его номер; 2 — ось идентифицированной магнитной аномалии и трансформный разлом; 3 — измеренные значения плотности теплового потока (мккал/см<sup>2</sup>·с); 4 — изопахиты расчетной мощности литосферы (км); 5 — точка тройного сочленения

маний магнитного поля с экспериментальными и модельными аномалиями по меридиональным профилям через центральную часть Галапагосского рифта в районе 80° з.д. [Sclater, Klitgord, 1973] позволяет произвести их идентификацию. По обе стороны от осевой аномалии выделяется аномалия 2 (1,4 млн.лет). Кроме того, на профиле 1 предположительно выделяется аномалия 2' (2,4 млн.лет) [La Brecque et al., 1977]. К западу от профиля 5 рифтовая долина и осевая магнитная аномалия над ней не прослеживаются. Оценка линейной скорости разрастания дна от Галапагосской оси раскрытия в пределах полигона, проведенная по выделенным магнитным аномалиям, показывает, что она составляет здесь около 2,2 см/год и значительно меньше, чем в районе 86° з.д., где она достигает величины 3,2 см/год [Sclater, Klitgord, 1973].

На основе комплексного использования данных детальной геомагнитной и гравиметрической съемки и промера нами была проведена оценка мощности литосферы в пределах изученного полигона [Городницкий, 1979]. Тепловой поток при этом не использовался ввиду неадекватности значений, измеренных в рифтовой зоне. Схема расчетной мощности литосферы в районе впадины Хесса представлена на рис. 2.3. Здесь же даны измеренные значения теплового потока. Как показано, мощность литосферы в осевой части Галапагосской рифтовой зоны на участке впадины Хесса составляет около 6–7 км. В меридиональном направлении к югу и северу от рифтовой долины мощность литосферы медленно растет и на расстоянии 30–40 км от оси рифта достигает 11–13 км.

Меридиональное изменение мощности литосферы и ее строения в районе впадины Хесса подтверждается данными сейсмопрофилирования методом отраженных волн, полученными в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" [Зоненшайн и др., 1979]. На рис. 2.4 представлен геофизический разрез по меридиональному профилю 3, ориентированному вкострости Галапагосской рифтовой зоны. Непосредственно под дном рифтовой долины, по данным сейсмических исследований методом отраженных волн (МОВ-ОГТ), наблюдается зона дифрагированных волн в интервале временного разреза около 2 с [Зоненшайн и др., 1979]. Ниже этой зоны отмечаются горизонты слоистого разреза глубина залегания которых увеличивается в стороны от оси рифта. Анализ полученных данных позволяет предполагать, что нижний горизонт, возможно, соответ-

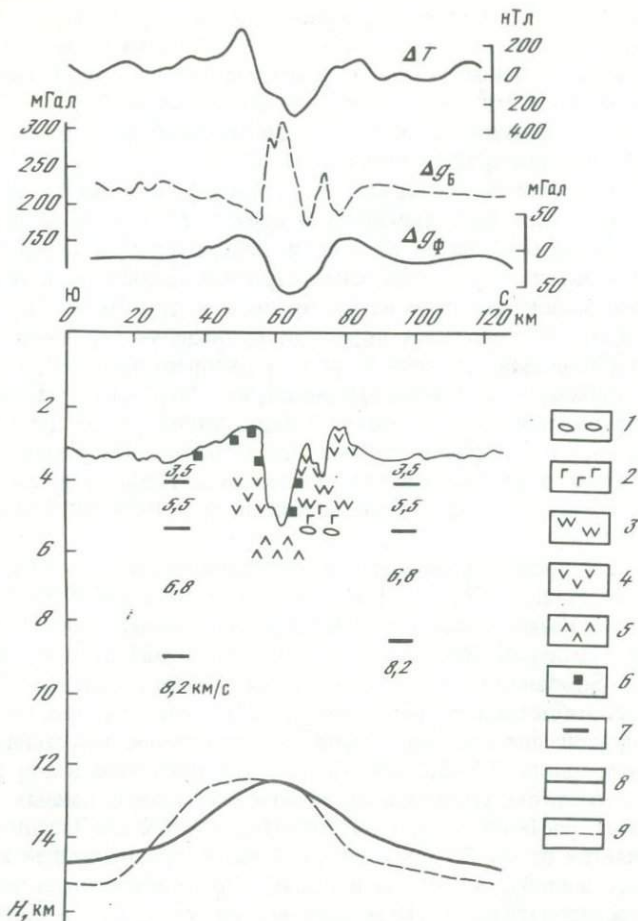


Рис. 2.4. Геолого-геофизический разрез через Галапагосский рифт (впадина Хесса) по профилю 3 [Городницкий и др., 1984]

1 — плагиоклазовые оливиниты; 2 — габбро; 3 — долериты; 4 — базальты верхнего комплекса; 5 — базальты нижнего комплекса; 6 — верхние расчетные кромки магнитных тел; 7 — преломляющие границы по данным глубинного сейсмического зондирования (ГЗС); 8 — расчетная глубина подошвы литосферы; 9 — глубина подошвы литосферы по данным МОВ-ОГТ

ствуует подошве молодой океанской литосферы, мощность которой в зоне рифта составляет около 7–8 км. На северных и южных концах профилей глубина подошвы увеличивается до 11–14 км (см. рис. 2.4.). Построенная на основании использования сейсмических разрезов схема глубинного строения поверхности Мохоровичича дает возможность отчетливо выделить зону подъема ее к поверхности. Эта зона имеет субширотное простираение и находится на западном продолжении Галапагосского рифта, прослеживаясь к западу от окончания этого рифта более чем на 100 км. Обращает на себя внимание, что, несмотря на то, что в аномальной зоне поверхность Мохоровичича поднята на 2–2,5 км по сравнению со смеж-

ными областями, этот подъем не отражается ни в рельефе дна, ни в гравитационных и магнитных аномалиях. Такая ситуация может возникнуть в том случае, если избыточная плотность мантии по отношению к коре не превышает  $0,1 \text{ г/см}^3$  при обычной ее величине  $0,25\text{--}0,30 \text{ г/см}^3$ . Это, по-видимому, указывает на подъем в аномальной зоне астеносферного вещества к поверхности [Zonenshain et al., 1980].

Значительный объем комплексных геоморфологических и геолого-геофизических работ был выполнен в период 21-го и 23-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев" на полигонах и геотраверзах в северо-западной части Тихого океана с целью изучения строения литосферы в этом наиболее древнем океанском регионе [Непрочнов и др., 1979; Городницкий и др., 1980, б]. Исследования включали проведение глубинного сейсмического зондирования, эхолотный промер, непрерывное сейсмопрофилирование, глубинное сейсмопрофилирование МОВ-ОГТ, геомагнитную съемку, гравиметрическую съемку, отбор донных проб, драгирование, геотермические и сейсмологические наблюдения. Полученные данные были положены в основу расчета мощности литосферы в северо-западной части Тихого океана [Городницкий и др., 1979 в; Городницкий, 1984].

На рис. 2.5 представлена карта идентифицированных магнитных аномалий [Hilde et al., 1976, 1977] и измеренных значений теплового потока. Здесь же показано положение сейсмических геотраверзов 21-го и 23-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев" и японских сейсмических исследований [Asada, Shimamura, 1978]. Для возвышенности Шатского была рассчитана в соответствии с формулой (1.27) величина дополнительного прогиба упругой литосферной плиты под действием вулканической нагрузки, составившая  $2,5\text{--}3,0 \text{ км}$ . На рис. 2.5 приведена карта расчетной мощности литосферы, составленная на базе полученных данных. Как видно из данных расчетов, мощность литосферы в Северо-Западной котловине изменяется от  $70\text{--}80 \text{ км}$  в северной части, примыкающей к Курило-Камчатскому желобу, до  $90 \text{ км}$  в южной. По геомагнитным данным отмечается последовательное увеличение мощности к югу в соответствии с увеличением возраста дна.

Расчетные значения мощности литосферы получили хорошее подтверждение при проведении сейсмических исследований, выполненных по указанным на рис. 2.5. геотраверзам советскими и японскими сейсмологами. Как показывает сопоставление расчетных данных с вертикальными разрезами скоростей сейсмических волн, теоретическая оценка мощности литосферы в этом районе хорошо подтверждается экспериментально определенной глубиной кровли слоя пониженных скоростей в мантии.

На графиках (см. рис. 1.4) подошва литосферы отмечается резким скачкообразным уменьшением волновых скоростей от  $8,65$  до  $8,40 \text{ км/с}$  на глубине  $86 \text{ км}$  от дна. По расчетным данным, глубина подошвы литосферы вдоль геотраверза В-Г изменяется от  $82$  (в его северной части) до  $88 \text{ км}$  в южной при средней расчетной глубине для участка геотраверза  $85 \text{ км}$ .

Сопоставление результатов оценки мощности литосферы по геомагнитным и геотермическим данным показывает, что в целом они согласуются. Вместе с тем в районе возвышенности Шатского наблюдается слож-



энергии. Как показывает совокупность данных геомагнитной съемки, геохронологии и сейсмических исследований, мощность литосферы под возвышенностью Шатского составляет не менее 80 км [Городницкий, 1979]. Это дает возможность высказать предположение, что повышенные значения теплового потока в пределах возвышенности Шатского могут быть связаны с наложенными вулканическими структурами или с активизацией тектонических швов, разделяющих ее основные массивы.

В пользу возможности существования в районе возвышенности Шатского более молодых вулканических образований говорит аномальная мощность коры в этом районе, а также обнаруженные здесь вулканические породы щелочно-базальтовых серий [Меланхолина и др., 1981]. Для выяснения этого вопроса необходимо проведение детальных комплексных исследований этой еще мало изученной морфоструктуры, которая до недавних пор считалась тектонически пассивной.

Полученные результаты свидетельствуют о наличии под древней океанской литосферой северо-западной части Тихого океана частично расплавленного астеносферного слоя.

#### 2.4. МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ИНДИЙСКОГО И СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНОВ

По своему геолого-геоморфологическому строению Индийский океан представляется одним из наиболее сложных. Это определяется сложностью системы разрастания океанского дна и наличием микронтинентов с континентальным типом коры. Составленная карта расчетной мощности литосферы свидетельствует о том, что минимальной мощностью литосферы, как и в других океанах, характеризуются срединно-океанские хребты: Африканско-Антарктический, Западно-Индийский, Аравийско-Индийский, Центральнo-Индийский и Австрало-Антарктическое поднятие. Максимальная расчетная мощность литосферы около 80 км отмечена в наиболее древних районах океана — в северной части котловины Агульясу и в Мозамбикской котловине, а также в Северо-Австралийской котловине к югу от Зондского желоба.

Наименьший интервал изменения мощности литосферы (до 65 км) приурочен к Южно-Австралийской и Австрало-Антарктической котловинам, где возраст океанской литосферы наиболее молодой.

В ряде районов океана — в Западно-Австралийской котловине, Бенгальском заливе, Сомалийской котловине — оценка мощности литосферы затруднена отсутствием достаточного количества геохронологических определений и геофизических материалов.

Для расчета мощности литосферы в Северном Ледовитом океане, занимающем по сравнению с другими океанами меньшую площадь, но являющемся наиболее труднодоступным для геолого-геофизических исследований, использовались данные аэромагнитных съемок и результаты изучения рельефа дна и мощности осадочного чехла по данным сейсмических работ [Ostenso, 1968; Карасик, 1974; Деменицкая, 1975]. Важнейшим результатом аэромагнитных съемок в Северном Ледовитом океане явилось открытие и изучение хребта Гаккеля, входящего в глобальную систему срединно-океанских хребтов [Деменицкая, 1975].

Различные районы Северного Ледовитого океана покрыты аэромагнитной съемкой с различной степенью детальности. Полнее всего изучены Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны. В значительно меньшем объеме выполнены аэромагнитные съемки в районах хребта Менделеева и прилегающих к нему глубоководных котловин, а также на большей части Канадской котловины.

Морские магнитные съемки с обычных судов производились в Арктике в сравнительно небольшом объеме. Одним из первых опытов такого рода явились маршрутные съемки, проведенные в 1972 г. экспедицией Института океанологии в Карском море, море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях [Гринберг, Городницкий, 1974].

Изучение структуры аномального магнитного поля Арктического бассейна, проведенное советскими и зарубежными исследователями, свидетельствует о том, что эта структура имеет существенные различия для западной и восточной частей Северного Ледовитого океана, что может, по видимому, указывать на различие генезиса и геологической эволюции этих регионов. В соответствии с районированием аномального магнитного поля океан может быть разделен на Евразийский и Американо-Аляскинский бассейны.

Подробный анализ структуры аномального магнитного поля Евразийского бассейна был проведен А.М. Карасиком [Карасик, 1974]. Им было показано, что аномалии здесь характеризуются линейной структурой, билатеральной симметрией и упорядоченным расположением по отношению к оси Срединно-Атлантического хребта. Следует отметить, что амплитуды знакопеременных магнитных аномалий в Северном Ледовитом океане меньше, чем в других океанах. В центральной части Евразийского бассейна линейные аномалии делятся на две осевые и две боковые зоны. Между северной и южной осевыми зонами протягивается рифтовая аномалия. Таким образом, в районе хребта Гаккеля и котловин Нансена и Амундсена аномальное магнитное поле, характеризующееся линейной структурой аномалий, является типично океанским и сходно по своей структуре с аномальными магнитными полями в районах срединных хребтов в Атлантическом и Тихом океанах. По характеру рифтовой аномалии была прослежена ось Срединно-Арктического хребта (хребет Гаккеля) и составлена карта изохрон Евразийской котловины [Карасик, 1974].

Анализ аномального магнитного поля показал, что Евразийский бассейн возник в результате раскола Евразии и последующего отодвигания поднятия Ломоносова от Евразийской плиты. Возраст его датируется от современного до 60 млн. лет. На основе использования карты изохрон была рассчитана мощность литосферы для Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Наряду с расчетами мощности литосферы по геохронам параллельно проводились расчеты по данным о латеральном изменении глубин дна по мере удаления от оси срединного хребта и по мощности осадочного чехла на хребте Гаккеля.

Как показали расчеты, мощность океанской литосферы в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана изменяется от 8—10 км в осевой части хребта Гаккеля до 60 км в краевых частях Евразийской котловины. При этом отмечается резкий рост мощности литосферы, увеличивающийся

по мере сужения котловины в восточном направлении. Это, по-видимому, связано с тем, что Евразийский океанский бассейн, который представляет собой полярную часть единого Северо-Атлантического бассейна, характеризуется наименьшими из всех известных в настоящее время скоростями раскрытия (0,3–0,7 см/год), что в свою очередь является следствием близости этого района к полюсам раскрытия [Карасик, 1974].

Что касается Амеразийского бассейна, оценка мощности литосферы осложнена малой изученностью этого региона и сложным характером аномального магнитного поля, затрудняющим его геосторический анализ. Херрон и др., используя эволюцию Северной Атлантики в соответствии с моделью Питмана и Тальвани [Pitman, Talwani, 1972], предполагают, что Амеразийский бассейн начал формироваться с юрского периода (150–180 млн. лет назад). В этом случае мощность литосферы в указанном регионе должна составлять около 90 км.

## 2.5. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В ЗОНАХ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Зонами существенной перестройки глубинного строения литосферы Мирового океана являются трансформные разломы, вдоль которых, как правило, отмечаются резкие изгибы изопахит мощности литосферы (рис. 2.1).

Детальные комплексные геоморфологические и геолого-геофизические исследования, проведенные на участках трансформных разломов в различных районах Мирового океана, свидетельствуют о том, что в этих зонах отмечаются специфические черты строения океанской литосферы и связанных с ними процессов тектонической и вулканической активности.

В Атлантическом океане наиболее резкие изменения мощности литосферы наблюдаются вкrest простирания трансформных разломов Вима, Кейн, Океанограф, Чарли-Гиббс, Ян-Майен в Северной Атлантике, а также для разломов Риу-Гранди, Романш, Тристан-да-Кунья и Фолклендского в Южной Атлантике.

При большой амплитуде смещения оси рифта изменение мощности литосферы по разные стороны от трансформного разлома может быть значительным — до 20–25 км. Такие резкие изменения мощности литосферы отмечаются вкrest простирания трансформных разломов Чарли-Гиббс, Ян-Майен, Вима и Риу-Гранди (рис. 2.1).

На основе количественной интерпретации данных гравиметрической съемки, проведенной в 7-м и 8-м рейсах нис "Академик Вернадский" и 28-м рейсе нис "Михаил Ломоносов", был выполнен расчет мощности литосферы вкrest простирания зоны разломов Вернадского [Буданов и др., 1980]. Было установлено, что над участком разлома, близким к рифту, отмечается минимум аномалии Буге, соответствующий утонению литосферы до 15 км.

Над центральным ущельем зоны разломов Вернадского (7° 20' с.ш.) и его северным ущельем (8° 10' с.ш.) зарегистрированы вытянутые в широтном направлении положительные аномалии магнитного поля, оси которых хорошо коррелируют с осями осредненных минимальных значений

аномалий Буге [Колежук и др., 1975]. Такая корреляция соответствует представлению об утонении литосферы под осью разлома, которое может быть вызвано подъемом к поверхности разуплотненного мантийного вещества. Такой подъем подтверждается данными, полученными Л.И. Коганом в результате глубинного сейсмопрофилирования методом МОВ-ОГТ.

Оценка изменения мощности литосферы под северным бортом зоны разломов Вернадского по отношению к южному борту, проведенная по формуле (1.37), показывает, что при разности уровней аномалии Буге над северным и южным бортами около 50 мГал различие в мощности литосферы составляет около 20 км, что коррелирует с расчетной величиной изменения мощности литосферы, проведенной В.Г. Будановым с соавторами [Буданов и др., 1980].

Как показало изучение зоны разлома Романш [Cochran, 1973], северный борт разлома ниже южного примерно на 1,5 км. В то же время, по имеющимся данным, возраст литосферы для северного борта разлома на 30 млн. лет больше, чем для южного. Оценка сравнительной мощности литосферы по формулам (1.12) и (1.24) показывает, что увеличение мощности литосферы под северным бортом составит около 25 км.

Детальные комплексные геоморфологические и геолого-геофизические исследования были проведены в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" в зоне трансформного разлома Атлантис на полигоне с координатами  $28^{\circ}20' - 29^{\circ}20'$  с.ш. и  $34^{\circ}20' - 35^{\circ}20'$  з.д. [Городницкий и др., 1978а].

Как показали геоморфологические исследования, проведенные под руководством А.В. Живаго, зона разлома Атлантис характеризуется сложным рельефом, определяющимся наличием двух субпараллельных депрессий — северной, с глубиной 5550 м, и южной, с глубиной 5850 м, а также разделяющего их приразломного хребта. Наряду с промером на полигоне были выполнены глубинное сейсмическое зондирование, непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн, геомагнитная и гравиметрическая съемки и измерения величины теплового потока, а также геологические работы. В результате геомагнитной съемки по обе стороны от разлома были выявлены две зоны субмеридиональной линейной аномалии, смещенной вдоль разлома на расстояние около 30 миль (см. рис. 2.6.) [Городницкий и др., 1978а]. Это хорошо соответствует величине левостороннего сдвига по этому же разлому в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [Литвин и др., 1974].

Сопоставление выявленной аномалии с модельными магнитными аномалиями позволило идентифицировать ее как аномалию 24 и определить возраст дна (около 60 млн. лет). В соответствии с этим мощность литосферы в изучаемом районе должна составлять 58—60 км.

В пределах полигона было произведено три измерения величины теплового потока через океанское дно. Расположение точек и значения показаны на рис. 2.6. С целью оценки влияния рельефа дна и контрастной теплопроводности донных осадков и пород океанской коры было проведено аналоговое моделирование [Жуторской, 1982]. Расчетные данные отношения наблюдаемых значений плотности теплового потока к глубинным позволили вычислить плотности глубинного теплового потока. Его значения составили: для северного борта разлома  $34 \text{ мВт/м}^2$ , для северной депрессии разлома  $51 \text{ мВт/м}^2$  и для южной депрессии  $38 \text{ мВт/м}^2$ .

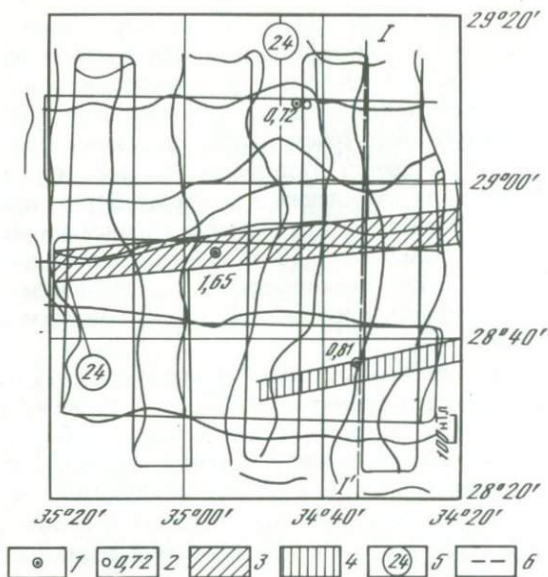


Рис. 2.6. Карта графиков аномального поля и измерений теплового потока на полигоне в зоне трансформного разлома Атлантис

1—2 — точки измерений и величина плотности теплового потока; 3—4 — северная и южная депрессии; 5 — ось магнитной аномалии 24; 6 — положение геолого-геофизического разреза

Оценка мощности литосферы, проведенная по величине плотности теплового потока в предположении о кондуктивной природе теплопереноса и отсутствии источников тепла в литосфере, показывает, что мощность литосферы под разломом меньше, чем под его северным и южным бортами, и составляет не более 50 км.

Анализ результатов проведенной на полигоне гравиметрической съемки [Корякин, Колежук, 1981] свидетельствует о том, что наименьшие относительные значения аномалий Буге (290 мГал) приурочены к северной депрессии разлома, а наибольшие — к южной при общем изменении аномалий Буге от 290 до 320 мГал.

На рис. 2.7 приведен составленный нами геолого-геофизический разрез вкрест простирания разлома Атлантис по  $34^{\circ}20'$  з.д. Отчетливо выраженные на графике минимумы аномалии Буге над депрессией разлома могут быть вызваны либо увеличением мощности коры под этим участком, либо разуплотнением мантийного вещества и утонением литосферы. Первое предположение, однако, противоречит результатам сейсмических исследований. Как видно из сейсмогеологического разреза, построенного вкрест простирания разлома Атлантис (рис. 2.7), под северной депрессией разлома отмечается не утолщение, а утонение коры.

Оценка изменения мощности литосферы под северной депрессией разлома Атлантис по осредненной аномалии Буге показывает, что при мощности литосферы под обоими бортами разлома около 60 км под северной депрессией она уменьшается примерно на 10 км.

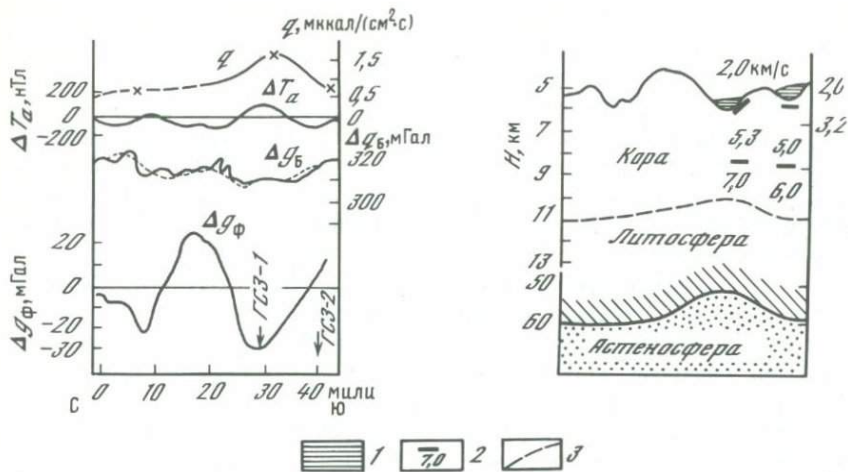


Рис. 2.7. Геолого-геофизический разрез через трансформный разлом Атлантис по данным 24-го рейса нис "Академик Курчатов"

1 — осадки в депрессиях разлома; 2 — сейсмическая граница и граничная скорость по данным ГСЗ; 3 — поверхность Мохоровичича по данным МОВ-ОГТ

Таким образом, совместный анализ результатов геомагнитной и гравиметрической съемки, геотермических измерений и непрерывного сейсмопрофилирования методом МОВ-ОГТ дает возможность высказать предположение об относительном утонении литосферы под осевой зоной разлома Атлантис.

Отмеченное для описанных выше разломов утонение литосферы, по-видимому, может служить косвенным признаком небольших раздвиговых напряжений, перпендикулярных простиранию разлома. Для разлома Атлантис наличие таких напряжений отчасти подтверждается сложной эшелонированной системой субпараллельных депрессий. Возможно, что возникновение таких напряжений связано с периодом формирования линейных аномалий 24–25 (60–63 млн. лет), когда происходила перестройка системы раскрытия в Северной Атлантике, вызвавшая изменение направления спрединга на  $10\text{--}15^\circ$  [Pitman, Talwani, 1972], что привело к смещению на север активной части разлома Атлантис [Городницкий и др., 1978а].

Предполагаемая слабая реактивизация трансформного разлома Атлантис, обусловленная изменением кинематики литосферных плит, не является единичной. Так, разные скорости движения Северо-Американской и Южно-Американской плит по отношению к Африканской плите, обусловленные их разной удаленностью от полюса раскрытия, вызвали аналогичную реактивизацию трансформных разломов в экваториальной части Атлантики (разлом Барракуда). В свою очередь, различные скорости движения Евразийской и Африканской плит по отношению к Северо-Американской вызвали новые проявления тектонической активности и базальтового вулканизма в Азоро-Гибралтарской тектонической зоне [Гравитационное поле... , 1979].

Изучение морфологии дна и величины теплового потока позволяют

предполагать, что небольшая раздвиговая составляющая проявляется в пределах одной из крупнейших в Атлантике зон трансформных разломов — Чарли-Гиббс, протягивающейся в широтном направлении между 52 и 54° с.ш. Смещение рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта по этому разлому составляет около 350 км, что вызывает резкое изменение мощности литосферы по обе стороны от разлома. Результаты бурения свидетельствуют о том, что к разломной зоне приурочены глубинные интрузии. Здесь отмечены повышенные значения теплового потока и пониженные значения аномалий Буге. Характерно, что зона Чарли-Гиббс осложнена приразломными хребтами и вулканическими поднятиями. Сложное эшелонированное строение разломов в пределах этой зоны, так же как и для разлома Атлантис, связано с перестройкой скорости и направления раскрытия Северной Атлантики в интервале геологического времени от 60 до 40 млн. лет [Fleming, Cherkis, 1970].

В качестве примера трансформного разлома с раздвиговой составляющей можно привести разлом Вима, протягивающийся вдоль 11° с.ш. и смещающий рифтовую зону Срединно-Атлантического хребта на 300 км [Van Andel et al., 1971]. К активным депрессиям зоны разлома приурочены повышенные значения теплового потока и отрицательные гравитационные аномалии [Heezen et al., 1964]. Интерпретация аномалий Буге дает возможность предположить наличие под осевой частью разлома области разуплотненного вещества, которым может явиться поднимающийся в зоне частичного растяжения к поверхности разогретый мантийный субстрат.

Анализ результатов геоморфологического и геолого-геофизического изучения трансформных разломов с раздвиговой составляющей, к которым относятся разломы Вернадского, Атлантис, Вима, Кейн, Чарли-Гиббс и многие другие, свидетельствует, таким образом, о том, что для них характерно относительное утонение литосферы под основной депрессией разлома, находящее свое отображение в их геоморфологии и структуре аномальных геофизических полей. Специфическими чертами геоморфологического строения для таких разломов являются примерная параллельность долин и приразломных хребтов, а также сложная эшелонированная система дизъюнктивов, характеризующаяся наличием сопряженных "палеоразломов".

К осевой части активных депрессий разломов этого типа приурочены повышенные значения теплового потока через дно океана и пониженные значения аномалий Буге. Кроме того, данные сейсмических исследований обнаруживают здесь приближение к поверхности кровли разуплотненного вещества при постоянной мощности коры. В некоторых случаях над депрессиями таких разломов отмечаются аномалии магнитного поля, связанные с внедрением глубинных интрузий или взаимодействием соприкасающихся по разлому участков плит с разной магнитной полярностью (разломы Атлантис; Вернадского, Вима).

При этом возможны два случая. В первом случае, когда действие раздвиговой составляющей крайне невелико (разлом Атлантис), образующиеся кулисные трещины недостаточно широки, чтобы поднимающиеся мантийные дифференциаты достигали поверхности, и поэтому они консолидируются на некоторой глубине. Во втором случае (система разломов Чарли-

Гиббс) масштаб раздвига достаточно велик для того, чтобы мантийное вещество поднималось к поверхности, в результате чего могут формироваться внутриразломные хребты и цепи вулканических подводных гор.

Модели возникновения раздвиговой составляющей в трансформных разломах при изменении полюса раскрытия были описаны различными авторами [Melard, Attwater, 1968; Collete et al., 1974]. Как было показано Д.Таркоттом и Е. Оксбургом, такая составляющая может возникнуть, в частности, в результате эффекта растяжения, создающегося при прохождении новообразованной литосферы через области геоида с различной кривизной [Turcotte, 1974]. Источником возникновения составляющей может явиться также левостороннее изменение в направлении раскрытия при левостороннем смещении рифта по трансформному разлому. При определенной величине смещения и значениях угла между старым и новым направлением раскрытия зоны трещин имеют сложный эшелонированный характер с образованием между старыми и новыми зонами трансформных разломов системы согласующих разрывных нарушений. По данным геофизических исследований, такие согласующие разломы отмечены, в частности, в зонах разломов Кейн, Вима и Атлантик. Указанная геометрическая перестройка трансформных разломов с возникновением раздвиговой составляющей, по-видимому, может происходить в зоне срединного хребта в области существования новообразованной малоомощной литосферы.

В свою очередь, проявление раздвиговой составляющей в глубоководных океанских котловинах на развитой литосфере мощностью 60–70 км и реактивизация трансформных разломов в их пассивной части может привести к развитию процессов внутриплитового базальтового вулканизма и образованию систем подводных и надводных вулканов и вулканических хребтов.

Наиболее крупными и хорошо изученными зонами трансформных разломов со сдвиговой составляющей являются трансформные разломы северо-восточной части Тихого океана (Мендосино, Кларин, Меррей, Клиппертон и другие, рис. 2.1), вдоль которых происходит резкая перестройка мощности литосферы, сопровождающаяся изменением характера рельефа дна и структуры геофизических аномалий.

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" была выполнена комплексная геоморфологическая и геофизическая съемка на участке трансформного разлома Меррей, представляющего собой один из крупнейших трансформных разломов Тихого океана. Его протяженность в пределах Северо-Восточной котловины составляет около 1900 миль [Удинцев, 1972]. По мнению ряда исследователей, зона разлома Меррей прослеживается также к западу от Гавайских островов, где к ее продолжению приурочен вулканический хребет Неккер и горы Мид-Пасифик. По классификации Морган [Морган, 1974], разлом Меррей относится к трансформным разломам правостороннего типа. Судя по карте идентифицированных линейных аномалий магнитного поля, относительное смещение блоков соприкасающейся литосферы по линии разлома составляет около 350 миль [Городницкий, Сузюмов, 1980]. Глубина северного борта в среднем на 300–500 м больше, чем южного [Удинцев, 1972].

Съемка была проведена на полигоне с координатами  $30^{\circ}43' - 32^{\circ}00'$  с.ш.,  $143^{\circ}33' - 143^{\circ}40'$  з.д. Как видно из расположения полигона,

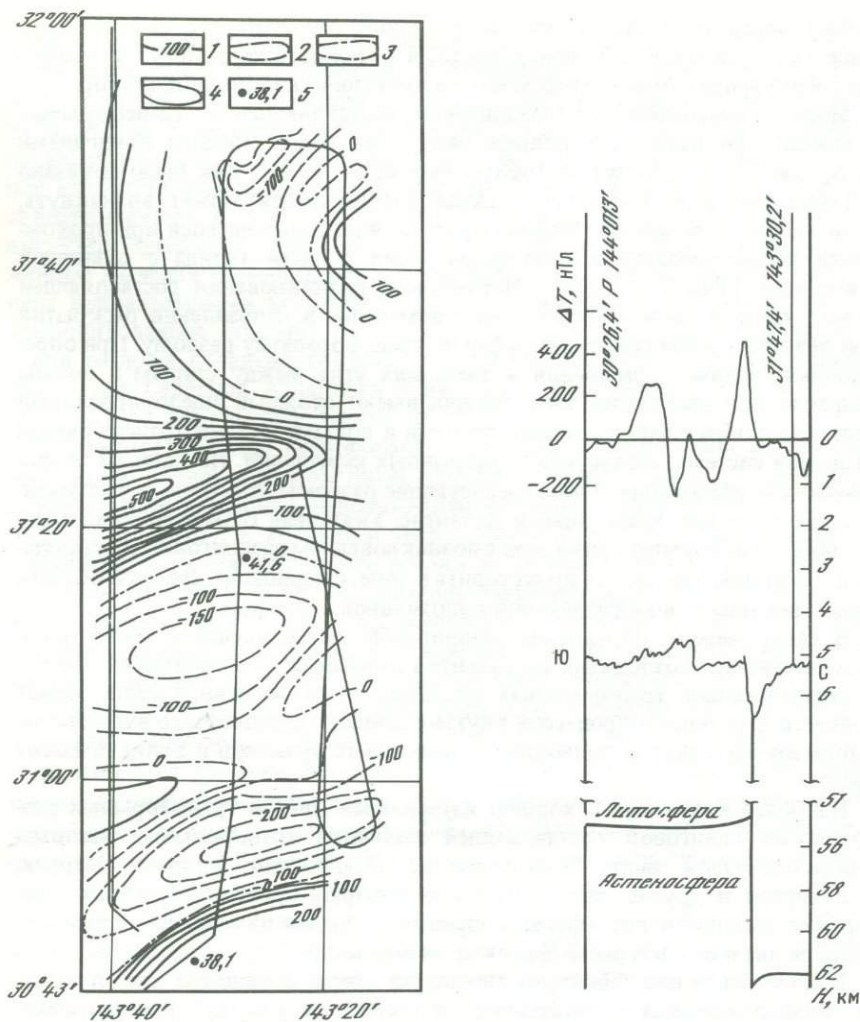


Рис. 2.8. Карта изодинам аномального магнитного поля и измеренные значения плотности теплового потока на полигоне в зоне трансформного разлома Меррей

1, 2 — изодинамы соответственно положительных и отрицательных значений поля (нТл); 3 — нулевая линия; 4 — галсы промера и геомагнитной съемки; 5 — измеренные значения плотности теплового потока (мккал/(см<sup>2</sup> • с))

Рис. 2.9. Геофизический профиль и разрез литосферы через трансформный разлом Меррей

с юга к нему подходят линейные магнитные аномалии 20 и 21 (49–58 млн. лет), а к северному борту разлома выходит аномалия 26 (68 млн. лет).

Геомагнитная съемка совместно с промером и непрерывным сейсмопрофилированием проводилась по трем меридиональным галсам, ориентированным вкрест простирания разлома при расстоянии между галсами

10 миль (рис. 2.8). Анализ геоморфологических материалов свидетельствует о том, что разлом Меррей морфологически имеет вид узкого желоба, ограниченного узким крутым уступом с южной стороны и имеющего асимметричный поперечный профиль (рис. 2.9). Глубина желоба около 6,6 км. Южный борт осложнен крутыми уступами, падающими к северу.

Анализ карты аномального магнитного поля (рис. 2.8) показывает, что на южном и северном бортах разлома структура поля имеет различный характер [Городницкий, Сузюмов, 1980]. На южном борту, средняя глубина дна которого характеризуется величиной порядка 4,5 км при резкой расчлененности рельефа, отмечаются интенсивные аномалии с размахом более 500 нТл. Простираание аномалий субпараллельно простираанию разлома. Положительные аномалии приурочены к крутым склонам уступов и связаны, по-видимому, с тектоническими сбросовыми швами. Над северным низким бортом разлома наблюдается понижение уровня магнитного поля и интенсивности аномалий (до 100 нТл). Величина расчетной эффективной намагниченности для южного борта разлома примерно в два раза больше, чем для северного борта, что согласуется с различием в возрасте литосферы.

Определенное по идентифицированным магнитным аномалиям различие в возрасте океанской коры между северным и южным бортами разлома в пределах полигона составляет около 18 млн. лет. Теоретическая оценка перепада средних глубин дна по формуле (1.12) показывает, что он должен составлять величину порядка 0,5 км. Это удовлетворительно соответствует экспериментальным геоморфологическим данным.

Расчет мощности океанской литосферы в пределах полигона к северу и югу от линии разлома, проведенный по данным магнитной геохронологии и перепаду рельефа дна, дает для южного борта величину порядка 55 км, а для северного — порядка 62 км. Таким образом, перепад мощности литосферы вкрест простираания разлома составляет около 7 км (рис. 2.9).

Анализ геоморфологических и тектонических материалов дает возможность высказать предположение о преобладании здесь сдвиговой составляющей, вызывающей сдвиг более погруженной и мощной литосферы северного борта по отношению к южному. Обращает на себя внимание, что к югу от разлома Меррей в пределах Северо-Восточной котловины встречено большое число вулканических подводных гор и почти отсутствуют ровные участки дна, тогда как к северу от него преобладают глубоководные равнины, а подводные горы встречаются реже [Менард, 1966].

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" было проведено комплексное геоморфологическое и геолого-геофизическое обследование крупного трансформного разлома Хизена, расположенного в юго-восточной части Тихого океана и входящего в систему разломов Элтанин [Городницкий и др., 1980а; Непрочнов и др., 1979а].

Съемка разлома Хизена была выполнена на полигоне, ограниченном координатами  $54^{\circ}30' - 54^{\circ}45'$  ю.ш. и  $124^{\circ}30' - 127^{\circ}00'$  з.д. (рис. 2.10), и осуществлялась по квадратной сети галсов с межгалсовым расстоянием 10–15 миль. Как показали исследования, разлом Хизена является уникальным по расчлененности рельефа — перепад глубин по южному склону ущелья достигает 5 км при крутизне до  $35^{\circ}$ .

Анализ карты осей идентифицированных магнитных аномалий в юго-

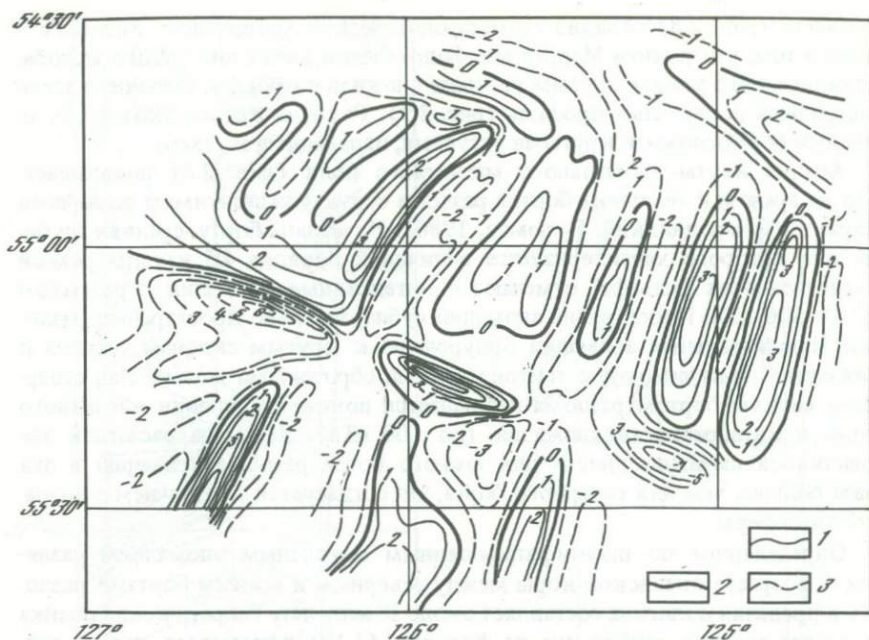


Рис. 2.10. Карта изодинам аномального магнитного поля на полигоне в зоне разлома Хизена по данным 24-го рейса "Академик Курчатов" [Городницкий и др., 1980а]

1 — изодинамы положительных значений поля в  $10^2$  нТл; 2 — нулевая линия; 3 — изодинамы отрицательных значений поля в  $10^2$  нТл

восточной части Тихого океана [Карасик и др., 1981; Molnar et al., 1975] показывает, что полигон детальной съемки расположен в зоне линейных магнитных аномалий, параллельных рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) (рис. 2.11). Вместе с тем ни одна из ранее установленных идентифицированных аномалий в районе, близком к полигону, не доходит до его границ. Анализ карты аномального магнитного поля, составленной в результате детальной полигонной съемки (рис. 2.10), позволил выявить на северном и южном бортах разлома системы интенсивных линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания, параллельных оси ВТП. С целью их идентификации было проведено моделирование для двумерного плоскопараллельного слоя по шкале Хертцлера [Heirtzler et al., 1968] с помощью ЭВМ. Моделирование проводилось для магнитного наклонения  $J = -71^\circ$  и азимутов простирания профилей  $A = 115^\circ$  и  $A = 295^\circ$  (рис. 2.11). В результате было установлено, что на северном борту разлома прослеживаются линейные аномалии 3А, 3А, 4–4А (5–8 млн. лет), принадлежащие к восточному флангу ВТП (см. рис. 2.11), а на южном борту — аномалии 2–2А (0,7–3,7 млн. лет), также принадлежащие к восточному флангу Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Оценка скоростей раскрытия показала, что они меняются в пределах 4,8–2,9 см/год при средней скорости спрединга для северного борта разлома 3,7 см/год. Выполненная идентификация указывает на смещение по разлому Хизена оси ВТП на запад на 220–230 миль. Оба разлома, входящие в систему Элтанин–Хизена и Тарп, являются левосторонними.

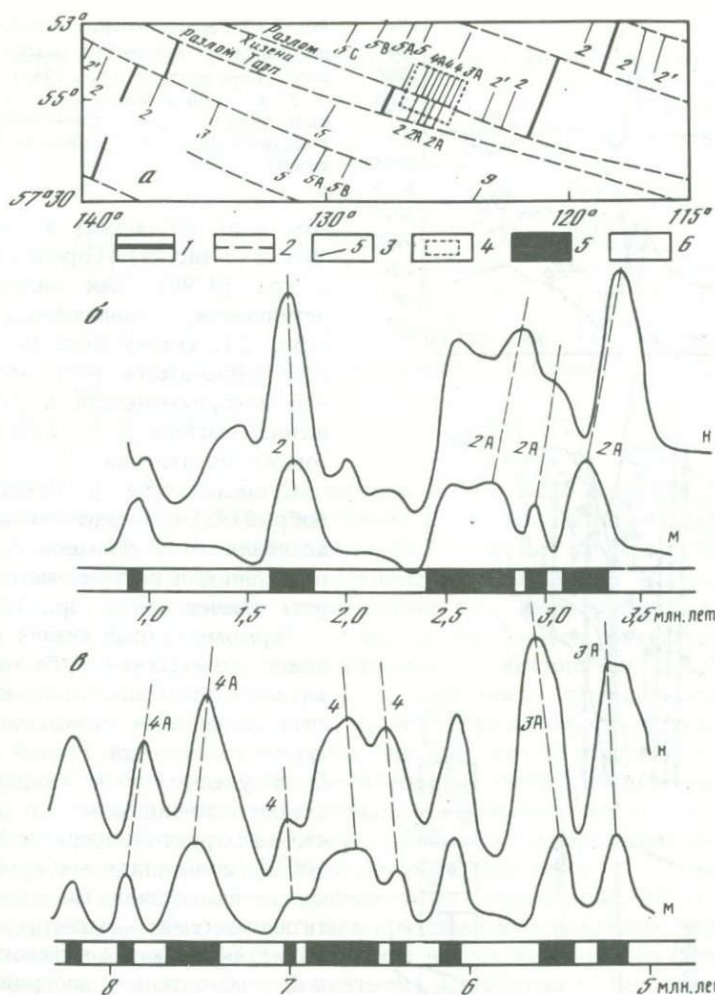


Рис. 2.11. Схема расположения полигона детальной геофизической съемки (а) и магнитного моделирования (б, в) в зоне трансформного разлома Хизена

1 — ось ВТП; 2 — трансформные разломы; 3 — оси магнитных аномалий; 4 — полигон; 5 — прямо намагниченные блоки; 6 — обратно намагниченные блоки. В модели приняты  $I = -71^\circ$ ,  $A = 115^\circ$  (б) и  $A = 295$  (в); б — южный борт, в — северный борт; н — наблюдаемые аномалии; м — модельные

Образцы изверженных пород со склонов разлома Хизена были отобраны при драгировании его ущелья и кругото южного склона (рис. 2.12). Как видно из рисунка, они представляют полный разрез земной коры в разломе Хизена. Для отобранных образцов был произведен весь комплекс лабораторных магнитных измерений: измерения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности  $I_n$ , термомагнитный анализ в отсутствие земного магнитного поля с целью определения состава ферромагнитной фракции, а также выявления синхронности вектора остаточной намагниченности выделенных минералов, размагничивание в переменном магнит-

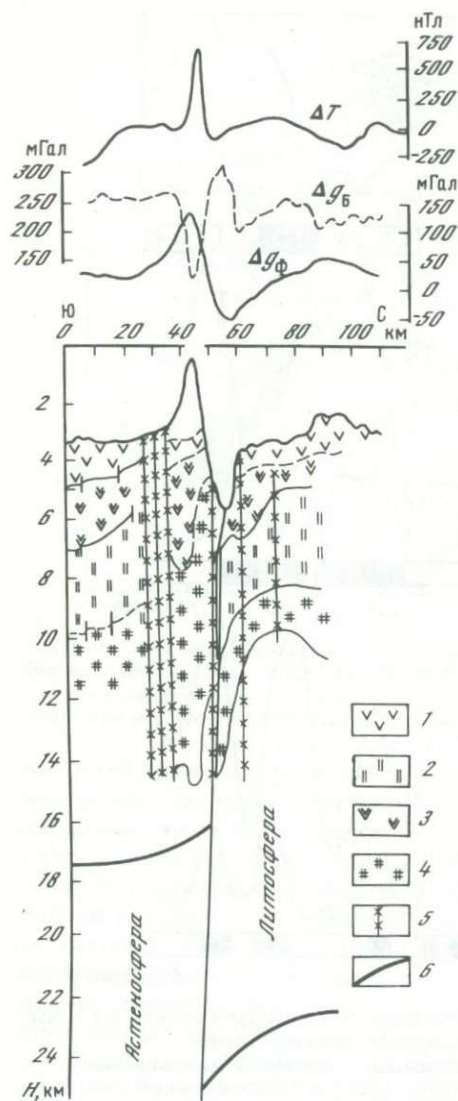


Рис. 2.12. Геолого-геофизический разрез через трансформный разлом Хи-зена [Городницкий и др., 1984]

1-4 — сейсмические слои по данным МОВ-ОГТ; 5 — зоны дифрагированных волн; 6 — подошва литосферы

ном поле ( $H$ -чистка) и термо-чистка ( $T$ -чистка) [Городницкий и др., 1979б]. Как видно из результатов, приведенных в табл. 2.1, сверху вниз по разрезу наблюдается рост магнитной восприимчивости и уменьшение фактора  $Q = I_n/0,5k$  в том же направлении.

Существование у базальтов (обр. 2175) относительно малой величины  $k$  и большой  $I_n$  характерно для верхней части разреза [Печерский и др., 1975].

Термомангнитный анализ установил присутствие в базальтах катиондефицитного титаномагнетита со следами низкотемпературного окисления. Резкий спад  $I_n$  и увеличение  $k$  свидетельствуют, по-видимому, о том, что в интервале температур 250–500°С происходят минералогические изменения в направлении титаномагнетит — магнетит — гематит. Обладающие незначительной магнитной восприимчивостью и большой остаточной намагниченностью базальты в зависимости от направления  $I_n$  могут быть источником магнитных аномалий обоих знаков.

Термомангнитный анализ долерита (обр. 2174) показал, что в породе присутствует только магнетит. Из результатов  $T$ -чистки видно, что при спаде намагниченности не происходит изменения направления ее вектора. Приведенные данные указывают на то, что в обр. 2174 присутствует одно направление намагничивания. В долерите, как и в базальте, отмечено небольшое значение  $K$  при повышенных значениях  $I_n$ , следовательно, и они могут быть источниками как положительных, так и отрицательных аномалий в зависимости от направления намагничивания.

Серпентинизированный гарцбургит (обр. 2177) по магнитным свойствам показал наиболее сложную предысторию своего существования. При раз-

Таблица 2.1

Магнитные свойства горных пород разлома Хизена [Городницкий и др., 1979]

Глубина отбора, м	Номер образца	$K, A/m$	$I_n, A/m$	$Q$	$I_{rs_1}, A/m$	$I_{rs_2}, A/m$	Ферромагнитные минералы
500	2175	0,2	2,8	28,0	0,41	0,28	Титаномагнетит, магнетит, гематит
1000	2174	0,5	1,3	5,06	0,43	0,44	Магнетит
5200	2177	1,8	2,8	1,75	1,34	0,83	Магнетит, магнетит
5700	2173	10,3	0,4	0,7	0,23	0,31	Пирротин, магнетит, магнетит

Обозначения:  $I_{rs_1}$  — остаточная намагничённость насыщения;  $I_{rs_2}$  — то же после термообработки

магничивании переменным магнитным полем были выделены три стабильных направления намагничивания, два из них антипараллельны друг другу и разрушаются в полях 500–550 Э, третье, наиболее стабильное, расположено вблизи положения современного магнитного полюса. Термомагнитный анализ установил присутствие двух ферромагнитных минералов — магнетита и маггемита.  $T$ -чистка подтвердила присутствие маггемита, но наличие его не связано с направлением вектора  $I_n$ . Существование нескольких компонент вектора  $I_n$  в гарцбургите, по-видимому, можно отнести за счет различных по величине зерен магнетита, что, в свою очередь, позволяет предположить существование нескольких этапов намагничивания, связанных со стадийностью внедрения гипербазитов в перекрывающие их породы. Магнитные аномалии, вызванные присутствием гипербазитов, гарцбургитов, из-за наличия различных векторов намагничённости не могут явиться источником аномалии обратного знака.

Термомагнитный анализ амфиболитовых сланцев (обр. 2173) показал, что ферромагнитная фракция в них представлена магнетитом, пирротинном и титаномагнетитом. При  $H$ - и  $T$ -чистках направление вектора  $I_n$  при быстром разрушении его величины оказалось нестабильным. Большое значение магнитной восприимчивости у метаморфических пород позволяет считать, что величина индуцированной намагничённости столь велика, что амфиболитовые сланцы могут быть источником магнитных аномалий.

Сопоставление изученных магнитных свойств горных пород и расчетной кривой эффективной намагничённости показывает, что наблюдаемая положительная аномалия над поднятым южным бортом разлома Хизена является, по-видимому, результатом суперпозиции полей, создаваемых многослойным источником, где магнитоактивные слои представлены базальтами, долеритами, гипербазитами и амфиболитовыми сланцами.

Полученные данные позволяют предположить, что амфиболитовые сланцы в нижней части разреза образовались в результате динамометаморфизма, вызванного наличием поддвигающего напряжения вкост простирания разлома Хизена, что отражается также в анизотропии магнитной восприимчивости у гипербазитов.

Как видно из карты аномального магнитного поля (рис. 2.10), в цент-

ральной части полигона над осью разлома наблюдается зона магнитных аномалий с высокими градиентами поля. Для выяснения ее природы было проведено моделирование магнитных аномалий по профилям, пересекающим разлом (рис. 2.11) [Городницкий и др., 1984]. Намагниченность при моделировании была выбрана на основе данных изучения горных пород, отобранных при драгировании. Расчет аномалии для однородно намагниченного слоя показывает, что аномалия над разломом в основном вызвана влиянием рельефа—магнитного слоя, а знак аномалии определяется знаком его полярности. На следующем этапе моделирования была предпринята попытка установить, какой вклад в аномальное магнитное поле вносит базальтовый слой (слой 2) и габбро-перидотитовый слой (слой 3), слагающие борта разлома. С этой целью была рассчитана аномалия для суммарного влияния слоя 2 мощностью 2,5 км с интенсивностью намагниченности 2А/м и слой 3 мощностью 4 км с интенсивностью 4А/м. Результаты расчета показали, что при этом возрастает амплитуда центральной аномалии и уменьшается горизонтальный градиент поля над южным бортом разлома. Ввиду этого интенсивность намагниченности в слое 3 была уменьшена до 1А/м для южного борта разлома, после чего было подобрано оптимальное соответствие наблюдаемой и модельной кривой с помощью изменения намагниченности слоя 2. Аналогичные расчеты, выполненные по другим профилям, показали, что изменение полярности в слое 2 влечет за собой изменение знака аномалии и интенсивность намагниченности в слое 3 для северного борта разлома Хизена больше, чем для южного.

По данным магнитной геохронологии на основе выполненной идентификации аномалий были проведены расчеты мощности литосферы для северного и южного бортов разлома Хизена. Как показывают оценки (рис. 2.12, 2.13), мощность литосферы в пределах полигона составляет 17–21 км для северного и 11–14 км для южного борта при встречном увеличении ее мощности вдоль линии разлома. Вместе с тем анализ результатов региональных геомагнитных съемок в юго-восточной части Тихого океана свидетельствует о том, что общий перепад мощности литосферы вкрест простираения разлома Хизена составляет не менее 20 км [Городницкий, 1979а].

На рис. 2.12 приведен сейсмический разрез через разлом Хизена, составленный по данным МОВ-ОГТ, выполненного в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов". Как видно из разреза, к северу от разлома границы отдельных сейсмических слоев расположены глубже, чем к югу от него, и в зоне разлома дислоцированы.

Измерения теплового потока в зоне разлома Хизена осуществлялись на двух станциях. На станции 2176, расположенной на дне желоба на глубине 5640 м (рис. 2.12), измеренное значение плотности теплового потока составило 253 мВт/м<sup>2</sup>. После введения поправки за счет влияния крутого склона южного борта исправленное значение плотности фонового теплового потока составило 166 мВт/м<sup>2</sup> [Попова и др., 1984]. На станции 2180, расположенной на южном борту в стороне от оси разлома, измеренная величина плотности теплового потока равна 104 мВт/м<sup>2</sup>. Таким образом, желоб разлома Хизена характеризуется повышенными значениями теплового потока.

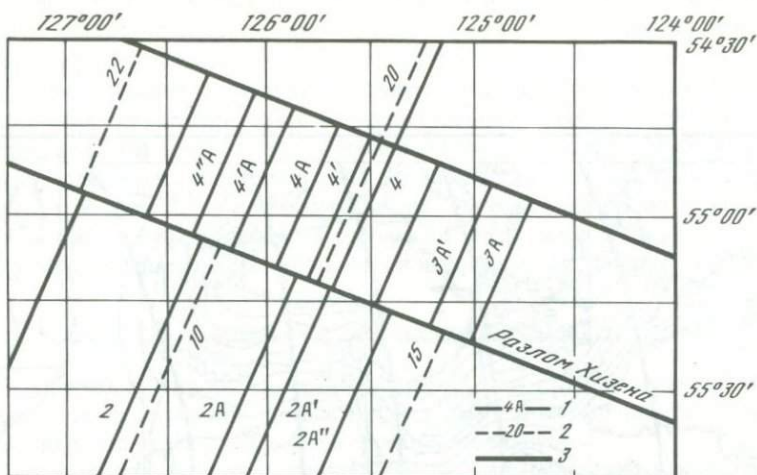
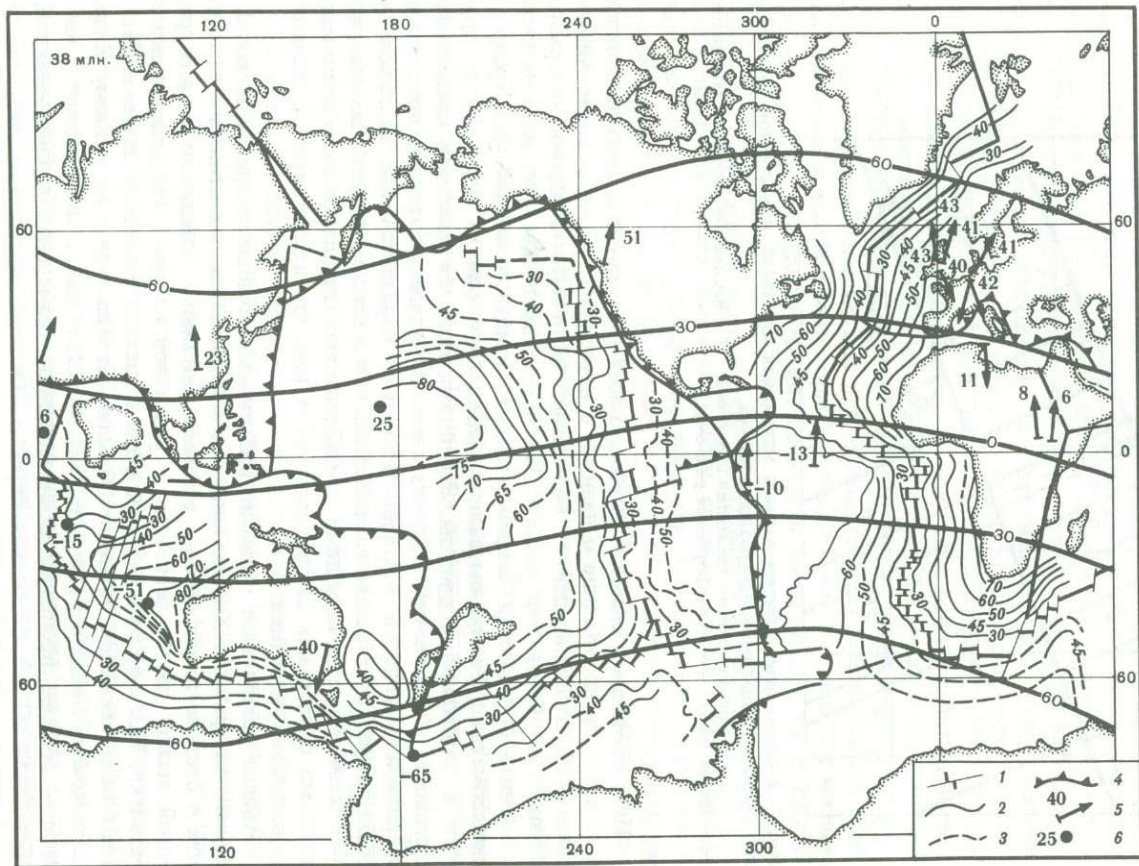


Рис. 2.13. Схема идентифицированных магнитных аномалий и расчетной мощности литосферы на полигоне в зоне разлома Хизена

1 — идентифицированная аномалия и ее номер; 2 — изопахиты расчетной мощности литосферы (км); 3 — трансформные разломы

Интерпретация и совместный анализ всех полученных данных позволяют высказать предположение о наличии в изученном районе разлома Хизена сдвиговой составляющей и, возможно, частичного поддвига северного опущенного борта под южный. Такое предположение дает возможность объяснить образование амфиболитовых сланцев в нижней части разреза динамометаморфизма, вызванным смещением одного борта вдоль другого и частичным поддвигом. Это подтверждается наличием косвенного признака — высокого гидростатического давления, выраженного анизотропией магнитной восприимчивости в горизонтальной плоскости у обследованных образцов гипербазитов. Отсутствие интенсивных магнитных аномалий над выходами амфиболитовых сланцев с высокими магнитными свойствами свидетельствует о том, что их мощность в разрезе, по-видимому, невелика.

Анализ результатов геомагнитной съемки позволяет прийти к заключению, что разлом Хизена является основным дизъюнктивным элементом в системе трансформных разломов Элтанин, — именно он служит границей между двумя регионами с различной историей геодинамического развития. Как сам разлом Хизена, так и система Элтанин в целом существуют на протяжении не менее 80 млн. лет (на западе по разлому Хизена отмечено смещение аномалии 32). За столь длительный период в изучаемом регионе происходили существенные изменения геодинамической обстановки. Особенно резкая перестройка в системе разрастания отмечена в середине палеоцена (58–60 млн. лет назад), когда во всем южнотихоокеанском сегменте изменились направления и скорости раскрытия (прекращение разрастания дна в Тасмановом море, разделение Австралии и Антарктиды и т.д.). Указанная перестройка сказалась и на системе Элтанин: изменяются простирания разломов Хизена и Гарп, происходит



сужение расстояния между ними. Возможным следствием этой перестройки явилось возникновение поддвиговой составляющей на изученном участке разлома Хизена.

Таким образом, детальные комплексные геолого-геофизические исследования свидетельствуют о существенных особенностях мощности и строения литосферы в зонах трансокеанских разломов. Наличие раздвиговых, сдвиговых и поддвиговых составляющих, приводящее к реактивизации разломов, по-видимому, может являться одним из важных факторов, определяющих условия для развития процессов базальтового вулканизма и формирования подводных и надводных вулканов.

## 2.6. КАРТЫ ПАЛЕОМОЩНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Зависимость мощности от ее возраста дает принципиальную возможность для составления схематических карт палеомощности океанской литосферы по отдельным эпохам мезозоя и кайнозоя.

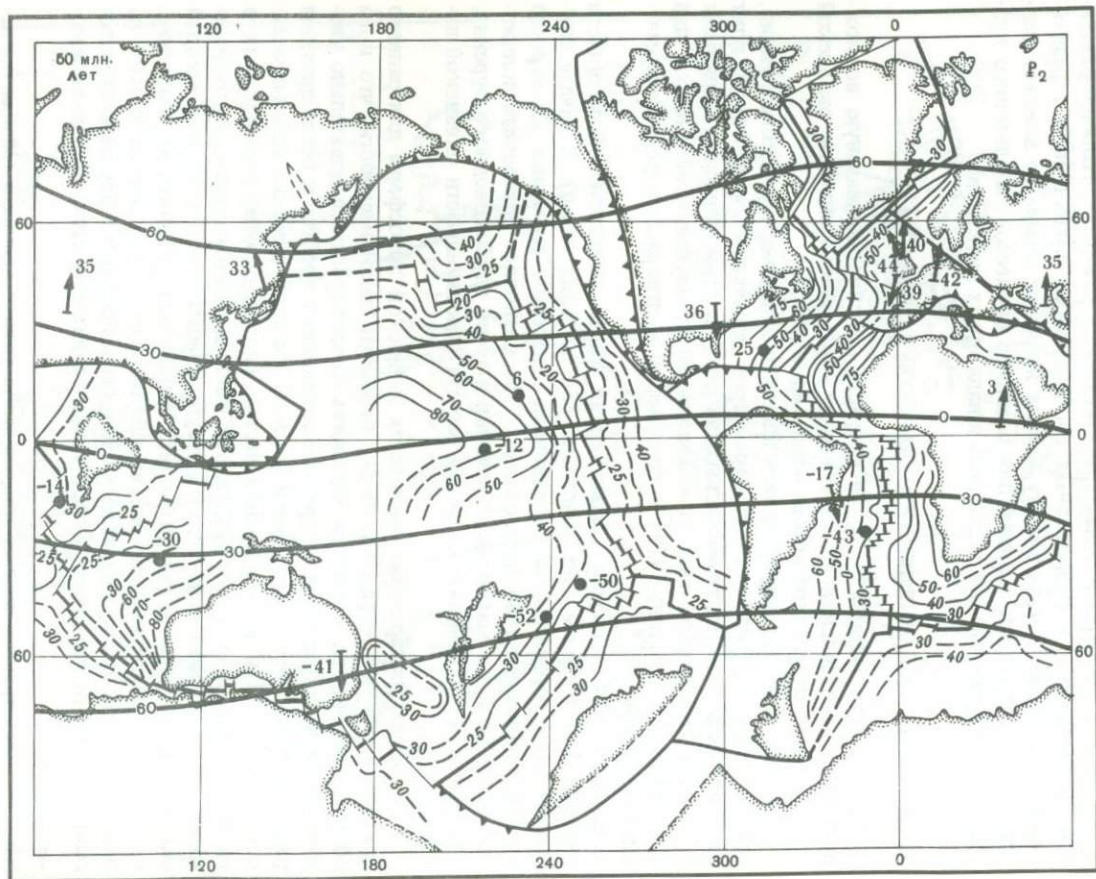
Основой для этих карт явились палеогеодинамические реконструкции, составленные на базе расчета параметров движения литосферных плит по системам линейных магнитных аномалий, трансформным разломам и другим материалам геолого-геофизического изучения океанского дна [Зоненшайн, Савостин, 1979] и достоверно подтверждающиеся палеомагнитными данными.

На рис. 2.14 показана схематическая карта расчетной палеомощности океанской литосферы для олигоцена (38 млн. лет назад). В начале олигоцена осям спрединга соответствовала магнитная аномалия 13, хорошо идентифицированная во всех океанах. Это позволяет определить положение более древних магнитных аномалий и точек глубоководного бурения, которые и были использованы для расчета палеомощности океанской литосферы.

Как видно из карты палеомощности океанской литосферы для раннего олигоцена, на ней отражены те же основные закономерности, что и на современной карте. Расчетная мощность литосферы последовательно увеличивается в направлении от срединно-океанских хребтов к более древним районам океана от 10 до 70 км и более. В наиболее древних районах океанов, в западной и юго-восточной частях Тихого океана, поглощенных в настоящее время в зонах субдукции, оценка палеомощности литосферы может быть произведена только сугубо приближенно с учетом средней скорости движения океанских плит. Необходимо принять во внимание, что оценка палеомощности океанской литосферы проводится только на основе геохронологии дна и не может быть проверена другими геолого-геофизическими методами. С этой точки зрения представляют, по-видимо-

Рис. 2.14. Реконструкция океанов и континентов раннего олигоцена (38 млн. лет назад) и схематическая карта палеомощности океанской литосферы

1 — палеоположение срединных хребтов и трансформных разломов; 2 — изопахиты расчетной мощности литосферы (км); 3 — предполагаемые изопахиты расчетной мощности литосферы (км); 4 — зоны поддвига; 5 — вектор и палеомагнитная широта по данным палеомагнитного определения; 6 — палеомагнитная широта по данным глубоководного бурения. Жирными линиями показаны палеомагнитные широты абсолютной реконструкции



му, значительный интерес палеобатиметрические карты для отдельных районов Мирового океана, составление которых начато в последнее время [Савостин и др., 1980]. Такие карты могут дать важный дополнительный материал для уточнения расчетов палеомощности литосферы.

В целом, как явствует из анализа карты расчетной палеомощности литосферы на 38 млн. лет, мощность океанской литосферы в олигоцене изменялась примерно в пределах от 7–8 до 90 км.

Карта палеомощности океанской литосферы для раннего эоцена (50 млн. лет назад) составлена на основе палеогеодинамической реконструкции для этого времени (рис. 2.15). Раннему эоцену соответствует магнитная аномалия 21 [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Как видно из реконструкции, в Тихом океане в эту эпоху реконструируются четыре плиты: Тихоокеанская, Фаралонская, Кула и Западно-Антарктическая. Кроме того, на западе океана выделялась Каролинская плита, а на юге-востоке небольшая плита, которая включала в себя Антарктический полуостров. К сожалению, ввиду затруднительности восстановления положения изохрон на плитах Кула и Фаралон, поглощенных в зонах субдукции, палеомощность литосферы для раннего эоцена может быть оценена только для Тихоокеанской и Западно-Антарктической плит. Вместе с тем приблизительная оценка мощности океанской литосферы для плит Кула и Фаралон может быть проведена при условии допущения симметричного разрастания океанского дна от осей спрединга, отделяющих эти плиты от Тихоокеанской плиты (рис. 2.15). Общий диапазон изменения мощности океанской литосферы в раннем эоцене примерно соответствовал современному. Огромная зона поглощения литосферы протягивалась в это время вдоль южной окраины Евразии, огибала Юго-Восточную Азию и Индонезию и далее прослеживалась вдоль северо-западного, северного и восточного побережья Тихого океана.

Оценка мощности океанской литосферы для позднего мела (76 млн. лет назад) в значительной степени затруднена отсутствием сведений о геохронологии дна позднемеловых океанов. Оси спрединга в это время соответствуют аномалии 32 — одной из самых древних аномалий кайнозойской системы. Более древние аномалии той же системы — 33 и 34 удается идентифицировать только в отдельных районах Атлантического и Тихого океанов. Вслед за ними в направлении от осей срединно-океанских хребтов к периферии океанов располагаются зоны спокойного магнитного поля. Значительные площади океанского дна, соответствующие позднему мелу, поглощены в зоне субдукции, а линейные магнитные аномалии мезозойской системы выделены только в пределах Тихоокеанской плиты и по краям Атлантического океана. Поэтому в качестве основы для карты палеомощности океанской литосферы в позднем мелу нами использована карта палеобатиметрии Мирового океана в позднем мелу, составленная в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР [Савостин и др., 1980]. Для составления палеобатиметрии Мирового океана на время 76 млн. лет использовались данные глубоководного бурения, геоморфологических исследований, линейные магнитные аномалии,

←  
Рис. 2.15. Реконструкция океанов и континентов раннего эоцена (50 млн. лет назад) и схематическая карта палеомощности океанской литосферы

Условные обозначения те же, что на рис. 2.14

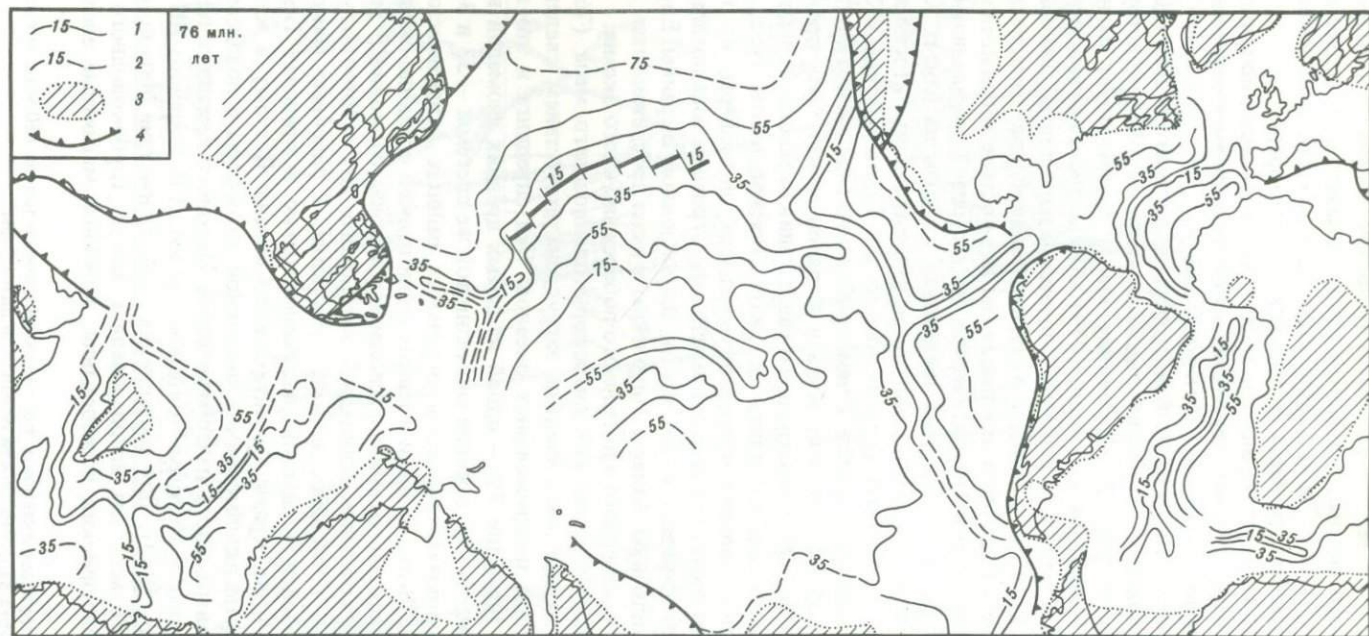


Рис. 2.16 Схематическая карта палеомощности океанской литосферы в позднем мелу (около 80 млн. лет назад)

1 – рассчитанные изопахиты мощности литосферы (км);

2 – предполагаемые изопахиты мощности литосферы (км);

3 – суша; 4 – зоны поддвига

а также теоретические представления о характере латерального изменения глубины океанского дна с увеличением его возраста, описанные в гл. 1. При этом полученные расчетные значения палеоглубин по возможности контролировались независимыми эмпирическими данными по величине погружения гайотов, по составу фораминифер и океанских осадков. Таким образом, составленная палеобатиметрическая карта является не только теоретической, но полуэмпирической, что повышает степень ее надежности в качестве основы для расчета палеомощности литосферы.

При расчете палеомощности литосферы для позднего мела по палеобатиметрии оценка мощности производилась по рельефу дна для районов океанского дна, не осложненных наложенными вулканическими сооружениями. Кроме того, для участков, где выявлены линейные магнитные аномалии мезозойской системы или имеются скважины глубоководного бурения, производилась контрольная оценка мощности литосферы по возрасту дна [Vogt et al., 1971; Winterer, 1976; Hilde et al., 1976]. При расчете мощности литосферы по батиметрическим данным учитывалось изменение средней глубины срединного хребта в зависимости от ширины океана.

Составленная в результате схематическая карта палеомощности океанской литосферы для позднего мела представлена на рис. 2.16. Как видно из рис. 2.16, наиболее полные сведения о мощности океанской литосферы в позднем мелу получены для Тихого океана, где имеется большое число независимых фактических материалов. Использование палеобатиметрической основы дает возможность получить представление о палеомощности литосферы в пределах плит Кула и Фаралон, а также на акватории Тетиса. Анализ карты расчетной палеомощности океанской литосферы в позднем мелу свидетельствует о том, что в это время сохраняется общая тенденция последовательного наращивания ее мощности в направлении от срединно-океанских хребтов к глубоководным котловинам в соответствии с увеличением ее возраста при диапазоне изменения мощности от 10 до 90 км. Несмотря на схематический характер этой карты, она дает возможность оценить мощность океанской литосферы в Тихом океане в позднем мелу, характеризующемся интенсивным развитием внутриплитового вулканизма и формированием подводных и надводных вулканов. Как будет показано ниже, сведения о мощности подстилающей литосферы имеют большое значение для определения высоты образующихся вулканов и (в ряде случаев) состава слагающих их пород.

Анализ реконструкций взаимного расположения океанов и континентов в фанерозое [Городницкий, Зоненшайн, 1979] дает возможность по времени существования палеоокеанов и примерной скорости движения литосферных плит приблизительно оценить предельный возраст океанской литосферы в палеозое и мезозое величиной около 140–160 млн. лет. В этом случае максимальная мощность океанской литосферы в фанерозое должна была составлять не более 100 км. Данные о характере изменения палеомощности литосферы дают возможность приблизительно судить о параметрах рельефа дна, а также гравитационного и теплового поля для палеоокеанов.

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ОСТРОВА, ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И ДВИЖЕНИЕМ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

## Глава 3

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ОСТРОВА, ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

#### 3.1. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОДВОДНЫХ ГОР И ОСТРОВОВ

Одной из наиболее характерных особенностей геолого-геоморфологического строения океанского дна является развитие большого числа вулканических подводных гор и островов высотой более 1 км. Большинство подводных гор характеризуется конусообразными остроконечными вершинами. Часть подводных гор представляют собой плосковершинные горы, так называемые *гайоты*. Вулканическое происхождение подводных гор подтверждено многочисленными данными их геолого-геофизического изучения в различных районах Мирового океана [Подводные горы, 1978].

Наряду с вулканическими подводными горами в океане отмечаются также в небольшом количестве горы тектонического происхождения, которые приурочены главным образом к гребневым зонам срединно-океанских хребтов и некоторым трансформным разломам [Гершанович, 1980]. К невулканическому относятся глыбовые подводные горы в районах глубоководных котловин, граничащих с материковым склоном (например, глыбовые подводные горы Иберийского плато в Атлантике). Около 25 глыбовых подводных гор невулканического происхождения обнаружено в Индийском океане — в Сомалийской, Маскаренской и Кокосовой котловинах. Морфологически они имеют вид изометрических поднятий с расчлененными склонами. Эти горы в настоящей работе не рассматриваются.

Вулканические подводные горы широко распространены в пределах глубоководных районов океанов, образуя в ряде случаев протяженные системы горных цепей, провинции и вулканические хребты (рис. 3.1, см. вкл.). Вершины многих гор поднимаются над поверхностью океана, образуя вулканические острова и атоллы. По данным Менарда [Менард, 1966], в Тихом океане насчитывается более 10 000 вулканических подводных гор. Число известных гор в Атлантическом океане, включая острова, составляет более 1000 [Литвин, Руденко, 1973]. Количество подводных и надводных вулканов в Индийском океане оценивается величиной около 1000 [Канаев, Турко, 1974].

Такое широкое распространение подводных и надводных вулканов в пределах океанского дна делает их изучение одной из первоочередных

задач, так как их возникновение и развитие непосредственно связано с генезисом и последующим тектоническим развитием океанской литосферы в целом. Подводные и надводные вулканы в качестве элементов входят в состав таких значительных геолого-геоморфологических структур океанского дна, как вулканические хребты, архипелаги, островные дуги и поднятия. Наиболее высокая плотность подводных гор отмечается в северо-западной части Тихого океана (рис. 3.1). Несмотря на столь широкое их распространение на акватории Мирового океана, количество подводных гор, детально обследованных геоморфологически и тем более изученных в геолого-геофизическом отношении, сравнительно невелико. Это заставляет с большой осторожностью относиться к обобщению результатов изучения отдельных гор или отдельных вулканических районов. Вместе с тем уже имеющиеся данные позволяют получить существенную информацию об их генезисе, геологическом строении и характере связи с развитием океанской литосферы.

Остановимся кратко на геолого-геофизической характеристике вулканических подводных гор и островов в отдельных океанах.

### *Атлантический океан*

Анализ материалов геолого-геоморфологических и геофизических исследований, а также данных глубоководного бурения позволил установить, что большинство подводных гор и островов Атлантического океана (около 97%) имеют вулканическую природу.

Подсчет гор различной высоты в пределах основных геоморфологических провинций океана [Литвин, Руденко, 1973] показал, что вулканические горы с разной высотой распределены неравномерно. Наибольшее распространение имеют горы высотой 1–2 км, число которых составляет 67% от общего количества. Они встречаются во всех геоморфологических провинциях, однако максимальное их количество приурочено к Срединно-Атлантическому хребту.

При переходе от подножия Срединно-Атлантического хребта к глубоководному ложу океана отмечается резкое увеличение числа крупных гор. В пределах глубоководных котловин Атлантического океана располагаются все вулканические горы высотой более 4 км и большая часть гор высотой 3–4 км. В переходной зоне и в районах материкового подножия преобладают горы небольшой высоты, однако встречаются горы высотой 3–4 км. Следует отметить, что уменьшение числа крупных гор в областях материкового подножия, как показывают данные сейсмических исследований, вероятнее всего связано с частичным погребением их под осадочным чехлом, мощность которого увеличивается по мере приближения к материковой окраине.

Общее число вулканических островов в Атлантическом океане – около 60. Их большая часть располагается в восточной части океана. Небольшое количество островов приурочено к склонам Срединно-Атлантического хребта, и несколько островов расположено в Западной Атлантике.

Значительная часть островов образует архипелаги (Канарские, Бермудские, Азорские острова, острова Зеленого Мыса), однако встречаются и отдельные острова: Мадейра, Фернандо-По, Тринидад, Принсипи, Сан-Томе,

Святой Елены, Вознесения, Буве, Гоф, Тристан-Да-Кунья и др. По форме острова имеют вид конусов, усеченных конусов и реже — изометрических глыб. В состав магматических пород, слагающих острова, входят базальты, фonoлиты и трахиты, иногда перекрытые пирокластическими отложениями или морскими известняками небольшой мощности [Wilson, 1963; Baker, Miller, 1963].

Анализ распределения подводных вулканических гор в глубоководных районах Атлантического океана показывает, что часто они вытянутые в виде цепочек вдоль систем разрывных нарушений. Так, в пределах Северо-Американской котловины вдоль разлома Корнуолл и систем связанных с ним разломов вытянута цепь подводных гор Углового поднятия, Кельвин и Новой Англии.

Наряду с цепочками подводные горы в Атлантическом океане образуют замкнутые системы и дуги, наибольшую из которых представляет дугу Хосшу. Большое количество гор расположено в пределах поднятий и плато (Гвинейское поднятие, поднятие Риу-Гранди, Сьерра-Леоне).

В пределах Срединно-Атлантического хребта наиболее значительными являются горы Фарадей и Грейт-Метеор, а также подводные горы на периферии Азорского архипелага. Драгирование вершин гор, расположенных в области Срединно-Атлантического хребта, показало, что вулканические породы здесь представлены толеитовыми базальтами.

Зона Срединно-Атлантического хребта и в настоящее время продолжает оставаться областью наиболее активного вулканизма. В течение последних десятилетий здесь неоднократно проявлялось действие вулканов (Исландия, о-в Тристан-да-Кунья, острова Сертсей, Азорские острова и т.п.).

Следует отметить при этом, что в самой рифтовой зоне возникают небольшие вулканы с высотой 250—300 м толеитового состава. Как правило, щелочной базальтовый магматизм проявляется только на склонах срединного хребта и в трансформных разломах между рифтовыми зонами, т.е. там, где мощность литосферы превышает 30 км.

Геологическое изучение образцов, отобранных с вершин вулканических подводных гор глубоководных котловин Атлантического океана, показало, что они сложены различного рода базальтами от толеитовых до щелочных. В составе пород, слагающих верхнюю часть мелководных вулканических построек и вулканических островов, встречается обильный пирокластический материал, что существенно отличает их от глубоководных вулканов, верхние части конусов которых сложены лавами.

Результаты определения возраста пород, слагающих подводные и надводные вулканические горы, основывающиеся на калий-аргоновом, радиоуглеродном и палеомагнитном методах определения и в меньшей степени на палеонтологических исследованиях, показывают, что их возраст в пределах дна Атлантического океана колеблется от современных до юрских [Uchupi et al., 1970].

Следует отметить при этом, что калий-аргоновый метод определения возраста может давать значительные погрешности в сторону завышения возраста, так как при подводных излияниях происходит неполная дегазация базальтов.

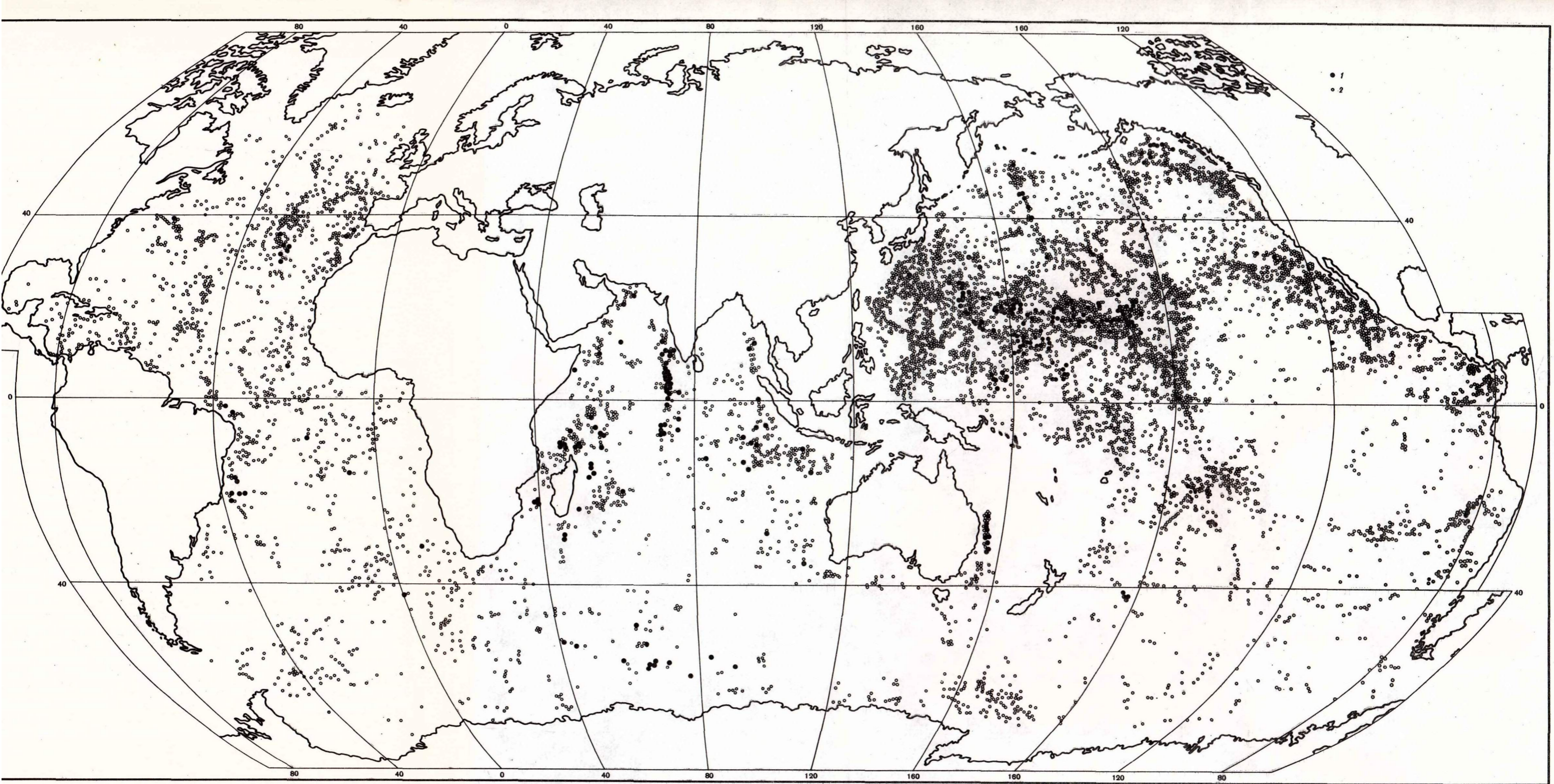


Рис. 3.1. Обзорная карта подводных гор и островов Мирового океана [Агапова и др., 1979]

1 – плосковершинные горы (гайоты); 2 – островершинные горы

По интенсивности распространения вулканических подводных гор и островов Тихий океан занимает первое место среди океанов мира. Их число примерно в 7 раз больше, чем в Атлантическом и Индийском океанах, и по оценкам различных авторов составляет от 7500 до 10 000 [Менард, 1966; Ларина, 1975]. По нашим подсчетам, в пределах ложа и Восточно-Тихоокеанского срединного хребта число вулканических построек высотой более 1 км составляет около 6000 [Городницкий и др., 1978б]. Распределены они весьма неравномерно. Большинство вулканических гор расположено в западной части Тихого океана. Плотность размещения вулканов на поднятиях в 6–7 раз больше, чем на дне котловин. Цепочки подводных и надводных вулканов прослеживаются вдоль систем разломов в пределах ложа и Срединно-Тихоокеанского поднятия. Кроме того, отдельные провинции крупных скоплений изолированных вулканов выделяются на дне котловин — Северо-Западной, Северо-Восточной, Центральной, Южной и Восточно-Марианской. Часть подводных вулканов разбросана в виде одиночных гор в пределах глубоководных котловин и флангов срединных хребтов.

Как свидетельствуют данные глубоководного бурения и геолого-геофизических исследований, почти все подводные горы в Тихом океане имеют вулканическое происхождение [Мурдмаа и др., 1969; Удинцев, 1972; Матвеенков, 1974; Raitt, 1954; Nayudu, 1961; Wilson, 1963].

В северной части Тихого океана крупнейшей вулканической структурой является Гавайско-Императорский вулканический хребет. В пределах Императорской цепи установлено более 42 локальных вулканических построек высотой 2–3 км.

Данные ГСЗ и изучение морфологии подводных гор Императорского хребта показывают, что вулканический хребет образовался, по-видимому, на сводовом поднятии, которое погрузилось под весом вулканических построек.

С вершин Императорских гор были подняты обломки оливинового базальта, относящегося к породам гавайского комплекса, что вместе с данными бурения подтверждает вулканическое происхождение гор Императорского хребта.

К юго-востоку Императорские горы переходят в Гавайский вулканический хребет, в состав которого входят 211 вулканических гор, в том числе 12 вулканических островов и 6 атоллов. Максимальную высоту над окружающим дном имеет о-в Гавайи (9300 м), состоящий из 5 слившихся действующих вулканов. Высота других крупных вулканов меняется от 1500 до 4500 м.

Гавайские вулканы сложены базальтоидными лавами различного состава — от толеитовых до щелочных. Среди базальтоидных лав на островах Гавайи, Мауи и Оаху встречены включения перидотитов. К югу от Гаваев расположен крупный вулканический хребет Лайн, который включает в себя около 300 гор с глубинами вершин от 1 до 4 км. Больше половины гор цепи Лайн имеют высоту 1–2,5 км. Наиболее высокая гора составляет вулканическое основание атолла Джонстон. Ее высота над окружающим дном 5120 км.

К югу от системы Лайн значительной вулканической структурой являет-

ся архипелаг Туамоту, в пределах которого установлено 70 островов и атоллов и 66 подводных гор. Из них 50 имеют высоту не более 2000 м. Три горы являются гайотами.

В западной части Тихого океана главной вулканической системой можно считать хребет Маркус-Неккер, где обнаружено более 6000 вулканических подводных гор, в том числе около 80 плосковершинных. В его пределах располагаются также два атолла (Маркус и Уэйк) высотой 5 км. Из других гор 137 имеют высоту 2,0–2,5 км. Ширина основания у них колеблется от 10 до 25 миль. Хребет Маркус-Неккер тянется в широтном направлении от краевого вала Бонин до Гавайских островов. Аналогичное простирание имеет расположенный южнее Каролинский вал, который тянется к востоку от желоба Яп до 165° в.д. К югу от него ответвляются валы Заурипик и Капингамаранги, в пределах которых расположены 234 подводные горы. Наибольшее число гор приурочено к Каролинскому валу.

К востоку от Каролинского вала прослеживаются вытянутые субмеридиональные системы подводных и надводных вулканов Маршалловых островов, островов Гилберта и Эллис. Из 280 обнаруженных здесь вулканических гор 50 являются плосковершинными. У 23 подводных гор глубины вершин от поверхности океана меньше 200 м. Около 30% от общего числа вулканов несут на себе коралловые атоллы. Более 20% имеют высоту от 1,5 до 2,5 км. Глубины вершин гор меняются от 1000 до 2000 м, а для гайотов — от 500 до 2300 м. Сложены они, по-видимому, оливиновыми базальтами.

В восточной части Тихого океана число подводных гор, приуроченных к хребтам и валообразным поднятиям, значительно меньше. В пределах срединно-океанских хребтов Тихого океана, Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов Галапагосского и Хуан де Фука выявлено около 400 подводных гор, большая часть которых имеет вулканическое происхождение. Следует отметить, что хотя плотность подводных гор в других котловинах Тихого океана меньше их плотности на вулканических хребтах, общее число их здесь очень велико ввиду огромной площади, занимаемой котловинами. В пределах Северо-Восточной котловины горы распределены неравномерно: их большая часть располагается вдоль зон региональных разломов. Кроме того, в районах Аляскинского залива и вблизи южного побережья Калифорнии они характеризуются "беспорядочным" распределением. В составе гор Калифорнийского района многие имеют высоту более 1,5 км. В их числе несколько гайотов.

В Центральной котловине в настоящее время насчитывается около 300 гор. Из них приблизительно 40% имеют высоту от 1 до 2 км [Гордонский и др., 1978б]. Размеры оснований меняются в диапазоне 5–20 миль. Наиболее крупные — банка Уайлдер (5500 м над уровнем дна), о-в Смолл-Айленд (5500 м), а также атоллы Хауланд и Бейкер (5000 и 5500 м).

В Северо-Западной котловине известно более 300 подводных гор, среди которых преобладают вулканы высотой менее 2 км. Размеры оснований, как и в других котловинах, меняются от 5 до 20 миль.

В Южной котловине, лежащей к востоку от желоба Тонга и Кермадек, насчитывается около 260 гор, из которых 22% имеют высоты 1,5–2,0 км. Здесь же встречено большое количество банок и рифов высотой более 5 км.

Около 100 гор обнаружено в Восточно-Марианской котловине, где в

отличие от других котловин преобладают высокие горы: 20 из них имеют высоту более 4 км, а 50 — высоту 1,5–3,0 км.

В южной части океана, в котловине Беллингаузена, до настоящего времени обнаружено всего 50 гор, что, возможно, связано с малой изученностью этого района [Удинцев, 1972]. Высота гор в основном меньше 1,5 км.

Широкое распространение вулканических подводных гор в пределах почти всей территории дна Тихого океана свидетельствует об интенсивных вулканических процессах, сопровождавших образование и развитие Тихоокеанской плиты.

Внешние контуры групп вулканов на дне бывают самые разнообразные: от правильных округлых (основание Галапагосских островов) до почти прямолинейных и овальных (группа гор Маркизских островов). Подводные горы, приуроченные к трансформным разломам Мендосино, Меррей, Молокан, Кларирон, локализируются в виде цепочек, которые могут достигать в длину 1000–2000 км.

Современный вулканизм в Тихом океане имеет сравнительно ограниченное распространение. Действующие вулканы в настоящее время проявляются только на Гавайских и Галапагосских островах, в районе Южно-Тихоокеанского вулканического пояса (рис. 3.1), вблизи островов Тубуайи, к югу от островов Общества, на о-ве Пасхи и в некоторых других местах [Авдейко, 1979].

### *Индийский океан*

Подводные горы Индийского океана исследованы значительно в меньшей степени, чем в Атлантическом и Тихом океанах. Число обследованных подводных гор в пределах глубоководного ложа здесь не более 30, а общее их количество на акватории Индийского океана составляет, по-видимому, около 1000.

Значительная часть подводных гор вулканического происхождения в Индийском океане связана с системой срединных хребтов, имеющей здесь сложный разветвленный характер. Основными гороконтролирующими структурами в пределах срединно-океанских хребтов являются зоны разломов, ориентированные обычно перпендикулярно или под некоторым углом к оси хребта. К ним относятся, например, такие вулканические постройки, как острова Сен-Поль и Амстердам, Принс-Эдуард и Марион. Интенсивное развитие подводных гор по разломам отмечается также на их продолжении в глубоководные океанские котловины.

Вулканические образования в пределах глубоководного ложа Индийского океана характеризуются значительным разнообразием форм: это отдельно стоящие горы, горные массивы, имеющие общие вулканические корни, цепочки подводных гор и, наконец, завершающие этот генетический ряд вулканические хребты. В целом вулканические формы рельефа в большинстве случаев контролируются глубинными разломами и имеют существенно линейный характер.

Сложная система подводных гор и хребтов развита в западной части океана, дно которой разбито рядом субпараллельных разломов северо-восточного простирания. Так, к югу от о-ва Мадагаскар почти на 700 миль протягивается хребет, являющийся продолжением острова и характери-

зующийся широким развитием подводных гор (около 20), среди которых встречаются гайоты. Данные проведенного здесь бурения указывают на широкое развитие вулканических процессов. К северу от о-ва Мадагаскар ряд подводных гор высотой от 1 до 2—3 км приурочен к Амирантскому хребту. Большая группа вулканов, развита на южной оконечности Маскаренского хребта [Fisher et al., 1967]. Наиболее крупным из них является о-в Реюньон (высота 7300 м над дном океана). Это один из самых высоких океанских вулканов, сложенный базальтовыми лавами, среди которых встречаются перидотитовые включения. К этой же группе вулканов относятся имеющие общее вулканическое основание острова Маврикий и банка Судан.

В пределах Австрало-Азиатского сегмента океана самыми крупными вулканическими сооружениями являются три субмеридиональных вулканических хребта: Мальдивский, Ланка и Восточно-Индийский.

Протяженность Мальдивского хребта составляет около 1600 миль. В его пределах установлено более 800 гор [Канаев, Турко, 1974]. Хребет Ланка имеет длину 250 и ширину 110 миль. Северная и южная части хребта образуют пологие валы, над которыми возвышаются подводные горы. Самая крупная из гор — гора Афанасия Никитина, которая была открыта и обследована "Витязем". Ее минимальная глубина 1549 м. Самым крупным вулканическим хребтом в пределах глубоководного ложа океана является Восточно-Индийский хребет, или хребет 90°. В его пределах обнаружено семь подводных гор высотой более 1,5 км. Подводные горы распространены также в пределах глубоководного ложа к востоку от Восточно-Индийского хребта, которое, как предполагается, является наиболее древней частью океанского дна.

Многочисленные подводные и надводные горы с диаметрами оснований от 10 до 40 миль развиты на Кокосовом валу, вытянутом в широтном направлении и разделяющем Западно-Австралийскую и Кокосовую котловины. К северу от Кокосового вала на дне глубоководной Кокосовой котловины обнаружено более 60 подводных гор, 9 из которых, как предполагается, — невулканические.

Ряд гор вулканического происхождения обнаружен в пределах субширотной зоны разломов Диамантина, протягивающейся от восточной оконечности Западно-Австралийского хребта. Высота вулканов достигает 4 км.

В южной части Индийского океана наиболее интенсивные проявления вулканизма центрального типа связаны с хребтом Кергелен и плато Крозе. Несколько крупных подводных гор вулканического происхождения, приуроченных к разломам, перпендикулярным склону, выявлены на материковом склоне Африки. Так, к югу от Африки вулканические подводные горы Шеллори, Шеклтон, Деви и Натал приурочены к разлому северо-восточного простирания [Talwani, Eldholm, 1973].

В северо-восточной части океана распространены подводные и надводные вулканы андезитового состава, генетически связанные с формированием островных дуг, в частности с Зондской островной дугой.

### 3.2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ПОДВОДНЫХ ГОР

Гравиметрические съемки, выполненные над подводными горами вулканического происхождения в различных частях Мирового океана, а также наземные гравиметрические съемки на вулканических островах дают возможность получить представление об основных характеристиках аномального поля для различных типов океанских вулканов [Городницкий, Корякин, 1981].

Для изучения глубинного строения подводных и надводных вулканов используются обычно гравитационные аномалии Буге, так как аномалии в свободном воздухе связаны главным образом с рельефом вулканических построек.

Значительную трудность при интерпретации результатов гравиметрических съемок над подводными горами представляет отсутствие сведений о плотности слагающих их пород. Измерения плотности образцов, отобранных при дражировании, по большей части не являются представительными, так как образцы отбираются с поверхности подводных гор и в ряде случаев носят следы вторичного изменения. Большое значение поэтому имеют данные съемок на вулканических островах, экстраполируемые обычно на смежные районы подводных вулканов [Малахов, 1972].

Наиболее изученными гравиметрически в океане являются Гавайский и Императорский вулканические хребты, вулканические острова Атлантического океана (Азорские, Св. Елены, Бермудские, Тринидад, Канарские) и андезитовые вулканы "Тихоокеанского огненного кольца".

Анализ аномалий Буге над Гавайским вулканическим хребтом показывает, что фон аномалий, создаваемый рельефом Гавайского хребта, составляет около 200 мГал [Малахов, 1972]. На этом фоне отчетливо проявляются локальные аномалии с амплитудой более 300 мГал, связанные с эруптивными каналами, заполненными породами повышенной плотности. Это подтверждается данными сейсмических исследований, установивших существование в канале вулкана на о-ве Оаху на глубине 2 км плотной массы при общем утолщении коры до 21 км, а также результатами измерений плотности образцов, отобранных с поверхности вулканов и извлеченных при бурении [Kinoshita, 1965]. Триста образцов, собранных на обнаженных участках вулканических корней Гавайских островов, имеют плотность 3,0–3,2 г/см<sup>3</sup>.

Положительные аномалии Буге, связанные с эффектом вулканических корней, были отмечены Д. Вудвордом для гайота Хантер в Тасмановом море, где породы с плотностью 2,8 г/см<sup>3</sup>, заполняющие эруптивный канал, создают аномалии с амплитудами до 60 мГал [Woodward, 1964].

На рис. 3.2 приведены аномалии силы тяжести над подводными вулканами хребта Маркус-Неккер в северной части Тихого океана, полученные в результате гравиметрической съемки, выполненной в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". Аномалии даны относительно условного уровня в американской системе опорных гравиметрических пунктов [Городницкий, Корякин, 1981б].

Для определения нижних границ вулканических корней нами использовалась формула притяжения прямоугольного параллелепипеда [Веселов,

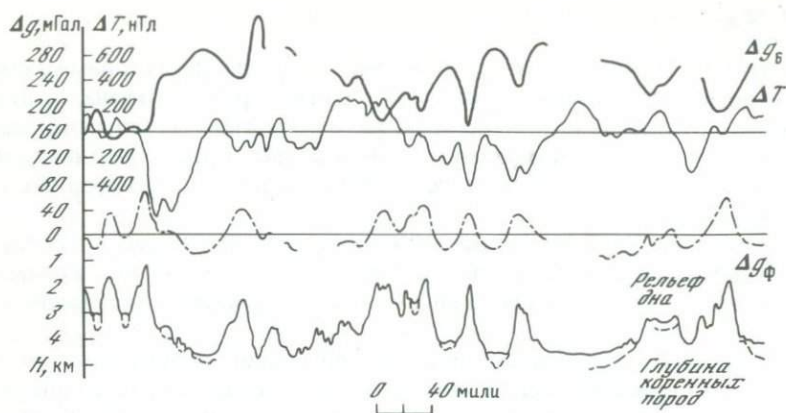


Рис. 3.2. Аномалии силы тяжести над подводными горами хребта Маркус-Неккер [Городницкий, Корякин, 19816 ]

Сагитов, 1968]

$$V_z(0, 0, 0) = -f(\sigma) [\xi \ln(\eta + R) + \eta \ln(\xi + R) - \zeta \arctg \frac{\xi \eta \zeta_2 \eta_2 \zeta_2}{\zeta R \xi_1 \eta_1 \xi_1}], \quad (3.1)$$

где  $f$  — гравитационная постоянная ( $f = 6,67 \cdot 10^8 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ );  $\sigma$  — избыточная плотность параллелепипеда;  $\xi, \eta, \zeta$  — переменные интегрирования;  $R = \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2}$ ;  $V_z(0, 0, 0)$  — аномалия Буге в начале координат. Если положить, что параллелепипед имеет квадратное основание и ось  $z$  направлена вниз и является для параллелепипеда осью симметрии четвертого порядка, то  $\xi_1 = \xi_2 = \eta_1 = \eta_2 = a$ ,  $R = \sqrt{2a^2 + \zeta^2}$ . Тогда формулу (3.1) можно преобразовать в следующий вид:

$$\begin{aligned} & \frac{V_z(0, 0, 0)}{4f\sigma} + a \ln \frac{R|_{\xi=\xi_1} - a}{R|_{\xi=\xi_2} + a} + \zeta_1 \arctg \frac{a^2}{\zeta R|_{\xi=\xi_2}} = \\ & = \zeta_2 \arctg \frac{a^2}{\zeta_2 R|_{\xi=\xi_2}} + a \ln \frac{R|_{\xi=\xi_2} - a}{R|_{\xi=\xi_2} + a}. \end{aligned} \quad (3.2)$$

Поскольку гравиметрические наблюдения выполнены на поверхности моря,  $\xi_1$  — глубина вершины подводного вулкана, т. е. глубина моря в точке наблюдения. Величину  $a$  можно принять как средний радиус горы (полусуммы радиусов вершины и основания горы). Тогда в левой части равенства (3.2) все величины определяются экспериментально, а в правой — неизвестна величина  $\zeta_2$ , которую и принимаем за искомую глубину подошвы корня вулкана. Избыточная плотность  $\sigma$  взята как разность средних плотностей литосферы ( $3,3 \text{ г/см}^3$ ) и земной коры ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ) и равна  $0,6 \text{ г/см}^3$ .

С помощью равенства (3.2) были рассчитаны глубины  $\zeta_2$  для пяти подводных вулканов. Результаты расчетов приведены в табл. 3.1.

Следует отметить, что значения глубин  $\zeta_2$ , полученные по формуле притяжения прямоугольного параллелепипеда, являются несколько завышен-

Таблица 3.1

Расчетные глубины подошвы вулканических корней для подводных вулканов хребта Маркус-Неккер

Глубина вершины, м	Средний радиус вулкана, км	Глубина подошвы вулканических корней для параллелепипеда, км
1540	9,0	16,5
2400	14,7	27,0
2000	16,2	13,2
3400	23,7	17,5
1800	11,0	22,0

Таблица 3.2

Гравитационные аномалии островов и подводных гор Азоро-Гибралтарской тектонической зоны [Городницкий, Корякин, 1981 а, 1983]

Названия островов и подводных гор	Аномалия Фая, мГал		Аномалия Буге, мГал	
	Периферическая	Центральная	Периферическая	Центральная
Азорские о-ва				
о-в Пику	+50 ÷ 65	+107	+125 ÷ 150	+107
о-в Сан-Мигел	+50 ÷ 60	+140	+140 ÷ 150	+149
Подводные горы				
Жозефин	+75 ÷ 100	+168	+175 ÷ 200	+203
Горриндж	+125 ÷ 150	+295	+300 ÷ 325	+354

ными, так как масса параллелепипеда меньше усеченного конуса той же высоты (при примерно равных площадях основания параллелепипеда и среднего сечения конуса). При введении соответствующей поправки расчетная глубина подошвы вулканических корней несколько уменьшится.

Полученные расчетные данные позволяют высказать предположение о наличии у вулканов хребта Маркус-Неккер вулканических корней, пронизывающих кору.

Гравиметрическая съемка, проведенная над подводными горами Атлантического океана, показала, что в пределах Срединно-Атлантического хребта над подводными горами отмечаются локальные аномалии Фая с относительной амплитудой до 50 мГал при отсутствии заметных аномалий Буге [Cochran, Talwani, 1977; Гайнанов, Корякин, 1979]. В глубоководных районах океана над горами проявляются отчетливые аномалии поля силы тяжести с относительной интенсивностью до нескольких десятков миллигал [Городницкий, Корякин, 1978]. Так, подводные горы Жозефин, Горриндж, Дасия, а также острова Канарские и Мадейра создают четко выраженные аномалии в свободном воздухе, наибольшая из которых (+295 мГал) отмечена над подводной горой Горриндж. Крупная аномалия Буге, вычисленная с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см<sup>3</sup>, заре-

гистрирована над подводной горой Жозефин (+203 мГал) [Городницкий, Корякин, 1978]. Эта аномалия в свете изложенного может свидетельствовать о наличии у горы плотного вулканического корня.

Одной из основных вулканических структур Северной Атлантики является Азоро-Гибралтарская тектоническая зона, включающая в себя группу Азорских островов в зоне Северо-Атлантического хребта и ряд подводных гор вулканического происхождения, из которых наиболее значительными являются горы Жозефин и Ампер.

В табл. 3.2 показаны аномалии силы тяжести для некоторых из этих структур в редукциях Фая и Буге ( $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ ). Из табл. 3.2 видно, что центральные аномалии в свободном воздухе как на островах, так и над подводными горами значительно превосходят значения периферических аномалий, что, несомненно, вызвано влиянием рельефа этих структур.

Равенство значений аномалий Буге и в свободном воздухе на Азорских островах объясняется тем, что гравиметрические наблюдения были выполнены у подножия вулканов, почти на уровне моря, так что поправка Буге близка к нулю. Аномалии Буге, полученные на море вокруг островов, несколько превышают значения центральных аномалий. Сравнительно невысокие величины аномалий Буге на островах могут быть вызваны тем, что Азорские острова имеют вулканические корни, образованные разуплотненным веществом верхней мантии. Это предположение подтверждается современной вулканической активностью Азорских островов.

На основе статистической обработки результатов детальных площадных гравиметрических съемок над отдельными подводными горами и вулканическими островами Северной Атлантики были построены розы преобладающих направлений изоаномал в свободном воздухе для некоторых вулканов [Городницкий, Седов, 1974]. Как показал анализ, преобладающие направления простираения аномалий в свободном воздухе для подводных гор и островов, пространственно тяготеющих к Азоро-Гибралтарской тектонической зоне (подводные горы Горриндж и Дасия, острова Канарские и Мадейра), колеблются в основном в пределах от  $80^\circ$  до  $120^\circ$  и примерно соответствуют простираению Гибралтарской системы субширотных разломов. Это позволяет предположить, что в образовании гор определяющую роль играл вулканизм, связанный с субширотными дизъюнктивными нарушениями Азоро-Гибралтарской системы.

Совместный анализ данных гравиметрической и батиметрической съемок для подводных гор Ретривер и Пикет и построение роз преобладающих направлений изоаномал [Городницкий, Корякин, 1978] показали, что вулканические массы вытянуты с северо-запада на юго-восток, что соответствует общему простираению подводных гор Новоанглийской цепи и разлома Корнуолл. Это дает возможность полагать, что вулканические процессы здесь контролировались разломами северо-западного простираения.

Анализ характера аномалий силы тяжести над океанскими вулканами свидетельствует о том, что многие вулканы на океанской коре локально не скомпенсированы в гравитационном поле. К ним относятся также (наряду с описанными выше вулканами) гора Грейт-Метеор в Северной Атлантике и многие другие. Такое нарушение принципа локальной изостатической компенсации может быть объяснено, если предположить, что литосфера

ведет себя как эффективно упругая пластина. При этом анализ аномалий силы тяжести в редукции Фая дает возможность оценить эффективные жесткость и толщину океанской литосферы [Гравитационное поле..., 1979]. Такие расчеты были проведены в различных районах Мирового океана [Watts, Cochran, 1974]. Расчетные величины изгибной жесткости литосферы составили для горы Грейт-Метеор  $6 \cdot 10^{30}$  мкН/см, для подводных гор Китового Хребта  $(0,2-0,8) \cdot 10^{30}$  мкН/см [Коган, 1976], для вулканов Гавайского и Императорского хребтов  $4,5 \cdot 10^{30}$  мкН/см [Watts et al., 1974]. Максимальная глубина прогиба океанской литосферы под более древними горами Императорского хребта с возрастом 65 млн. лет оценивается в 3 км.

Результаты проведенных расчетов дают возможность предположить, что под сравнительно молодыми вулканическими структурами (до 10–15 млн. лет) деформация литосферы является упругой, в то время как для древних подводных гор она неупругая [Гравитационное поле..., 1979]. Это предположение, однако, представляется дискуссионным ввиду последовательного наращивания мощности литосферы с возрастом и неоднозначности выбора плотности.

Рассмотрим более детально вопрос об изостатическом равновесии гайотов. Открытие Хессом в Тихом океане подводных вулканов с плоскими эродированными вершинами, названных им гайотами, до недавнего времени служило основанием для заключения о локальном погружении отдельных участков океанского дна [Леонтьев и др., 1974]. Предполагалось, что опускание происходит под действием собственного веса вулкана [Ушаков, 1966; Ушаков, Красс, 1972].

Исследования глубин опускания гайотов Тихого и Атлантического океанов и их связи с общим погружением океанской литосферы при ее консолидации и движении в стороны от рифтовых зон, которые были проведены в последние годы, изменили прежние представления. Современный анализ глубин опускания гайотов и погружающейся литосферы показал, что они близки по значениям [Городницкий, Корякин, 1981а]. Это позволило сделать вывод, что вертикальное погружение гайотов является прежде всего следствием погружения поверхности океанской литосферы при раздвижении плит. К этому, по-видимому, может добавиться и процесс проседания отдельных гайотов с образованием характерной вогнутой вершины и краевых рвов, как это наблюдается у атоллов Нукуфетау, Бикини, Фунафути и др. Однако амплитуда таких прогибаний невелика и не превышает 200–300 м. Следует отметить, что данные измерений силы тяжести над рядом гайотов юго-западной части Тихого океана совпадают с расчетным гравитационным эффектом нескомпенсированных островов со средней плотностью пород  $2,32$  г/см<sup>3</sup> и вулканическим ядром с плотностью  $2,88$  г/см<sup>3</sup>. Вместе с тем встречены атоллы, отвечающие средней плотности  $2,52$  г/см<sup>3</sup> и не имеющие уплотненного ядра. Кроме того, как показали исследования [Robertson, 1967], кольцевые понижения рельефа вокруг отдельных гор Атлантического и Индийского океанов вызваны, скорее всего, не прогибаниями коры, а придонными течениями.

Структура аномального гравитационного поля над подводными и надводными вулканами области переходных зон Тихоокеанского типа, с которой связано образование дуг и желобов и развитие процессов андезито-

вого вулканизма, наиболее полно изучена в пределах Японских островов и Новой Зеландии, а также Курильских островов.

В результате гравиметрических съемок, выполненных на крупнейших вулканах Японии — Тоя, Хаконе, Асо, Эра, Куттяра, Товада и др., было установлено, что структура гравитационного поля над ними характеризуется наличием над кальдерами вулканов отрицательных аномалий Буге, обусловленных накоплением под дном кальдер туфобрекчий, мощность которых достигает 3–7 км. Так, над кальдерой Куттяра на о-ве Хоккайдо съемкой установлена отрицательная аномалия Буге с амплитудой 46 мГал, которая связана с грубообломочными кислыми брекчиями до глубины 4 км с избыточной плотностью 0,3–0,5 г/см<sup>3</sup> [Yokoyma, Tajima, 1969].

Отрицательная аномалия Буге с амплитудой до 45 мГал зафиксирована над кальдерой Эрна на о-ве Кюсю. Отрицательная избыточная плотность здесь составляет 0,3–0,5 г/см<sup>3</sup>. Аналогичная картина была установлена в районах вулканов Осима, Тоя, Хаконе, Аор, Сикоку [Yokoyma, 1961].

Количественная оценка, полученная статистически, показала, что недостаток массы обычно равен дефициту массы изверженных пород, слагающих вулкан, по отношению к пирокластическому материалу. Эта закономерность может быть использована для оценки по гравиметрическим данным дефицита масс под отдельными вулканами и вулканическими районами. Аномалии Буге подобного вида характерны для большей части Тихоокеанского огненного кольца.

Таким образом, несмотря на неоднозначность интерпретации и разрозненность гравиметрических съемок над подводными вулканами и вулканическими островами, анализ имеющихся данных свидетельствует о наличии различий в структуре поля силы тяжести для базальтовых вулканов срединно-океанских хребтов, соответствующих конструктивной границе плиты, вулканов глубоководных океанских котловин, расположенных во внутренней части плиты, и андезитовых вулканов области переходных зон, соответствующих деструктивной границе плиты.

Это различие позволяет использовать результаты гравиметрических съемок над подводными вулканами совместно с материалами других геолого-геофизических исследований для изучения их глубинного геологического строения и эволюции.

### 3.3. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ПОДВОДНЫХ ГОР

Характерной составной частью структуры аномального магнитного поля Мирового океана являются локальные изометрические в плане аномалии магнитного поля, создаваемые подводными горами и близкими к ним по генезису вулканическими островами [Grossling, 1970; Городницкий, 1975]. Многочисленные геомагнитные съемки, выполненные над подводными горами и вулканическими островами в различных районах Мирового океана, показали, что горам вулканического происхождения обычно соответствуют отчетливые аномалии магнитного поля с амплитудами от 400 до 2000 нТл. При этом знак магнитной аномалии над подводной горой определяется величиной и направлением вектора ее эффективной намагниченности по отношению к вмещающей океанской коре. На рис. 3.3 и 3.4 приведены аномалии магнитного поля над подводными горами различных

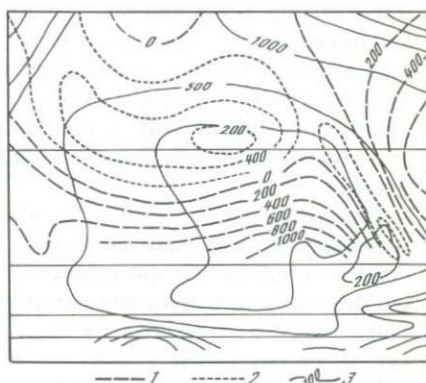
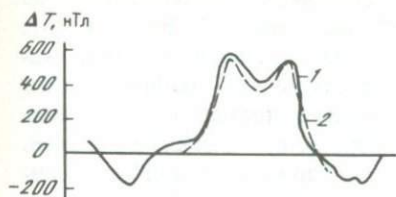


Рис. 3.3. Геомагнитный профиль и сейсмический разрез по широте через подводную гору Грейт-Метеор [Городницкий, 1975]

1 — наблюдаемая кривая  $\Delta T$ ; 2 — расчетная кривая  $T$ ; 3 — контуры моделей магнитных тел. Цифрами на сейсмическом разрезе показаны скорости сейсмических волн (км/с) и намагниченность вулканических корней (А/м)

Рис. 3.4. Карта изодинам аномального магнитного поля и рельефа дна для участка вершины подводной горы Ампер [Городницкий, Литвинов, 1973]

1, 2 — изодинамы соответственно положительных и отрицательных значений аномального магнитного поля (нТл); 3 — изобаты (м). Сечение изодинам — через 200 нТл

провинций Тихого и Атлантического океанов, зарегистрированные при геомагнитных съемках, производившихся при участии автора.

Наряду с этим в океане встречены отдельные подводные горы, слабо проявляющиеся в аномальном магнитном поле. Так, в 16-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" нами обнаружен немагнитный гайот на периферии Каролинской цепи гор [Подводные горы, 1978]. Следует отметить при этом, что отсутствие локальной аномалии над подводной горой еще не является свидетельством немагнитности слагающих ее пород.

Результаты геомагнитных и геоморфологических съемок на участках подводных гор в Тихом и Атлантическом океанах наглядно показывают, что аномалии магнитного поля обычно хорошо коррелируют с рельефом гор, свидетельствуя о их вулканическом происхождении.

На основе обобщения экспериментальных данных о структуре аномального магнитного поля над подводными горами нами совместно с Р.М. Деменецкой и А.М. Карасиком в 1968 г. была предложена первая классификация подводных гор по характеру аномального магнитного поля, которая позволила систематизировать большинство имеющихся материалов по геомагнитной съемке над подводными горами и вулканическими островами [Деменецкая и др., 1967].

Результаты изучения структуры аномального магнитного поля подводных и надводных вулканов на океанской литосфере свидетельствуют о том, что наблюдаемая над вулканом аномалия магнитного поля представ-

ляет собой суперпозицию полей от двух источников — самой горы и ее вулканических корней [Городницкий, 1970; Малахов, 1972; Вакье, 1976]. При интерпретации аномального магнитного поля над подводными и надводными вулканами с целью изучения их глубинного геологического строения и палеомагнитного анализа необходимо прежде всего оценить вклад в наблюдаемую аномалию рельефа горы и ее вулканических корней. Трудность решения этого вопроса определяется сложностью подбора эквивалентных моделей магнитовозмущающих объектов и аналитического разделения полей.

Для разделения полей от самой горы и ее вулканических корней был предложен и опробован метод совместного статистического анализа результатов полигонных батиметрических и геомагнитных съемок над подводными горами с последующим построением и сравнением роз преобладающих направлений простирания изобат и изодинам магнитного поля [Городницкий, Литвинов, 1973].

На основе этого метода был проведен совместный анализ результатов батиметрической и геомагнитной съемок, произведенных над подводными горами Ампер, Йер, Эрвинг и Крузенштерн, в пределах Азоро-Гибралтарской тектонической зоны в Северной Атлантике [Городницкий, Литвинов, 1973; Городницкий и др., 1975; Григорьев, Городницкий, 1975]. Как показали измерения, аномальное магнитное поле над подводными горами характеризуется сложными знакопеременными аномалиями с интенсивностью первые сотни нанотесл.

С целью разделения полей от рельефа этих гор и глубинных геологических объектов был проведен статистический анализ и построены розы-диаграммы преобладающих направлений изобат и изодинам аномального магнитного поля. В результате установлено, что в рельефе этих гор преобладают два основных направления простирания: юго-запад—северо-восток и юго-восток—северо-запад.

Сопоставление полученных результатов с морфоструктурной схемой изучаемого района позволяет высказать предположение, что аномалии магнитного поля связаны с дизъюнктивными нарушениями, входящими в систему Гибралтарских субширотных разломов, с которыми, по-видимому, генетически связаны обследованные подводные вулканы [Григорьев, Городницкий, 1975].

На основе того же метода исследовалась зависимость между рельефом и структурой аномального магнитного поля для подводных гор Новая Англия, Бермудского и Углового поднятий [Городницкий и др., 1977]. Было обработано более 40 подводных гор. В результате совместного анализа было установлено практическое соответствие преобладающих направлений изодинам аномального магнитного поля и изобат (рис. 3.5). Как видно из рис. 3.5, для подводных гор Бермудского поднятия и цепи Новая Англия выделяются по рельефу и аномальному магнитному полю основная система преобладающих простираний ( $120-160^\circ$ ), по-видимому, соответствующая системе разрывных нарушений, которая контролировала заложение почти всех палеовулканов этой группы, а также побочная — субмеридиональная, которая соответствует простиранию оси Срединно-Атлантического хребта. Для Углового поднятия основное простирание  $45-60^\circ$ , вероятно, связано с системой разломов, ортогональных по отношению к первой.

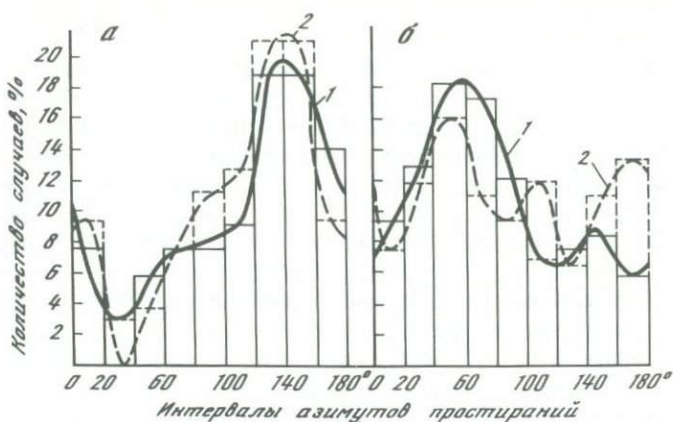


Рис. 3.5. Распределение азимутов преобладающих простираний изодинам аномального магнитного поля (1) и изобат (2) подводных гор Бермудского (а) и Углового (б) поднятий [Городницкий и др., 1977а]

Что касается сведений о магнитных свойствах изверженных пород, слагающих подводные горы и надводные вулканы, то они могут быть разделены на два типа: данные, основанные на экспериментальных измерениях магнитных свойств образцов, отобранных на островах или с вершин и склонов подводных гор при драгировании, глубоководном бурении или обследовании с подводных аппаратов, и средние магнитные характеристики, рассчитанные по наблюдаемым аномалиям магнитного поля и данным о рельефе вулканических построек.

Изучение магнитных свойств образцов океанских базальтов, отобранных при драгировании, глубоководном бурении и использовании подводных аппаратов, свидетельствует о том, что они обладают высокой намагниченностью, причем основным источником магнитных аномалий является остаточная намагниченность [Ade-Hall, 1964; Вакье, 1976; Печерский, Мирлин, 1971; Печерский, Назарова, 1974; Большаков, Городницкий, 1978]. В соответствии с этими данными намагниченность базальтов изменяется в пределах от 0,4 до 3,200 А/м, а фактор Кенигсбергера — от 4 до 60 при среднем значении 20–25. Установлено, что величина естественной остаточной намагниченности базальтов зависит от скорости кристаллизации лавы и устойчива к внешнему магнитному полю [Печерский и др., 1975; Печерский, Мирлин, 1971].

Измерение магнитных свойств образцов базальтов, отобранных при драгировании вершин и склонов подводных гор в северной части Тихого и Атлантического океанов, показало, что естественная остаточная намагниченность у них 1,3–6,7 А/м, объемная магнитная восприимчивость 0,21–1,10 А/м, а фактор Кенигсбергера изменяется в пределах 5–48 [Вакье, 1976; Мэтьюз, 1973].

Для образцов изверженных пород, отобранных с Гавайских островов, естественная остаточная намагниченность 0,96–19,4 А/м, причем интрузивные породы характеризуются большей намагниченностью [Малахов, 1972].

Расчеты средней эффективной намагниченности по результатам совместных геомагнитных и батиметрических съемок над подводными горами,

методика которых будет изложена в разд. 4.1, свидетельствуют о изменении ее в широком диапазоне значений.

Петромагнитное изучение образцов базальтов, полученных в результате глубоководного бурения в Северной Атлантике в 45- и 49-м рейсах нис "Гломар Челленджер", при котором было отобрано 154 образца из 10 скважин, показало, что содержание титаномагнетита в базальтах, определяющее величину намагниченности, в большей степени зависит от щелочности базальтов [Печерский и др., 1979]. Это дает возможность предположить, что средняя намагниченность подводных и надводных вулканов, образующихся в глубоководных районах Мирового океана, в состав которых входят щелочные базальты, несколько выше, чем у вулканов, образующихся в пределах срединных хребтов. Действительно, как показывает анализ аномалий магнитного поля над подводными и надводными вулканами, в пределах срединных хребтов размах аномалий составляет первые сотни нанотесл, в то время как для вулканов глубоководных океанских областей размах аномалий превышает 1000 нТл [Городницкий, 1975].

Моделирование аномального магнитного поля над океанскими вулканами указывает на то, что базальтовые и андезитовые вулканы имеют, по-видимому, различную структуру вулканических корней [Городницкий, 1975; Подводные горы, 1978]. Подбор эквивалентных моделей и совместный статистический анализ карт изобат и изодинам аномального магнитного поля позволил установить, что аномалии магнитного поля над андезитовыми вулканами, в частности Курильской островной дуги, связаны непосредственно с их рельефом, в то время как для океанских вулканов, формирующихся в пределах глубоководных котловин, основными магнитными объектами являются вулканические корни [Малахов, 1972; Городницкий, 1975].

Таким образом, анализ структуры аномального магнитного поля над подводными горами и вулканическими островами дает важную информацию о их морфологии, глубинном геологическом строении и характере связи с вмещающими структурами. Наиболее важным при этом является палеомагнитный аспект изучения подводных гор, изложение которого приведено в гл. 4.

#### 3.4. ОБРАЗОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОДВОДНЫХ ГОР И ОСТРОВОВ И ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Анализ приведенных выше материалов геолого-геоморфологического и геофизического изучения вулканических подводных гор и близких к ним по генезису островов, а также мощности и особенностей строения океанской литосферы свидетельствует о том, что активное проявление внутриплитового базальтового вулканизма на акваториях Мирового океана и формирование большого числа подводных и надводных вулканов непосредственно связаны с процессами образования океанской литосферы в зонах рифтов и ее последующим развитием.

Базальтовый вулканизм на океанском дне должен возникать в тех случаях, когда жесткая литосферная плита пересекается трещиной, проникающей в верхние слои астеносферы. В этом случае под тяжестью вышележащей литосферы с плотностью около  $3,3 \text{ г/см}^3$  более легкие базальто-

вые жидкости из астеносферы будут дренироваться на поверхность дна через литосферные трещины.

При этом в области устойчивого растяжения (рифты) могут проявляться преимущественно трещинные типы излияния, в то время как нарушение режима растяжений и развитие ортогональных систем пересекающихся разрывных нарушений приводит к возникновению излияний центрального типа и образованию цепочек вулканов в узлах пересечений разломов [Городницкий, 1979б].

Глубина слоя астеносферы, из которого будут дренироваться базальтовые жидкости, зависит от глубины развития трещин в вязком веществе астеносферы, которая может быть выражена простой зависимостью [Сорохтин, 1974]

$$\Delta H_a = 2 V_l \eta_a / \sigma_s, \quad (3.3)$$

где  $V_l$  — скорость движения плиты;  $\eta_a$  — вязкость астеносферы;  $\sigma_s$  — предел прочности вещества на разрыв.

Поскольку при температурах, близких к точке плавления, прочность на разрыв относительно невелика, можно выбрать значение для  $\sigma_s$  на основе нижнего предела напряжений, приводящих к землетрясениям, т. е. принять  $\sigma_s = 10$  дин/см<sup>2</sup>. Приняв затем  $V_l = 2-5$  см/год и  $\eta_a = 0,5 \cdot 10^{20}$  П, получим  $\Delta H_a = 6-15$  км. Если мощность литосферы в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов составляет величину порядка 7-10 км, то глубина источника базальтового вулканизма под ними не должна превышать 15-25 км.

На основании экспериментальных данных Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967], показанных на рис. 1.2 и 1.3, и сопоставления их с  $pT$ -условиями на различных уровнях под литосферой, мощность которой увеличивается с возрастом, можно определить области существования и химический состав различных базальтовых выделков в астеносфере [Сорохтин, Городницкий, 1976]. Действительно, по экспериментальным данным Д. Грина и А. Рингвуда, при частичном плавлении пиrolита на малых глубинах от него отделяется сначала кварц-толеитовая магма [Рингвуд, 1981]. С увеличением глубин до 20-35 км в области, близкой к температурам солидуса мантийного вещества, под рифтовой зоной в пределах деятельного слоя астеносферы будут выплавляться толеитовые высокоглиноземистые базальты с 10% нормального оливина (см. рис. 1.3). При удалении от оси срединно-океанского хребта и переходе к более древней литосфере глубоководных котловин с мощностью 35-70 км, которая подстилается слоями астеносферы с расплавами щелочных базальтов, состав изливающихся лав (с позиции рассматриваемой модели) должен определяться прежде всего глубиной проникновения трещин. В этих районах океанов при последовательном изменении  $pT$ -условий ниже области щелочных базальтов должна располагаться область существования магм толеитового состава, которые, в свою очередь, подстилаются пикрит-базальтовыми расплавами. Наконец, в самих древних районах океана на еще больших глубинах, порядка 90-100 км, при надсолидусных температурах могут выплавляться пикрит-базальтовые лавы (рис. 1.2 и 1.3).

Предлагаемая модель позволяет объяснить существенно толеитовый состав лав, образующихся в зонах гребней срединно-океанских хребтов,

развитие толеитовых базальтов на их склонах, а также обнаружение кварцевых толеитов в рифтовом ущелье. Как показали результаты геологических исследований с подводных аппаратов и многочисленных драгирований в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, базальты здесь представлены толеитами и глиноземистыми разностями [Монин и др., 1980; Дмитриев и др., 1969; Engel C., Engel A., 1963].

В осевой части срединных хребтов вулканы, как правило, невелики, а гравитационные и магнитные аномалии над ними связаны непосредственно с вулканическими постройками, а не с их вулканическими корнями [Городницкий, 1975].

Предельная высота подводных вулканов, образующихся на маломощной молодой литосфере в зоне срединно-океанского хребта, может быть приближенно оценена на основе соотношения (1.23)

$$H_v = H_l (\rho_l - \rho_b) / (\rho_b - \rho_w). \quad (3.4)$$

Здесь  $H_v$  — высота вулкана;  $H_l$  — мощность литосферы (10 км);  $\rho_l$  — плотность литосферы ( $3,3 \text{ г/см}^3$ );  $\rho_b$  — плотность базальтовой магмы ( $2,9 \text{ г/см}^3$ );  $\rho_w$  — плотность воды ( $1,0 \text{ г/см}^3$ ).

Подставив численные значения, получим

$$H_v \approx 0,2 H_l \approx 2 \text{ км}. \quad (3.5)$$

Для островов аналогичное соотношение имеет вид

$$H_v = [H_l (\rho_l - \rho_b) + \rho_w h] / \rho_b, \quad (3.6)$$

где  $h$  — глубина дна у подножия вулкана (около 3 км).

Подставив численные значения, получим

$$H_v = 0,13 H_l + h/2,9. \quad (3.7)$$

При  $H_l = 10$  км и  $h = 3$  км (склон хребта),  $H_v = 2,4$  км.

Следует отметить, что численные коэффициенты в уравнениях (3.4) и (3.6) будут меняться для различных соотношений плотностей.

При увеличении мощности литосферной плиты в направлении от оси хребта к его подножию и далее к глубоководной абиссали высота вулканов (в соответствии с расчетами) должна увеличиваться (рис. 3.6). Карты расчетной мощности океанской литосферы показывают, что в глубоководных котловинах она увеличивается до 40–70 км. Глубина источников базальтового вулканизма здесь увеличивается поэтому до 50–80 км, что определяет возможность образования подводных и надводных вулканов высотой более 4–5 км.

Результаты расчета предельной высоты вулканов в зоне срединно-океанских хребтов хорошо подтверждаются экспериментальными геоморфологическими материалами.

Действительно, как отмечалось в разд. 3.1, в Атлантическом океане при переходе от подножия Срединно-Атлантического хребта к глубоководному ложу океана отмечается резкое увеличение числа крупных гор. В пределах глубоководных котловин Атлантического океана располагаются все горы высотой более 4 км и основная часть гор высотой 3–4 км [Литвин, Руденко, 1973].

Для экспериментальной проверки предложенной модели, согласно ко-

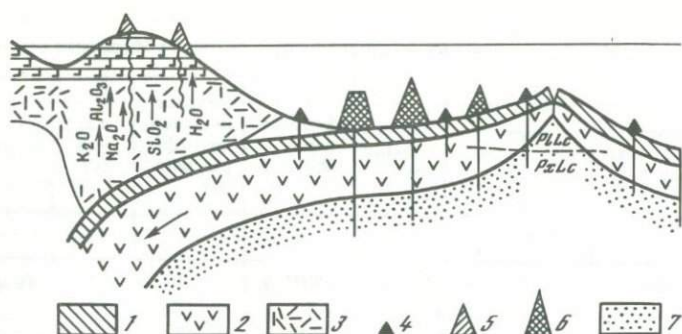


Рис. 3.6. Схема формирования вулканических подводных гор и островов на океанской литосфере [Городницкий, 1977]

1 — океаническая кора; 2 — литосфера; 3 — континентальная плита в зоне поддвига; 4 — вулканы высотой до 3 км, образующиеся в зонах срединно-океанских хребтов; 5 — вулканы высотой более 3 км, образующиеся в глубоководных районах океанов; 6 — андезитовые вулканы переходных зон; 7 — астеносфера

торой высота вулканических подводных гор и островов должна увеличиваться при увеличении возраста и мощности несущей океанской литосферы, нами был произведен анализ высот вулканических подводных гор и островов Тихого и Атлантического океанов, для которых имеются определения возраста вулканических образований и подстилающей океанской коры. Следует отметить, что определение истинной высоты подводного или надводного вулкана в ряде случаев представляется затруднительным. Это связано, с одной стороны, с отсутствием необходимых данных глубоководного бурения или непрерывного сейсмопрофилирования, по которым можно было бы оценить мощность осадков у подножия горы, с другой — сложной геоморфологией вулканических хребтов и сводовых поднятий. Поправка на мощность осадков у подножия гор вводилась нами либо по данным сейсмопрофилирования, либо на основе карт мощностей осадков для различных районов Мирового океана [Непрочнов и др., 1979]. Более сложным представляется определение высоты гор в пределах хребтов, где сами горы часто бывают двухвершинными и располагаются на вулканическом основании. В этих случаях бралась средняя высота над вулканическим основанием горы. Возраст океанской литосферы определялся по линейным магнитным аномалиям и по данным глубоководного бурения.

Результаты анализа для вулканических подводных гор и островов с известным возрастом приведены в табл. 3.3. На рис. 3.7 показана полученная в результате анализа экспериментальная зависимость высоты вулканических подводных гор и островов от возраста и соответствующей мощности океанской литосферы. На рис. 3.7 по оси абсцисс отложены разности возрастов подстилающей литосферы и самой горы, соответствующие возрасту литосферы в момент образования вулкана. Отдельными условными обозначениями показаны гайоты и вулканические острова, а также средняя мощность осадков у подножия гор. Как видно из полученной зависимости, несмотря на значительный разброс высот подводных гор и островов, в интервале возрастов от 1 до 90 млн. лет наблюдается закономерное увеличение их высоты. Так, на океанской литосфере с возрастом до 5 млн. лет не отмечено ни одной горы с высотой более 3 км. Горы, высотой более 5 км,

Таблица 3.3

## Высота и возраст вулканических подводных гор и островов Мирового океана

№ п/п	Название горы (острова)	Координаты		Высота горы, км	Возраст горы, млн.лет	Возраст несущей литосферы, млн. лет	Δt, млн. лет	Примечания
		ши-рота	дол-гота					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Кодьяк	56,9°	-149,2°	2,3	23 (К-Аг)	50	27	Тихий океан
2	Дикенс	54,5	-136,9	1,5	4 "	10	6	
3	Гиакomini	56,4	-146,5	2,7	20 "	45	25	
4	Ходкинс	50,5	-136,8	1,9	2,7 "	4	1	
5	Кобб	46,8	-130,8	2,7	1,5 "	6	3,5	
6	Риофу	38,0	146,0	2,4	72 "	125	53	
7	Сысоев	41,0	145,0	2,3	80 "	120	40	
8	Суико	44,6	170,3	5,0	41 "	110	69	Японские горы
9	Гермес	27,9	-175,8	4,4	20 "	90	70	
10		32,7	172,2	4,1	42 "	113	70	Императорские горы
11	Мейджи	53,0	164,8	3,2	67 (Пал.)	69	2	
12	Кинму	32,0	172,8	4,7	40 "	112	72	Гавайский хребет и система Маркус-Неккер
13	Дайникашими	36,0	143,5	3,7	66 (К-Аг)	131	65	
14	Гайот Кинмей	33,7	171,6	2,7	40 "	110	70	
15	Гайот Дикакуджи	32,1	172,3	3,5	41 "	111	65	
16	Гора 7	18,8	-158,2	3,7	80 "	106	26	
17	Гора 9	18,3	-161,8	2,4	89 "	106	17	
18	о-в Неккер	23,6	-164,7	4,5	10 "	84	14	
19	Френч-Фригейт	23,8	-166,3	4,5	12 "	84	72	
20	Нитоку	41,3	170,4	4,5	56 (К-Аг)	110	54	
21	Джинго	38,6	171,0	4,4	55 "	107	52	
22	Вентворт	28,8	177,0	2,8	71 "	105	34	
23	Эвелин	10,3	-168,0	2,7	47 "	107	60	
24	Севентов	14,4	-169,0	3,7	55 "	100	45	
25	Сту	9,3	-158,5	3,0	52 "	85	33	
26		2,7	-165,0	4,0	64 "	95	31	
27		9,3	-163,2	2,8	93 "	115	22	
28	130-Д	8,3	-164,3	3,3	70 "	112	42	
29	128-Д	9,2	-158,3	3,0	50 "	90	40	
30	142-Д	18,0	-169,0	3,2	70 "	110	40	
31	144-Д	21,5	-158,0	2,2	85 "	104	20	
32	о-в Гавайи	19,4	-155,3	9,1	0	82	82	
33	о-в Мауи	20,9	-156,6	7,0	1,2 (К-Аг)	85	84	
34	о-в Каулау	21,5	-157,8	5,0	2,5 "	85	82	
35	о-в Ланаи	21,3	-157,6	5,5	5,0 "	85	80	
36	о-в Молокаи	21,2	-157,2	6,0	1,8 "	85	83	
37	о-в Оаху	22,0	-157,0	5,7	5,0 "	85	80	
38	о-в Кауаи	22,0	-159,5	6,0	5-4 "	90	86	
39	о-в Нихау	21,9	-160,2	5,0	3,0 "	90	87	

Таблица 3.3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
40	о-в Кохала	20,1	- 155,7	6,8	0,4 "	85	85	
41	о-в Халекала	20,7	- 156,1	7,6	0,6 "	85	84	
42	о-в Ваинае	21,5	- 158,2	5,6	3,5 "	85	81	
43	о-в Ниhoa	23,1	- 161,9	4,6	7,0 "	85	78	
44	Атолл Лапе- руза	23,8	- 166,3		12 "	90	78	
45	HE-17	27,4	- 178,8	2,9	27,0 (К-Аг)	110	83	
46	HE-18	29,5	179,0	4,7	27,0 "	110	83	
47	Юриаку	34,4	172,1	4,8	42,3 "	120	78	
48	Гайот Коко	35,2	171,8	4,0	46,4 "	120	74	
49	Хачатурян	28,1	- 162,3	2,7	65,0 "	89	24	Горы Музыканти- тов
50	Рахманинов	29,6	- 163,3	4,0	84,0 "	100	16	
51	Капиттэтва	12,0	- 166,0	3,0	85,0 "	105	20	
52	НД-1	18,3	- 161,8	1,4	87,0 "	90	3	
53	Витязь	18,3	- 175,1	3,0	69,0 "	95	26	
54	Горизонт	19,8	- 168,5	3,5	104 "	116	12	
55	Z-3-1	37,0	164,0	1,7	20 "	125	85	
56	Z-4-1	28,8	148,3	3,0	79 "	150	70	
57	Z-4-2	28,4	148,2	3,8	79 "	150	71	
58	Z-4-3	27,0	148,8	4,6	90 "	150	60	
59	Z-4-4	28,0	147,5	3,6	25 "	150	125	
60	Ренард	17,7	176,1	3,5	88 "	150	62	
61		28,0	179,0	3,5	28 "	110	82	
62		29,8	179,0	3,2	27 "	112	85	
63	о-в Кокос	5,5	- 87,0	2,0	10 "	20	10	
64	Галапагос- ские о-ва	1,0	- 92,0	3,5	0-1 "	7	6	
65	о-в Пасхи	- 27,0	- 110,0	3,5	0-1 "	6	5	
66	о-в Салаи- Гомес	- 26,0	- 105,0	3,5	0-1 "	10	10	
67	о-в Тепрану			5,0	0,5 "	70	69	
68	о-в Гаити	- 17,6	- 149,5	6,2	10,0 "	70	60	
69	о-в Моореа	- 17,5	- 149,8	5,2	2,6 "	76	74	
70	о-в Хуахи- не	- 16,7	- 151,0	5,2	2,8 (К-Аг)	80	77	О-ва Общества
71	о-в Раитеа	- 16,8	- 151,5	5,5	2,5 "	80	77	
72	о-в Тахаа	- 16,6	- 151,5	5,1	3,0 "	80	77	
73	о-в Бора- Бора	- 16,5	- 151,8	5,1	3,0 "	78	75	
74	о-в Маурити			4,9	4,0 "	80	76	О-ва Тубуаи и Кука
75	о-в Рапа	- 27,0	- 144,0	4,6	4,0 "	63	59	
76	о-в Райва- вае	- 20,0	- 156,0	6,0	6,0 "	90	84	
77	о-в Тубуаи	- 23,3	- 149,5	4,2	0,5 "	80	55	
78	о-в Руруту	- 22,0	- 152,0	5,0	12,0 "	80	68	
79	о-в Мангая	- 21,9	- 157,9	4,7	16-37 "	85	58	
80	Макдо- нальд	- 29,0	- 140,2	0		42	42	
81	о-в Атиу	- 20,0	- 158,2	4,6	4,0 (Пал.)	42	38	
82	о-в Раро- тонга	- 21,2	- 159,8	5,2	2,0 (К-Аг)	90	88	

Таблица 3.3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
83	Атолл Аитутаки	- 18,7	- 159,8	4,9	0,7 "	90	89	
84	T-1	- 17,0	- 146,0	4,2	40,0 "	80	40	О-ва Туамоту
85	Атолл Макарова	- 15,8	- 148,2	3,4	45,0 (Пал.)	90	45	
86	о-в Таити- Ити	- 17,8	- 149,2	6,0	0,5 (К-Аг)	80	79	
87	о-в Гамбьер	- 23,2	- 135,0	4,1	7,0 "	26	19	
88	Атолл Муруроа	- 22,0	- 139,0	4,0	7,0 "	26	19	О-ва Гамбьер
89	о-в Питкертн	- 24,1	- 130,1	3,8	0,7 "	26	25	
90	о-в Паль- мира	4,0	- 163,0	4,0	40,0 "	116	76	О-ва Лайн
91	о-в Вашинг- тон	3,5	- 159,0	4,0	40,0 "	116	76	
92	о-в Рождест- ва	2,0	- 156,0	4,0	40,0 (К-Аг)	116	76	
93	о-в X-1	9,2	- 158,0	3,4	52,3 "	110	58	
94	Гайот-5	8,3	- 164,4	3,6	46,0 (Пал.)	110	64	
95	Гайот-6	8,5	- 164,0	3,8	80,0	110	30	
96	Гайот Жаклин	9,3	- 163,2	3,3	3,5-49,0	110	70	
97	Г-9	14,4	- 169,0	3,7	3,5-50,0	110	60	
98	о-в Тахуа- та	- 10,0	- 139,1	5,0	2,0 (К-Аг)	70	68	Маркизские о-ва
99	о-в Хиваоа	- 9,8	- 139,0	5,0	2,0 "	70	68	
100	о-в Уахуа- ка	- 8,9	- 139,5	4,8	2,8 "	70	67	
101	о-в Эиао	- 8,0	- 141,0	4,6	8,0 "	80	72	
102	о-в Фату- хива	- 10,5	- 138,6	5,0	1,4 "	80	79	
103	о-в Нуку- хива	- 8,9	- 140,1	5,2	3,7 "	80	76	
104	о-в Трук	7,5	151,8	4,0	9-22 (Пал.)	90	75	Каролинские о-ва
105	о-в Гуада- лупе	29,0	118,3	3,3	6,2 "	16	10	
106	Осборн	- 26,0	- 175,0	2,5	32,0 (К-Аг)	100	70	
107	Бови	53,5	- 135,6	3,2	0,02	20	20	
108	о-в Мануа	- 14,2	- 169,6	5,6	0	90	90	О-ва Самоа
109	о-в Тутуи- ла	- 14,3	- 170,7	5,2	0,7 (п/м)	90	89	
110	о-в Саваяи	- 13,6	- 172,4	6,4	0	90	90	
111	о-в Фернан- ду ди Но- ронья	- 3,8	- 32,3	4,3	12,0 (К-Аг)	42	30	Атлантичес- кий океан
112	о-в Трини- дад	- 20,5	- 29,4	5,0	1,0 "	82	81	
113	о-в Мартин- Вас	- 20,5	- 28,8	5,2	1,0 "	82	81	
114	о-в Мадейра	34,7	- 7,0	5,0	1-5 "	49	47	
115	о-в Пальма	28,2	- 17,9	6,0	8-10	150	142	Канарские о-ва
116	о-в Тенериф	28,3	- 16,6	6,0	1-5 "	150	145	

Таблица 3.3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
117	о-в Гран-Канария	27,8	-15,6	7,0	12-16 (К-Аг)	150	135	Канарские о-ва
118	о-в Фуэрте-вентура	-28,4	-14,0	4,5	18-20 "	150	130	
119	о-в Аннабон	1,4	-6,9	5,0	2,6 "	115	112	Азорские о-ва
120	о-в Св.Елены	-15,8	-5,5	7-15	7-15 "	57	46	
121	о-в Сан-Мигель	37,7	-25,5	3,0	1-5 "	29	26	
122	о-в Терсейра	38,7	-27,17	3,0	1-2 "	21	20	
123	о-в Санта-Мария	36,9	-25,1	2,8	12,0 "	22	10	
124	о-в Вознесения	7,8	-14,4	3,6	1,0 "	21	20	
125	о-в Тристан	-37,1	-12,4	5,0	1,0 "	29	28	
126	о-в Гоф	-46,4	-7,8	4,3	5,0 "	46	41	
127	о-в Буве	-54,4	3,0	3,5	0	6	6	
128	о-в Рокковей	36,2	-52,5	2,5	76 (Пал.)	86	10	
129	Якутат	35,0	-48,2	3,5	76 "	86	10	
130	Келвин	38,0	-62,1	3,4	85-100 "	153	60	
131	Маннинг	38,2	-60,5	3,0	85 (п/м)	144	50	
132	Михаил	36,2	-58,4	2,2	85-100 "	137	40	
133	Рехобов	37,5	-59,7	3,7	85-100 "	132	40	
134	Шилдрейк	38,4	-62,1	2,6	"	142	50	
135	Атлантик	38,5	-63,5	2,6	"	144	52	
136	Сан-Пабло	39,1	-60,5	3,5	"	149	56	
137	Керин	36,8	-67,9	2,5	76 (К-Аг)	150	74	
138	Медведь	39,9	-67,5	2,5	90-100 "	140	45	
139	Мюир	33,7	-62,5	3,2	45 "	110	65	
140	Новой Англии	36,8	-58,4	2,2	70 (п/м)	100	30	
141		36,4	-59,1	2,8	"	106	36	Горы Углого поднятия и Новой Англии
142	Колумбия	-20,8	-34,8	3,5	22 (К-Аг)	80	58	
143	Вима	-31,6	8,4	4,0	10 "	90	80	
144	о-в Принсипи	1,5	7,6	3,8	25 (п/м)	110	85	
145	о-в Сан-Томе	0,2	6,7	4,0	20 (п/м)	110	90	Гвинейский залив
146	Розмари	59,2	-10,1	1,4	120 (К-Аг)	125	5	Южная Атлантика
147	Балд			1,6	8 "	10	2	
148	о-в Боавшита	16,1	-23,2	3,5	120 (Пал.)	136	16	
149	Дискавери	-42	35	3,5	26 (К-Аг)	60	34	Северная Атлантика
150	Грейт-Метеор	30	-28	3,6	11-16 "	80	65	
151	Жозефин	37	-14	4,0	8-13 "	120	110	

Обозначения:  $\Delta t$  — разность возрастов несущей литосферы и горы (острова); К-Аг — калий-аргоновый, Пал — палеонтологический, п/м — палеомагнитный методы определения возраста.

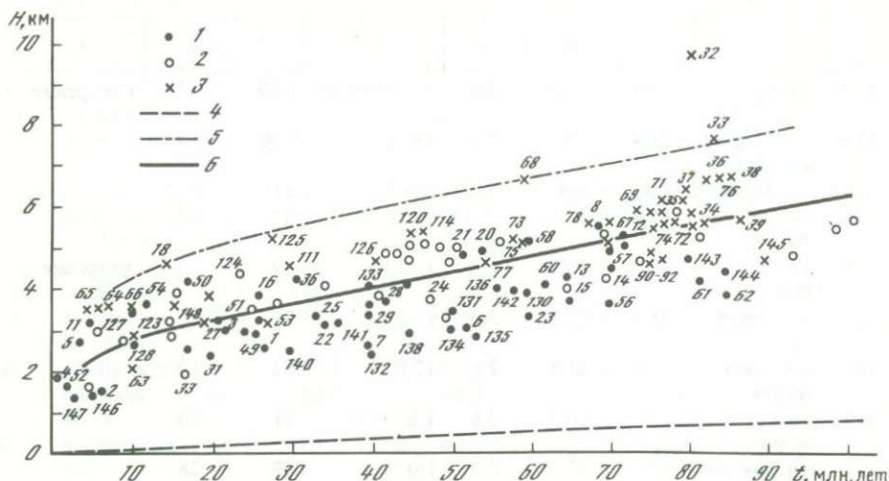


Рис. 3.7. Связь между высотой вулканических подводных гор и островов и возрастом несущей литосферы

1 — гайоты; 2 — островершинные подводные горы; 3 — вулканические острова; 4 — мощность рыхлых осадков; 5 — кривая максимальных высот; 6 — кривая средних значений высот для каждого возрастного интервала (табл. 3.4). Цифры соответствуют порядковым номерам гор в табл. 3.3 и 4.3

встречены на литосфере с возрастом более 27 млн. лет, а горы, высотой свыше 6 км, отмечены, только начиная с возраста литосферы более 69 млн. лет (о-в Таити). Вместе с тем невысокие горы (высотой до 2 км) зафиксированы только для подстилающей литосферы с возрастом более 17 млн. лет. Как видно из рис. 3.7, в областях молодой литосферы, с возрастом 5—10 млн. лет, наибольшие высоты (около 3,5 км) имеют вулканы Галапагосских островов, о-ва Пасхи и о-ва Сала-и-Гомес в Тихом океане, а также о-ва Буве в Атлантическом океане, т. е. современные действующие вулканы. Это может быть связано с дополнительным гидродинамическим давлением в активных вулканических областях, близких к рифтам, что отражается в повышенных гравитационных аномалиях.

В результате обработки экспериментальных данных по высотному распределению вулканических подводных гор и островов с известным возрастом были рассчитаны средние значения высот для каждого возрастного интервала подстилающей литосферы с шагом 10 млн. лет. Средние высоты рассчитывались отдельно для подводных гор, для гайотов и для вулканических островов, а также совместно по всем трем видам (табл. 3.4). Кривые средних и предельных значений высот для каждого возрастного интервала показаны на рис. 3.7. По полученным осредненным данным можно составить уравнение регрессии, связывающее осредненные значения высот вулканических подводных гор с возрастом океанской литосферы:

$$H_T \text{ км} = 0,87 + 0,52 \sqrt{t} \text{ млн. лет.} \quad (3.8)$$

Отсюда, используя соотношение (1.15), получим

$$H_T \text{ км} = 0,87 + 0,07 H_i \text{ км.} \quad (3.9)$$

Таблица 3.4

Средние высоты ( $H_{\text{ср}}$ ) вулканических подводных гор и островов для отдельных интервалов возраста подстилающей литосферы

Возраст, млн. лет	Подводные горы		Гайоты и атоллы		Острова		Все горы	
	$n$	$H_{\text{ср}}$ , км	$n$	$H_{\text{ср}}$ , км	$n$	$H_{\text{ср}}$ , км	$n$	$H_{\text{ср}}$ , км
0–10	9	2,2	3	2,4	6	2,8	18	2,4
10–20	4	3,1	4	2,9	4	3,7	12	3,2
20–30	9	3,1	3	3,8	3	4,3	15	3,5
30–40	9	3,2	1	4,0	1	4,5	11	3,5
40–50	5	3,4	11	4,5	2	5,3	18	4,3
50–60	9	3,9	2	5,1	3	5,4	14	4,4
60–70	7	4,3	4	4,5	3	5,5	14	4,6
70–80	3	5,0	2	5,2	12	5,6	17	5,4
80–90	4	4,3	1	5,2	10	6,5	14	5,8

Обозначения:  $n$  – число гор.

Для предельных высот вулканических островов на океанской литосфере (исключая о-в Гавайи) уравнение регрессии имеет вид

$$H_T \text{ км} = 2,16 + 0,55 \sqrt{t} \text{ млн. лет}, \quad (3.10)$$

или

$$H_T \text{ км} = 2,16 + 0,07H_f \text{ км}. \quad (3.11)$$

Таким образом, анализ экспериментальных данных подтверждает, что в интервале возрастов дна до 90–100 млн лет предельная высота подводных и надводных вулканов закономерно увеличивается с увеличением мощности океанской литосферы.

С целью изучения повысотного распределения подводных гор на океанской литосфере с различным возрастом была проведена статистическая обработка высот около 4000 подводных гор и вулканических островов Тихого океана, а также построены гистограммы их распределения в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и основных морфоструктур глубоководного ложа Тихого океана [Городницкий и др., 19786].

На рис. 3.8 представлены гистограммы распределения подводных гор и надводных вулканов по высотам в пределах основных морфоструктур дна Тихого океана: а) котловин – Северо-Западной, Северо-Восточной, Центральной, Южной и Восточно-Марианской и б) поднятий ложа – Императорского хребта, поднятия Маркус-Неккер, поднятия острова Туамоту и Лайн, Гавайского хребта и поднятия Маршалловых островов. Как видно из рис. 3.8, около 76% от общего числа вулканических гор на акватории Тихого океана составляют горы высотой от 1 до 3 км.

На рис. 3.9 приведено процентное отношение числа гор высотой более 3 км к общему числу гор для каждой из основных морфотектонических провинций океана. Как видно из рисунка, в пределах провинции Восточно-

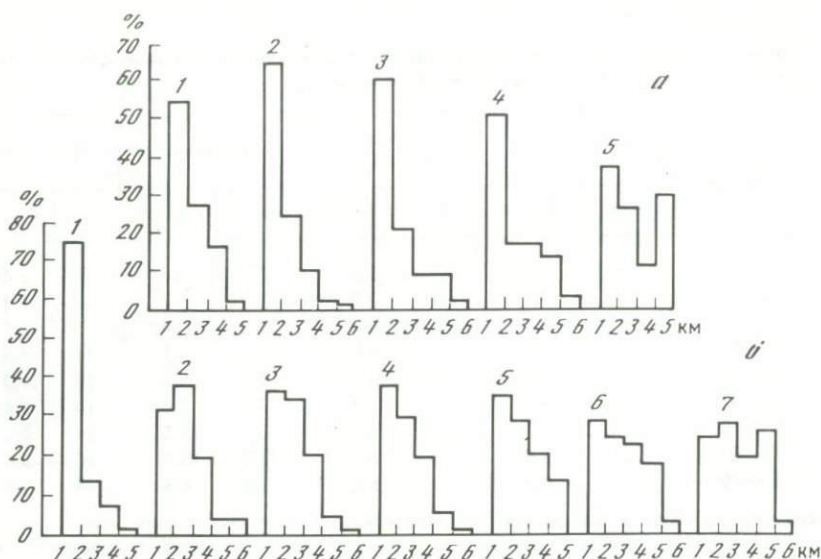


Рис. 3.8. Гистограммы распределения подводных гор по высотам в пределах основных морфоструктур дна Тихого океана [Городницкий и др., 1978б]

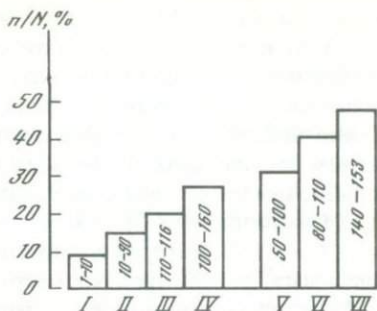
*а* — глубоководные котловины: 1 — Северо-Западная, 2 — Северо-Восточная, 3 — Центральная, 4 — Южная, 5 — Восточно-Марианская; *б* — поднятия: 1 — Срединно-Тихоокеанский хребет, 2 — Императорский хребет, 3 — поднятие Маркус-Неккер, 4 — поднятие островов Лайн, 5 — поднятие островов Туамоту, 6 — Гавайский хребет, 7 — Маршалловы острова

Тихоокеанского поднятия относительное число вулканов высотой более 3 км составляет менее 10% от общего числа подводных гор этой провинции. При переходе от срединного хребта к глубоководным котловинам и поднятиям относительное число подводных и надводных вулканов высотой более 3 км закономерно увеличивается по мере удаления морфотектонической провинции от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, т.е. по мере увеличения возраста и мощности подстилающей океанской литосферы. Так, в Северо-Восточной и Южной котловинах, непосредственно примыкающих к западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия с возрастом дна от 10 до 90 млн лет, они составляют около 15% от общего числа подводных гор. В то же время в Центральной котловине с возрастом дна 110–116 млн лет число подводных гор высотой более 3 км составило около 20%, а в Северо-Западной и Восточно-Марианской котловинах, где возраст дна достигает от 100 до 160 млн лет, — до 26%.

Такая же картина наблюдается и для поднятий (см. рис. 3.9). Если для поднятий островов Туамоту, Лайн и Маркус-Неккер, где возраст подстилающей коры 50–100 млн лет, относительное число гор высотой более 3 км составляет около 30%, то в пределах Гавайско-Императорского вулканического хребта с возрастом подстилающей коры 80–100 млн лет оно увеличивается до 38%, а для Маршалловых островов, образовавшихся на древней коре (140–150 млн лет), количество подводных и надводных вулканов высотой более 3 км превышает 47% от общего числа вулканов.

Рис. 3.9. Процентное отношение числа вулканических гор высотой более 3 км к общему числу гор для основных морфотектонических провинций Тихого океана

I — Восточно-Тихоокеанское поднятие; II — Северо-Восточная и Южная котловины; III — Центральная котловина; IV — Северо-Западная и Восточно-Марианская котловины; V — поднятия Туамоту, Лайн и Маркус-Неккер; VI — Гавайско-Императорский хребет; VII — Маршалловы острова. Цифрами показан возраст в пределах каждой провинции (млн. лет), определенный по магнитным аномалиям и данным глубоководного бурения



При этом число крупных гор высотой более 3 км в пределах поднятий больше, чем в глубоководных котловинах.

Таким образом, с увеличением возраста и соответствующей мощности океанской литосферы наблюдается закономерное увеличение числа крупных вулканических гор высотой более 3 км. Эта закономерность хорошо подтверждает результаты изучения зависимости высоты подводных и надводных вулканов с известным возрастом от мощности подстилающей литосферы, которые приведены на рис. 3.7.

В свете описанной выше модели возникновения и развития океанской литосферы остановимся на базальтовом вулканизме и процессах образования подводных вулканов и океанских островов в глубоководных океанских котловинах (в пределах развитой и мощной океанской литосферы).

Как отмечалось выше, в глубоководных районах океанов с литосферой мощностью 40–70 км и глубиной базальтового вулканизма 50–80 км химизм вулканических излияний в значительной степени определяется  $pT$ -условиями в подстилающих нормальную литосферную плиту слоях астеносферы и глубиной проникновения трещин. Поскольку на подошве литосферы температура мантии должна соответствовать температуре солидуса самых легкоплавких фракций базальта, а с глубиной она увеличивается, приближаясь к температуре ликвидуса недифференцированных первичных базальтов, то можно предполагать, что температурная дифференциация базальтовых магм, которая возникает за счет кристаллизационной дифференциации тугоплавких компонентов в астеносфере, постепенно уменьшается с глубиной. Поэтому последовательная смена различных базальтовых лав в вулканических сериях подводных и надводных вулканов глубоководных районов океана может быть объяснена последовательным уменьшением давления в оси эруптивного канала, дренирующего астеносферу.

Возникающие на развитой океанской литосфере разломы могут проникать в верхние слои астеносферы на различную глубину. В том случае, если они достигают глубин поверхности температуры ликвидуса базальтов, вулканические извержения будут начинаться с интенсивного (под большим давлением) подъема недифференцированных лав, а завершаться вялыми излияниями надсолидусных разностей [Городницкий, Сорохтин, 19776]. Это явление объясняется тем, что гидродинамическое давление базальтовой магмы в эруптивном канале зависит от распределения максимального гидростатического давления на подошве трещины вдоль всей длины эруптив-

ного канала  $H_p + \Delta H$  (где  $\Delta H$  — высота подводного или надводного вулкана), в то время как гидростатическое давление во вмещающей литосфере определяется только весом вышележащих слоев астеносферы и литосферы (влиянием веса вулкана в первом приближении для пластичной литосферы можно пренебречь). Поэтому гидродинамическое давление магмы в эруптивном канале вулкана на всех уровнях выше основания разлома будет больше, чем гидростатическое давление во вмещающих породах [Городницкий, Сорохтин, 19776]. Таким образом, возникает избыточное давление  $\Delta p = p - p(H)$ , которое должно препятствовать поступлению в эруптивный канал магм со всех уровней, вскрытых трещиной, кроме самого нижнего.

Избыточное давление в эруптивном канале может быть определено по несложной зависимости [Сорохтин, 1974]

$$\Delta p = \rho g \left( \frac{z + \Delta H}{h_f + \Delta H} h_f - z \right), \quad (3.12)$$

где средняя плотность слоя  $-\rho = \frac{\rho_l H_l - \rho_a (h_f - H_l) + \rho_w h}{h_f + h}$ ;  $h$  — глубина океана;  $h_f$  — глубина разлома;  $\Delta H$  — высота острова.

Величину избыточного давления по формуле (3.12) можно оценить на примере вулкана Мауна-Лоа, входящего в число Гавайских вулканов. Его высота над уровнем моря равна 4,16 км при глубине дна океана около острова порядка 5 км ( $\Delta H = 9,16$  км). Как показывают геофизические исследования, для вулканов Мауна-Лоа и Килауза подъем магм происходил с глубин около 60 км [Грин, Рингвуд, 1968]. Согласно расчету в этом случае на глубине  $h_f = 40$  км должно возникать избыточное давление около  $8 \cdot 10^7$  Па. Такое давление вполне обеспечивает закупоривание стенок магматического канала и прекращение поступления в эруптивный канал базальтовых расплавов со всех уровней, кроме самого нижнего.

После подъема глубинных магм трещина начнет постепенно закрываться снизу вверх, поскольку внизу наиболее высокое давление и низкая вязкость пород. По мере залечивания трещины должно происходить последовательное уменьшение давления в эруптивном канале и сниматься избыточное давление на все более высоких горизонтах, в результате чего открывается доступ на поверхность все более охлажденных магм до тех пор, пока процесс не завершится вялыми излияниями последних, наиболее дифференцированных, надсолидусных лав.

Именно такой непрерывный ряд, последовательно идущий от толеитовых к щелочным базальтам, прослеживается в вулканических сериях Гавайских вулканов Мауна-Лоа и Килауза. Поздние надсолидусные щелочные серии обычно представлены базальтами, оливиновыми нефелинитами и нефелинитами.

По данным геологического изучения, для всех семи активных Гавайских вулканов цикл вулканического извержения начинается обычно с интенсивного излияния под большим напором однородных по своему составу жидких лав, представленных толеитовыми базальтами. Толеитовые серии состоят из толеитов и пикрит-базальтов. Такова, например, серия Полулу вулкана Кохала.

В результате того, что почти весь объем изверженных пород в основную

эруптивную фазу представлен толеитовыми и оливиновыми базальтами, они и слагают щитовые вулканы Гавайских островов. К концу первой стадии происходит образование кальдеры.

Вторая стадия развития вулкана связана с заполнением кальдеры. В это время формируются толеитовые лавы, переслаивающиеся со щелочными.

В следующую посткальдерную стадию изливаются щелочные оливиновые базальты, и, наконец, в постэрозионную стадию возобновляющийся вулканизм представлен преимущественно щелочными базальтами.

Аналогичная закономерность установлена в результате геологического изучения вулканической системы Маркус-Неккер [Рудник, Матвеевков, 1978]. В пределах западной структуры — гор Маркус-Вейк, образовавшихся 43—59 млн. лет назад (табл. 3.3), со склонов гор отобраны при драгировании дифференцированные щелочные базальты. В восточной горной провинции Вейк-Неккер, характеризующейся сложным и длительным развитием, обнаружены нижнемеловые невысокие горы, сложенные оливиновыми базальтами, а также соседствующие с ними высокие позднемеловые горы, на склонах которых обнаружены щелочные и роговообманковые базальтоиды. Эти данные свидетельствуют о том, что в глубоководных районах океана в пределах одной и той же горной провинции могут встречаться вулканы существенно различного возраста и состава — более древние невысокие вулканы толеитового состава, образовавшиеся на маломощной литосфере в зоне срединно-океанского хребта, и более молодые высокие вулканы, сложенные широким спектром базальтоидов от толеитовых до щелочных. Таким образом, вулканическая активность в пределах системы Маркус-Неккер делится на три этапа — ранний мел, поздний мел и эоцен.

В глубоководных районах океана при большой мощности литосферы и значительной глубине дренирующих трещин в условиях наличия второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому процент щелочных базальтов при вулканических извержениях должен существенно увеличиваться. Это связано с тем, что, согласно экспериментальным данным Йодера и Тилли [Йодер, Тилли, 1965], при удалении граната в условиях высоких давлений снижение давления приводит к образованию расплава щелочного типа.

Можно предполагать, кроме того, что содержание в лавах легких подвижных элементов непосредственно зависит от мощности и степени проницаемости литосферы. Так, в зонах срединно-океанских хребтов в условиях растяжения возможность дегазации неглубоко залегающего астеносферного слоя очень высока [Фролова и др., 1979]. Это подтверждается упомянутой выше высокой интенсивностью конвективного теплопереноса в этих областях. В глубоководных районах океанов при увеличении мощности и понижении проницаемости литосферы степень ее дегазации должна понижаться, что также находит отражение в увеличении содержания в лавах литофильных элементов [Kay, Gast, 1973].

Таким образом, экспериментальные и теоретические данные позволяют высказать предположение, что изливания толеитовых и щелочных оливиновых базальтов непосредственно связаны с глубиной выплавления исходных магм или вариациями глубины отделения твердых приликвидусных фаз [Рингвуд, 1981; O'Hara, 1965]. Некоторое увеличение щелочности связано, по-видимому, и с уменьшением объемов плавления.

Таблица 3.5

Геолого-геофизические характеристики вулканических подводных гор Мирового океана [Городницкий, 19796]

Провинция	Число обследованных гор	Форма и высота	Состав слагающих пород
Глубоководное ложе океана	124	Конусы, усеченные конусы, купола, гайоты, более 3 км	Базальты от толейтовых до щелочных
Переходные зоны	81	Сильно эродированные конусы, усеченные конусы, купола различной высоты	Андезиты

Описанная модель является лишь первым приближением к сложному механизму формирования вулканов на океанской литосфере и требует дальнейшего изучения и уточнения. Вместе с тем она дает возможность непосредственно связать образование вулканических подводных гор с мощностью литосферы, а также объяснить механизм их возникновения в зонах срединно-океанских хребтов и глубоководных котловин Мирового океана и установить основные закономерности формирующих их вулканических циклов. Различная глубина проникновения трещин в астеносферу, связанная с мощностью литосферы, по-видимому, является основным фактором, обуславливающим различный петрологический состав и морфологию указанных двух типов вулканов.

Следует отметить, что рассмотренная модель, являющаяся лишь первым приближением к механизму формирования вулканических подводных гор на океанской литосфере, требует дальнейшего изучения и уточнения. Имеются отдельные отклонения от указанной выше закономерности. Так, щелочной состав лав отмечается у некоторых вулканов, расположенных в непосредственной близости от осевой зоны срединных хребтов (западные Азорские острова). Такие аномальные участки могут быть обусловлены либо изменением  $pT$ -условий в астеносфере и ее физических свойств, либо утолщением литосферы.

Приведенный в разделах 3.2 и 4.3 анализ структуры аномального гравитационного и магнитного полей над подводными горами и вулканическими островами (в области срединных океанских хребтов и глубоководного ложа океана) свидетельствует о том, что описанное выше различие в составе слагающих пород, высоте и структуре вулканических корней выделенных двух основных типов океанских вулканов находит свое отображение в структуре аномальных геофизических полей [Городницкий, 1975; Город-

Физические свойства слагающих пород				Гравитационная аномалия мГал		Магнитная аномалия, нТл	Основной источник аномалии
Плотность, г/см <sup>3</sup>		Намагниченность, А/м		Буге	Фая		
Гора	Вулканические корни	Гора	Вулканические корни				
2,60	—	20–30	—	Нет	До +50	До 500	Гора
2,3–2,6	3,0–3,2	20–40	30–50	До +100	До +300	До 1000	Вулканические корни
2,47 (андезиты); 1,77 (туфы)	—	1–40	—	До –60	До +100	До 1000	Гора

ницкий, Ушаков, 1977]. В табл. 3.5 приведены средние геолого-геофизические характеристики трех основных типов подводных гор и океанских островов, полученные в результате обобщения и анализа геолого-геоморфологических и геофизических данных [Городницкий, 1975]. Наряду с вулканами провинций срединных хребтов и глубоководных районов Мирового океана в табл. 3.5 включены также данные по андезитовым подводным и надводным вулканам, приуроченным к островным дугам в переходных зонах Тихоокеанского типа. Представленные в таблице физические параметры пород, слагающих вулканические корни подводных гор, получены расчетным путем.

Как видно из таблицы, вулканические подводные горы и близкие к ним по генезису острова могут быть разделены на три основных типа, отличающихся друг от друга по характеру пространственного распределения, морфологии и составу слагающих пород, а также по структуре аномальных геофизических полей, которая определяется особенностями их глубинного геологического строения.

Следует отметить, что предложенная типизация подводных и надводных вулканов в известной степени схематична и должна быть дополнена и уточнена последующими исследованиями и данными глубоководного бурения. Вместе с тем она позволяет систематизировать материалы изучения подводных гор и вулканических островов и дает возможность рассматривать процесс их формирования в связи с развитием океанской литосферы в целом.

### 3.5. ФОРМИРОВАНИЕ ЦЕПОЧЕК ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОР НА ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Как было отмечено в разд. 3.1, вулканические подводные горы в ряде случаев образуют характерные цепочки, иногда сливающиеся в подводные вулканические хребты. Остановимся кратко на анализе существующих моделей их образования.

По данным некоторых исследователей, возникновение и развитие на океанской литосфере цепочек подводных гор и вулканических хребтов связывается с существованием в мантии так называемых горячих точек [Зоненшайн, Савостин, 1979; Morgan, 1971, 1972]. В основе этой гипотезы лежит предположение о том, что в процессе движения литосферные плиты перемещаются над неподвижными горячими участками мантии, местами выхода к поверхности расплавленного материала из внешнего ядра Земли. Согласно другой точке зрения "горячие точки" располагаются в верхних слоях астеносферы непосредственно под литосферой и имеют скорее механическую первопричину, образуя выпуклый полувызкий слой, "проплавливающий" литосферную плиту.

Допущение о существовании горячих точек подразумевает, что именно с ними связаны вулканические проявления в океане. Так, щелочность и смена возрастов пород, слагающих Гавайско-Императорскую цепь подводных и надводных вулканов, вытянутую с юго-востока на северо-запад, связывают с 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 выходы щелочных пород на Южно-Американском и Африканском континентах. При этом наличие щелочных пород здесь рассматривается как результат подъема из глубин мантии потока горячего и менее плотного вещества, способствующего рифтогенезу.

В настоящее время в океанских областях предполагается существование не менее 20 горячих точек, с которыми связываются системы подводных гор, симметричные по отношению к рифтовой зоне и субпараллельные в пределах одной плиты [Подводные горы, 1978]. Одним из доказательств существования в мантии неподвижных восходящих потоков, положение которых остается постоянным в течение сотен миллионов лет, считается парагенетическая связь цепочек подводных вулканов со щелочными интрузиями на раздвигающихся континентах.

Вместе с тем гипотеза горячих точек и мантийных восходящих потоков вызывает ряд возражений. Одна из основных трудностей состоит в том, что неподвижные или медленно перемещающиеся с течением времени 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 [Зоненшайн, Савостин, 1979], недостаточно подтверждается приведенными в разд. 1.4 фактическими данными о распределении значений теплового потока на океанской литосфере.

Подчеркиваемое авторами гипотезы горячих точек генетическое родство подводных гор и щелочных интрузий на континентах находится в очевидном противоречии с существенно толеитовым вулканизмом в зонах, близких к рифту, и районам горячих точек в Северной Атлантике. Следует отметить при этом: как указывалось выше, сам щелочной характер вулканизма свидетельствует о дренировании трещинами наиболее низкотемпературного субстрата верхнего слоя астеносферы. Во многих районах, в частности в западной части Тихого океана, где плотность подводных гор наиболее высока, не обнаруживается их связи с горячими точками.

В ряде случаев нет связи между возрастом вулканов и их расстоянием от оси срединного хребта. Так, например, данные 33-го рейса нис "Гломар Челленджер" не подтвердили гипотезу горячих точек для образования вулканического хребта Лайн, так как в результате глубоководного бурения было установлено, что увеличение возраста вулканов вдоль цепи Лайн не наблюдается [Авдейко, 1979].

То обстоятельство, что наиболее молодые вулканы в вулканической системе Маркус-Неккер образовались в ее западной части (горы Маркус-Вейк), противоречит схеме горячих точек и говорит в пользу дизъюнктивного контроля горообразования.

На малую реальность проплавания литосферной плиты горячей точкой указывает также приближенная оценка энергетики этого процесса.

Выразим разность температур солидуса мантийного вещества  $T_s$  и средней температуры литосферы  $T_l$  формулами

$$\Delta T = T_s - T_l = Q / (\rho c_p), \quad (3.13)$$

$$Q_{уд} = C_p \Delta T + Q_{пл}, \quad (3.14)$$

где  $Q_{пл}$  — теплота плавления;  $Q_{уд}$  — удельная теплота плавления;  $C_p$  — удельная теплоемкость, равная примерно  $0,3 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $\Delta T = T_s - T_l = 700^\circ\text{C}$ ;  $Q_{пл} \approx 100 \text{ кал}/\text{г}$ .

Подставив в (3.14) численные значения, получим

$$Q_{уд} = 0,3 \cdot 700 + 100 = 310 \text{ кал}/\text{г}. \quad (3.15)$$

При средней мощности литосферы  $60 \text{ км}$   $m = 6 \cdot 10^6 \text{ г}$ . Тогда

$$Q = Q_{уд} m_{\text{столба}} = 310 \cdot 6 \cdot 10^6 \cdot 3 = 6 \cdot 10^9 \text{ кал}, \quad (3.16)$$

$$T_a - T_s = \Delta T' = 310/0,3 = 1000^\circ\text{C}. \quad (3.17)$$

При температуре солидуса лерцолита около  $1300^\circ\text{C}$  температура астеносферы должна быть не менее  $2300^\circ\text{C}$ .

Таким образом, оценка тепловой энергии, необходимой для существования горячих точек в верхней мантии, показывает, что температура астеносферы должна быть значительно больше, чем реально возможная.

Альтернативной моделью, объясняющей возникновение систем трещин и образование цепочек подводных и надводных вулканов на движущейся океанской литосфере с переменной мощностью, является модель "мембранной тектоники" [Turcotte Oxburgh, 1973]. Она состоит в том, что при эллиптической форме геоида движущаяся от конструктивных границ к деструктивным границам относительно тонкая океанская литосфера может деформироваться при изменении ее географической широты и соответственно кривизны геоида.

Так, для Тихоокеанской плиты, движущейся в течение последних 76 млн. лет в субмеридиональном направлении, кривизна геоида будет последовательно увеличиваться. При ограниченной поверхности литосферы, аппроксимирующей в первом приближении сферическим куполом, в результате этого возникают напряжения сжатия, достигающие величины нескольких килобар [Turcotte, 1974]. Прочность мантийных пород, по данным лабораторных экспериментов, не превышает  $10^8$  Па. Поэтому величины возникающего напряжения оказывается достаточно для развития в литосфере разрывных нарушений, вызывающих образование подводных и надводных вулканов.

Согласно модели "мембранных напряжений" литосфера, возникшая к югу от экватора, при приближении к экватору должна сгущиваться и ломаться в результате действия сил широтного сжатия. При этом в случае, когда напряжение сжатия превышает прочность пород, изотропная литосфера разбивается системой ортогональных трещин, ориентированных под углом  $45^\circ$  к направлению сжатия [Хендин, 1969], причем размеры блоков примерно соизмеримы с мощностью литосферной плиты [Vogt, 1974]. Если принять среднюю мощность океанской литосферы равной 60 км =  $6 \cdot 10^6$  см, то  $l \approx 6 \cdot 10^6$  см.

Смещение  $dl$  блоков литосферы, возникающее в результате сжатия, можно оценить на основе закона Гука:

$$dl = \tau_s l / E, \quad (3.18)$$

где  $E$  — модуль Юнга;  $\tau_s$  — предел прочности материала на сжатие.

Согласно оценкам Л.И. Лобковского [Лобковский, 1976], долговременное значение статистического модуля упругости  $E_s \approx 6 \cdot 10^{10}$  дин/см<sup>2</sup>,  $\tau_s \approx 10^9$  дин/см<sup>2</sup> [Хендин, 1969].

Тогда, подставив численные значения в (3.18), получим

$$dl = 10^9 \cdot 6 \cdot 10^6 / 6 \cdot 10^{10} = 10^5 \text{ см.} \quad (3.19)$$

Таким образом, как показывают оценки, относительное смещение блоков литосферы, приводящее к образованию эруптивных каналов, может достигать величины 1 км.

Действительно, как будет показано в гл. 4, палеомагнитное изучение вулканических подводных гор северо-западной части Тихого океана свидетельствует о том, что большинство из них образовалось к югу от экватора (табл. 4.1). Этим, в частности, можно объяснить тот факт, что в северо-западной части Тихого океана расположено большинство вулканических гор и островов, в то время как в восточной части их значительно меньше. Следует отметить, что современные зоны активного вулканизма в южной части Тихого океана располагаются в критических точках к югу от экватора между  $15$  и  $35^\circ$  ю.ш. (рис. 3.1). Здесь прослеживается Южно-Тихоокеанский пояс вулканической активности, в пределах которого в плейстоцене отмечались по меньшей мере 10 центров активного вулканизма, в том числе о-в Пасхи [Авдейко, 1979]. Частью этого пояса является мантийная "горячая линия" [Bonatti et al., 1977]. Этот пояс вулканической активности располагается на экваторе относительно полюса раскрытия для Восточно-Тихоокеанского Срединного поднятия [Авдейко, 1979].

В северо-западной части Индийского океана, к югу от экватора, пример-

но в том же интервале широт расположены активные вулканы, восточнее и западнее о-ва Мадагаскар (Коморские острова, о-в Реуньон; см. рис. 3.1).

При субмеридиональном движении океанской литосферы к северу от экватора согласно модели мембранной тектоники происходит обратный процесс: литосфера, образованная на большой кривизне поверхности вблизи экватора, растягивается, переходя в более пологие области. В результате этого возникают растягивающие напряжения, также приводящие к образованию трещин в литосфере.

Ширина трещин растяжения может быть приближенно оценена по уравнению (3.18). В этом случае, если принять величину  $l$  равной средней меридиональной ширине Тихоокеанской плиты ( $l \approx 10^9$  см), то при предельном напряжении на разрыв  $\tau_r \approx 5 \cdot 10^7$  дин/см<sup>2</sup> [Магницкий, 1965].

$$dl = 5 \cdot 10^7 \cdot 10^9 / 6 \cdot 10^{10} \approx 8 \cdot 10^5 \text{ см} \approx 8 \text{ км.} \quad (3.20)$$

Таким образом, трещины растяжения в океанской литосфере могут достигать нескольких километров. Анализ характера расположения гавайских вулканов и моделирование с пластической моделью свидетельствуют о том, что распределение этих вулканов контролируется трещинами растяжения [Turcott, Oxburgh, 1973]. Аналогичный механизм формирования вулканов в трещинах растяжения может быть предложен для приуроченных к Антарктической плите действующих вулканов в южной части Индийского океана.

Следует отметить, что рассмотренная модель формирования цепочек океанских вулканов в результате действия "мембранного эффекта" является пока схематичной и требует дальнейшего изучения и разработки как с позиций механики, так и с позиций геологии. Так, представляется сложным объяснить "мембранным эффектом" формирование цепочек вулканов в Атлантическом океане, где движение океанской литосферы происходит в широтном направлении.

Наряду с рассмотренными моделями существуют и другие гипотезы, стремящиеся объяснить возникновение цепочек вулканических гор на океанской литосфере и последовательную смену возрастов вулканов вдоль цепи. К их числу относятся гипотеза постепенного раскрытия разломов [Jackson, Wright, 1970], гипотеза формирования локальных зон растяжения [Грин, 1973], а также механизм взаимодействия движущейся океанской литосферы с так называемыми гравитационными якорями [Show, Jackson, 1973].

Отдельную группу цепочек вулканических подводных гор образуют "притрансформные" подводные горы [Ушаков, Галушкин, 1978]. Такие цепи, переходящие в вулканические хребты, отмечены в Северной Атлантике вдоль разлома Чарли-Гиббс, вдоль палеотрансформного разлома в Индийском океане (Восточно-Индийский хребет) и т.д. Предполагают, что их формирование связано с течением астеносферного вещества вдоль оси срединного хребта под новообразованной океанской литосферой. Для таких вулканов различие в возрасте с подстилающей литосферой должно быть относительно невелико по сравнению с внутриплитовыми горами.

В целом, как показывает анализ моделей, предлагаемых для объяснения природы образования цепочек вулканических гор на океанской литосфере, это проблема далека от своего решения.

Можно предполагать, что возникновение трещин, приводящих к образованию систем вулканических подводных гор, является суммарным эффектом воздействия внутриплитовых напряжений, вызванных внешними усилиями на границах плит, мембранным эффектом и изменением термодинамического режима подстилающей астеносферы. При этом концентрация напряжений должна быть максимальной в наименее прочных зонах литосферы. Это объясняет эшелонированное строение систем трещин в цепях подводных гор Тихого океана [Ушаков, Галушкин, 1978; Vogt, 1974].

Вместе с тем независимо от принятой модели высота вулканических гор и островов и в известной степени их состав, как было показано, определяются в первую очередь мощностью подстилающей литосферы и  $pT$ -условиями в деятельном дренируемом слое астеносферы.

## Глава 4

### ДВИЖЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ПОСТВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР

#### 4.1. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР

Подводные горы и вулканические острова формировались в различные геологические эпохи. Как указывалось в разд. 3.1, возраст подводных и надводных вулканов на океанской литосфере колеблется от четвертичного до юрского. За это время, как следует из приведенных в гл. 2 палеогеодинамических реконструкций, происходили значительные горизонтальные перемещения литосферных плит и раздвижение океанского дна.

Большое значение для изучения движения плит имеет поэтому палеомагнитный анализ результатов геомагнитных и батиметрических съемок над вулканическими подводными горами, имеющими термическую природу намагниченности слагающих их базальтов.

Палеомагнитный анализ структуры аномального магнитного поля над подводной горой состоит в совместном решении прямой задачи магнитометрии о вычислении ожидаемой аномалии над горой с известным рельефом и намагниченностью и сопоставлении модельной аномалии с наблюдаемой [Подводные горы, 1978].

Такой анализ дает возможность определить величину и направление суммарного вектора намагниченности слагающих гору изверженных пород:

$$I_n = I_n + k T, \quad (4.1)$$

где  $I$  — остаточная намагниченность;  $kT$  — индуцированная намагниченность;  $k$  — магнитная восприимчивость.

Как отмечалось в разд. 3.3, изучение магнитных свойств образцов горных пород, отобранных при драгировании или при глубоководном бурении на подводных горах, показало, что величина их естественной остаточной намагниченности значительно превышает индуцированную. Фактор Кенигсбергера для этих пород изменяется в диапазоне от 5 до 57 при среднем значении 35. Это позволяет с большой степенью достоверности считать,

что вычисленный вектор суммарной намагниченности, по существу, соответствует вектору остаточной намагниченности базальтов, слагающих подводные горы. Такое предположение, в свою очередь, дает возможность перейти к определению положения виртуального геомагнитного полюса, координаты которого  $\Phi_n$  и  $\Lambda_n$  определяются по формулам [Храмов, Шолпо, 1967].

Возможность расчета интенсивности и направления намагниченности подводных гор по данным геомагнитной и батиметрической съемок впервые была показана В. Вакье в 1962 г. [Вакье, 1976]. Математическое обоснование метода было развито позже М. Тальвани и др. [Talwani, 1965].

Анализ многочисленных результатов геоморфологического изучения подводных гор, приведенный в разд. 3.1, показывает, что по своей форме подводные горы вулканического происхождения могут в первом приближении аппроксимироваться конусами или усеченными конусами с образующей, меняющейся по экспоненциальному закону. При этом замена экспоненциальной образующей прямой, как показывают сравнительные расчеты, не приводит к большой погрешности в вычислении аномального магнитного поля [Подводные горы, 1978].

Несмотря на внешнюю простоту таких геометрических форм, интерпретация аномалий магнитного поля над ними представляется сложной, так как трудно рассчитать аномальное поле над конусом и цилиндром [Городницкий, 1970]. Потребовалось поэтому рассмотреть теоретические аномалии и составить алгоритм, позволяющий точно и с минимальной затратой времени рассчитывать аномальное магнитное поле над вертикальными круговыми конусами и цилиндрами, сочетания которых аппроксимируют в первом приближении подводные горы и их вулканические корни [Симовский, Каминский, 1975].

В правосторонней декартовой системе координат  $(x, y, z)$  общее выражение для вектора напряженности аномального магнитного поля  $T$  на плоскости  $z = 0$  над однородно намагниченным телом в верхнем полупространстве имеет вид

$$T = I |V|, \quad (4.2)$$

где  $V_z = \partial V / \partial z$ ,  $I$  — вектор суммарной намагниченности.

Тогда матрица вторых производных

$$|V| = \begin{vmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{xy} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{xz} & V_{yz} & V_{zz} \end{vmatrix}. \quad (4.3)$$

Выражение для вычисления  $V$  в любой точке верхнего полупространства над круговым конусом и цилиндром имеет вид

$$V(x, y, z) = \eta \int_{h_2}^{h_1} \int_0^{cR} \int_0^{2\pi} \frac{\rho d\varphi d\rho db}{\sqrt{(x - \rho \cos \varphi)^2 + (y - \rho \sin \varphi)^2 + (z - b)^2}}. \quad (4.4)$$

Здесь  $h_1$  — глубина нижнего основания цилиндра или конуса;  $h_2$  — глубина верхнего основания цилиндра или вершины конуса;  $R$  — радиус основания;  $c = 1$  — для цилиндра;  $c = (b - h_2) / (h_1 - h_2)$  — для конуса.

Если ввести в формулу (4.4) относительные координаты  $x^* = x/h_1$ ,

$y^* = y/h_1$ ,  $z^* = z/h_1$  и сделать подстановку  $\varphi = \pi(1 + f)$ ,  $\rho = cR(1 + r)/2$ ,  $b = (h_1 + h_2 + h_1 t - h_2 t)/2$ , то выражение для цилиндра будет иметь вид

$$V(x^*, y^*, z^*) = \eta \frac{\pi(h_1 - h_2)R^2}{4h_1} \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \frac{(1+r)d\varphi dr dt}{2\sqrt{R_1^2 + R_2^2 + R_3^2}}, \quad (4.5)$$

а для конуса

$$V(x^*, y^*, z^*) = \eta \frac{\pi(h_1 - h_2)R^2}{4h_1} \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \frac{(1+t)(1+r)d\varphi dr dt}{8\sqrt{R_1^2 + R_2^2 + R_3^2}}, \quad (4.6)$$

где

$$\begin{aligned} R_1 &= x^* - \frac{R}{h_1} \frac{1+r}{2} \kappa \cos [\pi(1+f)]; \\ R_2 &= y^* - \frac{R}{h_1} \frac{1+r}{2} \kappa \sin [\pi(1+f)]; \\ R_3 &= z^* + \frac{(h_1 - h_2)(1-t)}{2h_1} - 1. \end{aligned} \quad (4.7)$$

Для цилиндра  $\kappa = 1$ , для конуса  $\kappa = (1+t)/2$ .

Дифференцируя уравнения (4.5) и (4.6) под знаком интеграла и используя для вычисления интегралов квадратную формулу Гаусса, можно получить окончательные рабочие алгоритмы для определения вторых производных [Подводные горы, 1978].

В настоящее время на базе использования ЭВМ разработаны программы, позволяющие вычислить магнитные аномалии для тел не только правильной геометрической, но и произвольной формы. Эти программы в общем близки между собой и отличаются друг от друга в основном методами интегрирования по поверхности или по объему тел [Vacquier, 1962; Grosling, 1970; Talwani, 1965]. Ряд аналогичных программ для отечественных ЭВМ был составлен советскими исследователями [Зейгельман, 1972; Снежко, 1968; Каминский, Симовский, 1976]. Одним из наиболее эффективных оказался метод определения векторов намагниченности группы аномалообразующих тел по их совокупному магнитному полю [Подводные горы, 1978]. Его сущность состоит в автоматической минимизации квадратов разности вычисленного и измеренного полей при аппроксимировании намагниченных тел вертикальными прямоугольными призмами.

Если на плоскости  $z = 0$  в правосторонней декартовой системе координат  $(x, y, z)$  создается аномальное магнитное поле совокупностью  $n$  однородных и однородно намагниченных объектов, то вектор напряженности магнитного поля  $T$ , создаваемого каким-то объектом в  $i$ -й точке на плоскости наблюдения, имеет вид

$$T^{ki} = V^{ki} J^k, \quad (4.8)$$

где  $V^{ki}$  — матрица вторых производных гравитационного потенциала.

Для составления матриц  $V^{ki}$  необходимо в каждой точке на плоскости наблюдения определить вторые производные гравитационного потенциала, обусловленного каждым из  $n$  аномалообразующих объектов [Подводные

горы, 1978]. Эти производные имеют вид тройных интегралов, для вычисления которых  $k$ -й аномалообразующий объект аппроксимируется набором  $p$  прямоугольных параллелепипедов с ребрами, параллельными осям координат. В этом случае имеем

$$V^{ki} = \sum_{l=1}^p V_{mli}, \quad (4.9)$$

где  $V_{mli}$  — вторые производные гравитационного потенциала  $i$ -го параллелепипеда;  $m = 1, 2, 3$ ;  $l = 1, 2, 3$ .

Если выбранная система координат не совпадает с географической, а повернута относительно нее на угол  $\alpha$  вокруг оси  $z$ , то, зная этот угол, можно задавать склонение и наклонение нормального поля в географической системе координат.

По указанному алгоритму составлена программа "Состав-1", позволяющая рассчитывать модельные аномалии магнитного поля над подводными горами произвольной формы с помощью ЭВМ [Подводные горы, 1978]. Сравнительный анализ вычисленной и наблюдаемой аномалии позволяет сделать предварительные выводы о направлении и величине намагниченности горы, глубине основания, существовании вулканического намагниченного корня и крупных тектонических нарушениях. Так, проведенное сопоставление модельной и наблюдаемой аномалий магнитного поля над подводной горой Грейт-Метеор в Северной Атлантике (см. рис. 3.3) позволило высказать предположение о наличии у нее двух вулканических корней, которое впоследствии было подтверждено сейсмическими работами [Городницкий, 1975].

На основании описанной выше методики было исследовано около 60 подводных гор Северной Атлантики, в том числе подводные горы цепи Новая Англия — Маннинг, Аллегни, Фогель — и подводные горы Углового поднятия [Подводные горы, 1978]. Расчет и анализ разностного магнитного поля для этих гор позволили получить сведения о их глубинном геологическом строении, форме и намагниченности вулканических корней, а также выделить сложные многовершинные постройки с несколькими подводящими эруптивными каналами (горы Маннинг и Аллегни).

Трехмерный вариант решения задачи прямой и обратной задачи был использован для изучения строения вулкана Маканруши в северной части Курильской островной дуги, где была выполнена аэромагнитная съемка [Городницкий и др., 1977б]. На рис. 4.1 приведена схема рельефа вулкана, а также положение расчетного профиля. Основание вулкана расположено на глубине 1,0–1,2 км от уровня моря. Его диаметр — около 22 км. Высота вершины вулкана над уровнем моря 1169 м. Вулкан Маканруши имеет форму правильного усеченного конуса и крутые углы склонов — до 20–35°.

При совместном анализе аномального магнитного поля и рельефа вулкана, выполнявшемся по программе "Гора-01", форма вулкана аппроксимировалась набором вертикальных параллелепипедов с гранями у основания вулкана 2,5 × 2,5 км. Значения аномального магнитного поля по профилю наблюдений брались через 0,5 км. Весь объем вулкана предполагался однородно намагниченным.

Как показали расчеты, наилучшее совпадение расчетных и измеренных значений аномального магнитного поля достигается при значении  $I_n =$

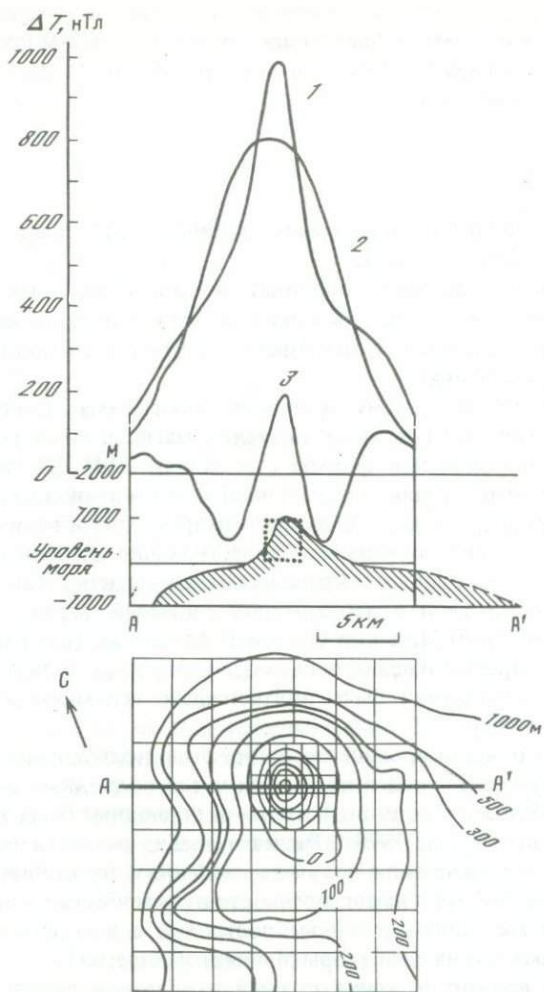


Рис. 4.1. Аномальное магнитное поле и рельеф по профилю через вулкан Маканруши по данным аэромагнитной съемки [Городницкий и др., 19776]

1 – вычисленное; 2 – измеренное; 3 – разностное

$= 15,1$  А/м. Сопоставление расчетной и наблюдаемой аномалий (рис. 4.1) свидетельствует о том, что расчетная аномалия в районе вершины имеет большую амплитуду (на 150 нТл) и значительно уже наблюдаемой. Разностная аномалия с размахом 350 нТл обнаруживает симметрию по отношению к вершине. Подбор эквивалентной модели для разностной аномалии показывает, что она соответствует вертикальному параллелепипеду с вертикальной гранью около 1 км и горизонтальной 2,5 км. Это дает основание для заключения, что вершина вулкана практически немагнитна. Такое заключение позволяет высказать предположение, что верхняя часть и кальдера вулкана сложены пирокластическим немагнитным материалом с величиной  $I_n$  менее 0,1–0,2 А/м. Эти данные хорошо коррелируются с

приведенными в разд. 3.2 результатами гравиметрических съемок над вулканами переходных зон, верхняя часть которых сложена разуплотненным пирокластическим материалом, и, с материалами геологического изучения вулканов внутренней части Курильской островной дуги. Согласно этим данным, обычным типом строения вулканов является лавовый базальтовый щит, на котором располагается конический стратовулкан. Для вулканов островных дуг характерно резкое увеличение кислотности слагающих лав снизу вверх по разрезу, от базальтов в основании до андезито-дацитов у вершины. Такая смена основных пород кислыми сопровождается уменьшением остаточной намагниченности от  $5,0-20,0 \cdot 10^{-3}$  до  $0,5-1,5 \cdot 10^{-3}$  А/м.

Таким образом, совместное решение прямой и обратной задачи на основе описанной методики с применением ЭВМ дает возможность получить сведения о глубинном строении подводных и надводных вулканов и о возможности их использования для палеомагнитных построений.

Остановимся теперь непосредственно на вычислении составляющих вектора естественной остаточной намагниченности подводных гор по измеренному аномальному магнитному полю и рельефу и нахождении виртуальных палеомагнитных полюсов.

Программа решения задачи для расчета на ЭВМ составляющих вектора намагниченности пород подводной горы "Гора-01" составлена И.С. Симовским и В.Д. Каминским [Каминский, Симовский, 1976; Подводные горы, 1978].

Последующее определение координат виртуального геомагнитного полюса для подводной горы производится по формулам сферической тригонометрии. Описанные методы расчета величины и направления вектора естественной остаточной намагниченности основаны на допущении об однородной намагниченности подводных гор и дипольном характере земного магнитного поля [Храмов, Шолпо, 1967]. Допущение об однородной намагниченности подводных гор базируется на представлении о том, что, как было отмечено выше, время формирования подводных и надводных вулканов на океанской литосфере составляет интервал порядка нескольких миллионов лет, в то время как средняя продолжительность эпохи постоянной магнитной полярности достигает величины порядка десятков миллионов лет. Наилучшее соответствие между наблюдаемыми и расчетными аномалиями обнаруживается для подводных гор мелового возраста, где число инверсий значительно меньше, чем в третичный период [Heirtzler et al., 1968; Larson, Pitman, 1972]. Наиболее благоприятным для палеомагнитного анализа подводных гор является длительный временной интервал среднего и позднего мела, характеризующийся преобладанием прямой магнитной полярности при экстремально низкой частоте инверсий [Helsley, Steiner, 1968]. Поэтому для подводных гор мелового возраста допущение о постоянной намагниченности может быть принято. Что касается третичного периода, где продолжительность интервала постоянной магнитной полярности колеблется от 0 до 46 млн. лет [Heirtzler et al., 1968], то здесь обнаруживаются расхождения между расчетными и наблюдаемыми аномалиями [Francheteau et al., 1970]. Это заставляет предполагать, что многие подводные горы третичного возраста не имеют постоянной магнитной полярности, что затрудняет их палеомагнитный анализ [Harrison et al., 1975].

Не менее серьезным является допущение о постоянстве намагниченности для всей горы, которое в ряде случаев не наблюдается. Обнаруживается, в частности, большой разброс между величиной расчетной эффективной намагниченности подводных гор и намагниченностью образцов, отобранных с поверхности горы при драгировании. Харрисон и Бонатти [Harrison, 1970, 1971; Bonatti et al., 1977] предполагают, что при дроблении и гидратации вблизи вершины горы образуются гиллокластиты, не содержащие ферромагнетиков. Это в ряде случаев приводит к тому, что наблюдаемая над горой аномалия будет шире, чем расчетная, так как глубина магнитного объекта будет больше, чем глубина вершины горы. Такая картина наблюдается в Тихом океане для подводных гор Музыкантов (Хачатурян, Мусоргский), для Безлунных подводных гор Шоу, Кона, Риофу, Сысоев и Майко [Harrison et al., 1975].

Следует отметить, что для древних районов океана весьма важно знать для расчетов истинный рельеф магнитного основания горы под немагнитными рыхлыми осадками, мощность которых может достигать нескольких сот метров. Необходимо поэтому использовать при моделировании данные сейсмических исследований [Непрочнов и др., 1979].

#### 4.2. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОДВОДНЫХ ГОР И ДВИЖЕНИЕ ПЛИТ

Описанная методика палеомагнитного анализа подводных гор была использована для изучения кинематики плит, содержащих океанскую литосферу.

При этом задача решалась в двух аспектах. Для подводных гор Северной Атлантики, входящих в состав Северо-Американской плиты, на основе палеомагнитного изучения и сопоставления координат их палеомагнитных полюсов с соответствующими полюсами Северной Америки производилась оценка возраста этих подводных гор. Для реконструкции положения Тихоокеанской плиты, не содержащей континентов, результаты палеомагнитного изучения подводных гор анализировались совместно с результатами интерпретации линейных магнитных аномалий и палеоклиматическими данными.

На основе данных детальных геомагнитных съемок был произведен палеомагнитный анализ результатов геомагнитных и батиметрических материалов с целью вычисления величины и направления вектора естественной остаточной намагниченности [Городницкий и др., 1977а]. Для расчетов использовалась программа "Гора-01". Результаты расчетов склонений и наклонений вектора намагниченности по 43 расчетным моделям для подводных гор Новой Англии, Бермудского и Углового поднятий дали возможность определить палеомагнитные широты подводных гор, а также координаты палеомагнитных полюсов по каждой из выделенных групп подводных гор. Средние геометрические значения координат палеомагнитного полюса для подводных гор указанных провинций составили  $\Phi_{\text{п}} = 65^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_{\text{п}} = 159^\circ$  з. д. Сопоставление этих координат со средним геометрическим положением мелового палеомагнитного полюса для Северной Америки [Городницкий и др., 1977а] ( $\Phi_{\text{п}} = 66^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_{\text{п}} = 193^\circ$  в. д.) показывает, что эти полюса близки между собой. Такое совпа-

дение дает основание для предположения, что подводные горы Новой Англии сформировались в меловой период. То обстоятельство, что большая часть подводных гор, как показали результаты геомагнитных съемок, имеет нормальную магнитную полярность, позволяет сделать вывод, что они образовались главным образом в эпоху позднего мела, характеризующегося преимущественной прямой магнитной полярностью геомагнитного поля.

Геоморфологическое изучение подводных гор Новой Англии свидетельствует о том, что горы этой провинции делятся на две геоморфологические разобщенные группы — к северо-западу и к юго-востоку от подводной горы Ребот. Расчет положения виртуальных полюсов и их детальное сопоставление с кривой миграции палеомагнитного полюса для Северной Америки дают возможность предполагать, что первая северо-западная группа, по-видимому, сформировалась 70–120 млн. лет назад. Юго-восточная группа гор, а также подводные горы Углового поднятия, образовались по всей вероятности, несколько позднее (60–70 млн. лет назад). Что касается подводных гор Бермудского поднятия, то предположительное время их образования — около 50 млн. лет назад [Городницкий и др., 1977а]. В связи с вышеизложенным обращает на себя внимание, что интенсивность магнитных аномалий над северо-западной частью цепи подводных гор Новая Англия, где она достигает более 1000 нТл, значительно выше, чем для юго-восточной части. Это может быть связано с тем, что в северо-западной части цепи подводные горы образовались в эпоху позднего мела при постоянной полярности геомагнитного поля. Относительно низкая интенсивность аномалий в юго-восточной части цепи Новая Англия может быть объяснена сменой направлений полярности геомагнитного поля в период формирования этой горной системы, в результате чего отдельные слои или части вулканических сооружений намагничивались в различных направлениях. Это соответствует современным представлениям о смене магнитной полярности в маастрихте—палеоцене (60–70 млн. лет назад).

Анализ геологических данных по североамериканскому материковому обрамлению в эпоху позднего мела дает возможность предполагать, что на раннем этапе раскрытия Северной Атлантики, начавшегося в мелу, уже существовали глубинные разломы, по которым позднее шло образование подводных гор Новая Англия. Раскрытие Северной Атлантики и связанная с этим активизация процессов базальтового вулканизма в позднемеловую эпоху (80–100 млн. лет) привели к возникновению и последующему развитию цепи Новоанглийских подводных гор. При этом предельная высота подводных гор Новой Англии (не более 3 км) свидетельствует о том, что в соответствии с выводами, приведенными в разд. 3.4, эти горы формировались на молодой относительно маломощной океанской литосфере и, по-видимому, должны быть сложены преимущественно толеитовыми базальтами. Последующая активизация и развитие разлома шли с запада на восток, в соответствии с чем и Новоанглийские горы должны быть несколько древнее на западе и моложе на востоке. Это предположение хорошо согласуется с данными детального анализа положения расчетных палеомагнитных полюсов. Приведенные выводы подтверждаются также результатами драгирования, глубоководного бурения, а также

геоисторическим анализом линейных аномалий магнитного поля [Донес и др., 1975; Зоненшайн, Савостин, 1979; Northrop et al., 1962; Uchupi, et al., 1970].

Таким образом, палеомагнитный анализ геомагнитных и батиметрических данных по подводным горам Новой Англии, Бермудского и Углого поднятий позволил оценить возраст их формирования и получить представление о последовательности развития этой вулканической системы, которая образовалась, по-видимому, в результате наложенного вулканизма, вдоль системы разломов северо-западного простирания.

Наибольший интерес, однако, представляет палеомагнитное изучение подводных гор Тихоокеанской плиты, занимающей около 22% поверхности Земли. Он подчеркивается тем обстоятельством, что эта плита не содержит континентов, и определить ее дрейф на основе палеомагнитного изучения ориентированных образцов континентальных пород, как это делается для всех других плит, не представляется возможным. В настоящее время палеогеодинамическая картина Тихоокеанской плиты в мезокайнозойе восстанавливается на основе исследования структуры линейных магнитных аномалий и трансформных разломов, палеоклиматического и палеомагнитного изучения осадков, в частности образцов, полученных в результате глубоководного бурения, а также общей палеогеодинамической картины взаимного расположения океанов и континентов в мезокайнозойе [Городницкий, Зоненшайн, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Larson, Chase, 1972].

В то же время чрезвычайно широкое распространение в пределах Тихоокеанской плиты подводных гор различных возрастов (от мелового до современного), субширотное направление дрейфа Тихоокеанской плиты, а также наличие независимых данных для корреляции результатов определения положения палеомагнитных полюсов создают условия, благоприятные для использования палеомагнитного анализа подводных гор в целях изучения динамики Тихоокеанской плиты.

Метод палеомагнитного анализа результатов геомагнитных и геоморфологических съемок подводных гор Тихого океана был применен Ричардсом, Вакье и Ван-Ворхисом в 1967 г. для подводных гор мелового возраста [Richards et al., 1967]. Совместный анализ результатов расчета положения виртуальных палеомагнитных полюсов для 74 подводных гор мелового и третичного возраста, а также данные изучения ориентированных образцов, отобранных на островах Тихого океана, дали возможность определить положение палеомагнитных полюсов для различных частей Тихоокеанской плиты и составить кривую дрейфа ее палеомагнитного полюса [Francheteau et al., 1970]. Харрисон и др. дали уточненное положение палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты для верхнего мела:  $\Lambda_{\Pi} = 350^{\circ}$  в. д.,  $\Phi_{\Pi} = 58^{\circ}$  с. ш. при овале доверия  $A_{9,5} = 5^{\circ}$  [Harrison et al., 1975].

Нами была предпринята попытка совместного палеомагнитного анализа данных геомагнитных и геоморфологических съемок, выполненных при участии автора в 21-м и 23-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев" на участках нескольких подводных гор в северной части Тихого океана. В число обследованных подводных гор вошли подводная гора Менделеева, открытая и обследованная в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" и относящаяся к подводным горам Каролинской группы, подводные горы Исакова и Майко,

расположенные в Северо-Западной котловине, а также гайоты Коко и Оджин, входящие в южную часть цепи Императорского хребта.

На подводной горе Менделеева детальная геомагнитная и геоморфологическая съемка была проведена в общем комплексе геолого-геофизических и геоморфологических исследований. В их число наряду с упомянутыми методами входили непрерывное сейсмопрофилирование, геологическое опробование и изучение горы с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис-VII".

Подводная гора Менделеева расположена на периферии Восточно-Каролинского вулканического хребта в области сочленения его с валобразным поднятием Капингамаранги. По результатам ранее проведенных исследований она была отнесена к гайотам Маршаллового и Восточно-Каролинского хребтов [Sato, Mogi, 1965]. Наиболее высокая отметка горы (610 м) расположена в точке с координатами  $4^{\circ}56'$  с. ш. и  $154^{\circ}58'$  в. д. Непосредственно к этому району с востока примыкает участок древнего океанского дна Меланезийской котловины с мезозойскими аномалиями системы Феникс М-25 – М-29 (153–160 млн. лет). Сама гора, получившая название горы Менделеева, представляет собой по форме конус с эродированной вершиной. Максимальные углы склона, как показало детальное батиметрическое обследование, около  $28^{\circ}$ . Основание горы по изобате 3500 м имеет вид эллипса с осями примерно  $15 \times 12$  миль при меридиональном простирании вытянутой оси (рис. 4.2). Минимальные глубины, как показала детальная геоморфологическая съемка, выполненная А.В. Живаго, представлены двумя вершинами с отметками 610 и 880 м. Данные драгирования и подводные исследования с помощью подводного обитаемого аппарата "Пайсис-VII" свидетельствуют о том, что гора имеет вулканическое происхождение. Вершина ее перекрыта рифовыми известняками. Мощность осадочных отложений у подножия горы Менделеева, по данным непрерывного сейсмопрофилирования, составляет от 800 до 1100 м.

Детальная геомагнитная съемка в комплексе с промером, гравиметрической съемкой и непрерывным сейсмопрофилированием осуществлялись на полигоне по широтной сети галсов при расстояниях между галсами 2,5 мили и увязке по системе секущих галсов (рис. 4.2). Координирование осуществлялось с помощью спутниковой навигации. В состав геомагнитной съемки (наряду с непрерывными измерениями модуля полного вектора геомагнитного поля протонным магнитометром МПМ-5) входила компонентная съемка магнитометром КМ-3-4, в результате чего были получены сведения о величине компонент магнитного поля  $Z$  и  $H$  [Городницкий, 1984]. Средняя квадратичная погрешность полигонной съемки составила: по  $\Delta T_a$  – 15 нТл, по  $Z$  – 30 нТл и по  $H$  – 25 нТл. В результате геомагнитной съемки над подводной горой Менделеева составлены карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  (рис. 4.2), а также карты компонент магнитного поля  $Z$  и  $H$  (рис. 4.3).

Для вычисления величины и направления вектора намагниченности подводной горы Менделеева и других обследованных подводных гор, по данным батиметрической и геомагнитной съемок, на основе алгоритма расчета вторых производных гравитационного потенциала для вертикальных конусов вращения была составлена программа "Конус", рассчитывающая аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$ ,  $Z_a$  и  $H_a$  по профилю, проходящему

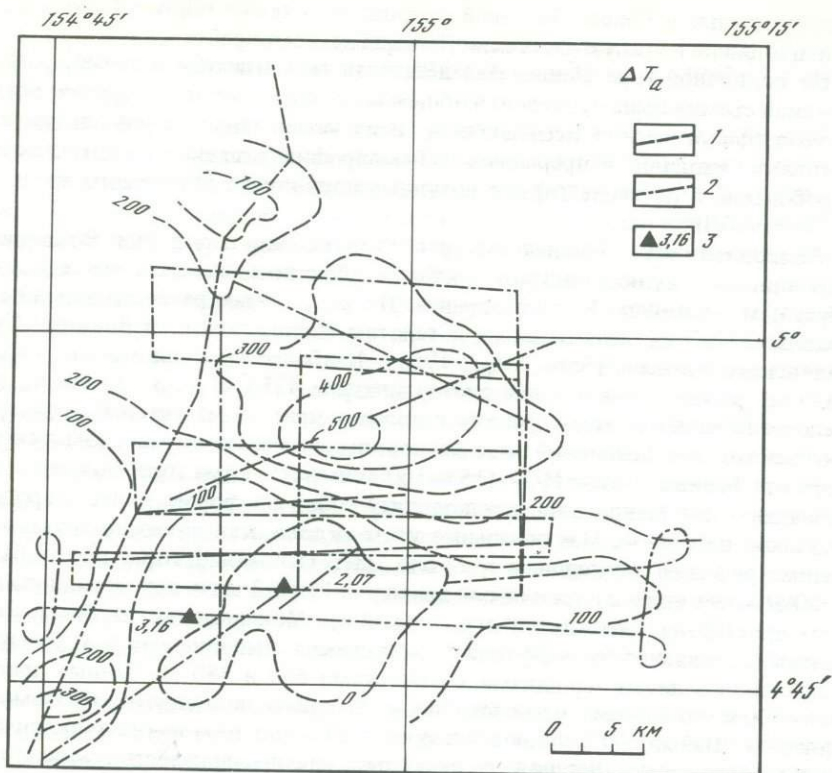


Рис. 4.2. Карта изодинам аномального магнитного поля и плотности теплового потока на подводной горе Менделеева по данным наблюдений, 21-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

1 — изодинамы (нТл); 2 — галсы промера и геомагнитной съемки; 3 — измеренные значения плотности теплового потока (мккал/(см<sup>2</sup> · с))

через центр конуса [Городницкий и др., 1980б]. Вывод всех кривых на графопостроитель и возможность оперативно сравнивать расчетные и наблюдаемые аномалии с помощью ЭВМ позволяют эффективно подбирать углы и величину вектора намагниченности тела. Программа была реализована на судовой ЭВМ НР-9603 и использовалась для моделирования аномального магнитного поля над подводными горами конической формы в тех случаях, когда имеются профили геомагнитной съемки, проходящие над вершиной горы.

Для расчета магнитного поля над трехмерными телами сложной формы была составлена программа "Симаунт", в соответствии с которой объем трехмерной горы, заданной значениями глубин на прямоугольной сетке, аппроксимировался набором прямоугольных призм. При расчетах использовались формулы для вертикально намагниченной прямоугольной призмы [Колюбакин, Лапина, 1960], которые для случая произвольного направления намагниченности близки к формулам для расчета вторых производных гравитационного потенциала от прямоугольной призмы [Подводные горы, 1978]. Программа "Симаунт" осуществляет на ЭВМ

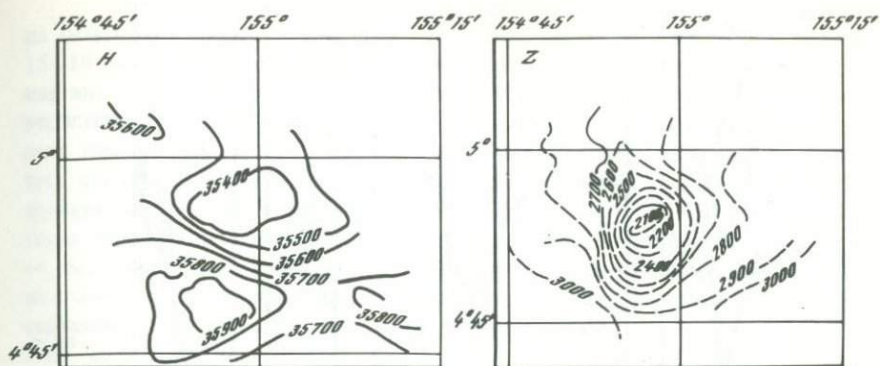


Рис. 4.3. Карты значений  $H$  (нТл) и  $Z$  (нТл) для подводной горы Менделеева по данным компонентной геомагнитной съемки, выполненной в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [Городницкий, 1984]

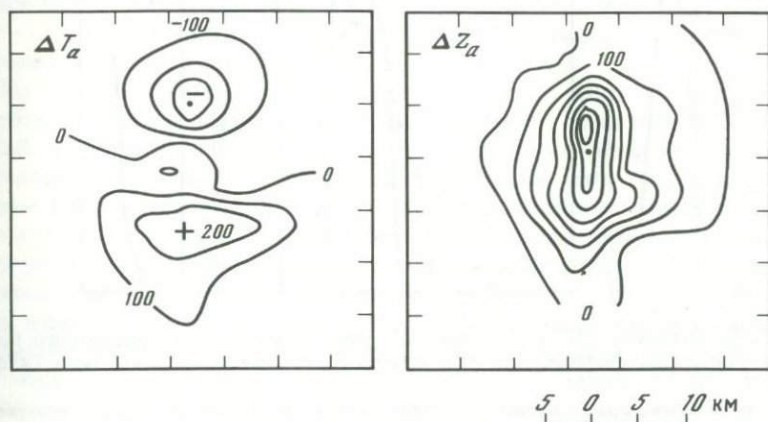


Рис. 4.4. Модельные карты изодинам  $\Delta T_\alpha$  (нТл) и  $Z_\alpha$  (нТл) для подводной горы Менделеева наилучшим образом соответствующие экспериментальным данным

Параметры вектора намагниченности:  $I_n = 2900$  А/м,  $D = 200^\circ$ ,  $J = 60^\circ$

автоматическое разбиение подводной горы на прямоугольные призмы заданного размера и рассчитывает суммарное поле для точек произвольного профиля. Затем по данным полигонной геомагнитной съемки рассчитывается поле по серии параллельных профилей над горой, а затем с помощью специальной программы строится модельная карта изодинам (рис. 4.4). Подбор производится по наилучшему соответствию расчетных и наблюдаемых графиков и карт.

Подбор модельного поля в изодинамах  $\Delta T_\alpha$  и  $Z_\alpha$  показал, что по  $\Delta T_\alpha$  наилучшее соответствие наблюдается при  $I_n = 3,2$  А/м, склонении  $D = 200^\circ$  и наклонении  $J = 50^\circ$ . По  $Z$  наилучшее совпадение наблюдается при  $I_n = 2,9$  А/м,  $D = 200^\circ$ ,  $J = -50^\circ$  (рис. 4.4). Полученные значения параметров вектора намагниченности позволили рассчитать значения палеомагнитной

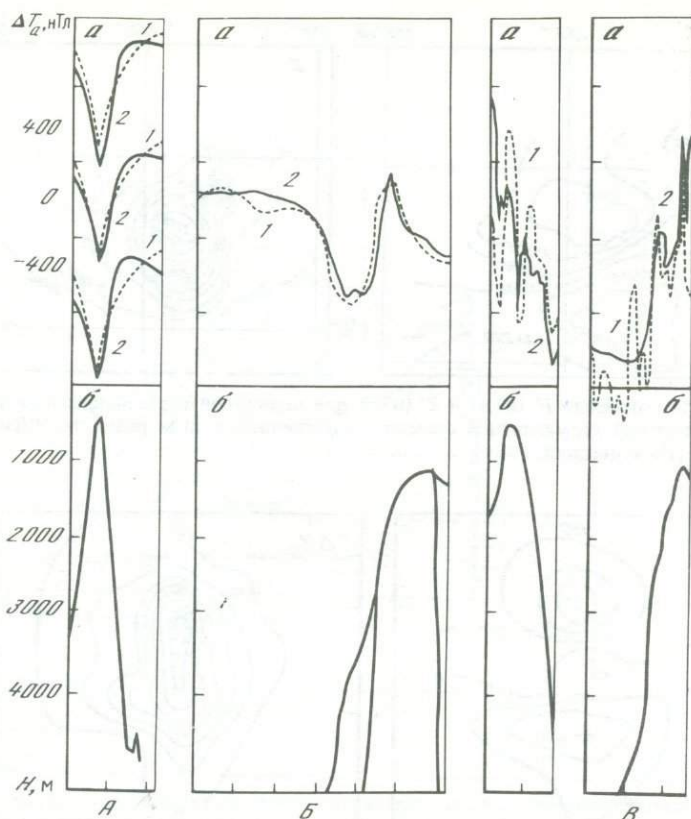


Рис. 4.5. Наблюдаемые (1) и расчетные (2) кривые аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  по широтным профилям над подводными горами северо-западной части Тихого океана

А – подводная гора Исакова, Б – гайот Оджин, В – гайот Кокко; а – аномалии магнитного поля, б – рельеф

широты для подводной горы Менделеева ( $\varphi_m = 40^\circ$  ю. ш.), а также координаты северного виртуального геомагнитного полюса:  $\Phi_{\text{п}} = 40^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_{\text{п}} = 355^\circ$  в. д.

В соответствии с описанной выше методикой был произведен палеомагнитный анализ геомагнитных и батиметрических данных по результатам съемки над подводными горами Японской группы – Исакова и Майко и гайотами Оджин и Кокко, входящими в состав южной части Императорского хребта.

Горы Исакова и Майко входят в число подводных гор Японской группы, характерной чертой которых является одиночный характер расположения. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о вулканическом происхождении этих гор. Гора Исакова, расположенная в точке с координатами  $31^\circ 34'$  с. ш.,  $151^\circ 08'$  в. д., пространственно приурочена к южной группе Японских подводных гор. Она представляет собой гайот с выровненной вершиной, минимальная глубина которой составляет 1393 м. Глуби-

на основании около 5 км. Крутизна склонов до  $34^\circ$ . Ширина основания 15—19 миль. Над горой Исакова зарегистрирована отчетливая отрицательная аномалия  $\Delta T_a$  амплитудой 600 нТл. Наблюденная кривая аномального магнитного поля и расчетные кривые по широтному профилю при различных параметрах вектора намагниченности приведены на рис. 4.5. Наилучшее соответствие расчетной и наблюдаемой кривых достигается при следующих параметрах вектора:  $I_n = 6$  А/м,  $J = 30^\circ \pm 5^\circ$ ,  $D = 10^\circ$  С. С вершины горы Исакова при драгировании были подняты обломки базальта. Возраст ее, по имеющимся данным, определяется как апт—альбский. Палеомагнитная широта для горы Исакова составляет  $16^\circ$ , а положение виртуального геомагнитного полюса определяется координатами  $\Phi_n = 41^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_n = 40^\circ$  в. д.

Подводная гора Майко расположена в точке с координатами  $34^\circ 02'$  с.ш.,  $145^\circ 51'$  в. д. и входит в состав северной группы Японских подводных гор. Ее высота над окружающим дном составляет около 2,8 км. Для этой горы зарегистрирована отрицательная аномалия магнитного поля с амплитудой более 1000 нТл. Расчетные параметры намагниченности:  $I_n = 12,1$  А/м,  $J = -11^\circ$ ,  $D = 350^\circ$ , расчетная палеомагнитная широта  $\varphi_m = -5,5$ , а координаты виртуального полюса  $\Phi_n = 50^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_n = 330^\circ$  в. д.

Над гайотом Оджин, приуроченным к южной части Императорского хребта, съемка проведена по широтным профилям. Сама гора представляет собой сложное вулканическое сооружение с двумя эродированными вершинами, и характер поля над ней также сложный (рис. 4.5). В результате совместного анализа модельной и наблюдаемой кривых аномального магнитного поля установлено, что обе вершины горы имеют различную по величине и одинаковую по знаку намагниченность. Над первой вершиной оптимальное соответствие достигается при  $I_n = 10$  А/м, в то время как для второй — при  $I_n = 6$  А/м. Ввиду того что подобрать эквивалентную модельную кривую, изменяя только параметры намагниченности от рельефа горы, не представляется возможным, было сделано предположение о наличии внутри гайота двух сильно намагниченных вулканических корней, аналогичных вулканическим корням горы Грейт-Метеор в Северной Атлантике [Городницкий, 1975]. Для вулканических корней величина намагниченности соответствует вершинам, но они имеют обратную магнитную полярность. Параметры вектора намагниченности для обеих вершин составляют  $J = -25-30^\circ$ ,  $D = 193-195^\circ$ . Этому соответствуют  $\varphi_m = 15^\circ$ ,  $\Phi_n = 63^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_n = 322^\circ$  в. д.

На рис. 4.5 приведены наблюдаемые и расчетные кривые аномального магнитного поля для гайота Коко, расположенного в точке с координатами  $35^\circ 15'$  с. ш.,  $171^\circ 40'$  в. д. Ввиду высокой интенсивности наблюдаемой аномалии потребовалось заложить в модель большие значения намагниченности. Расчетные параметры намагниченности:  $I_n = 19$  А/м,  $J = 30^\circ$ ,  $D = -5^\circ$ . Соответственно этому палеомагнитная широта:  $\varphi_m = 16^\circ$ ,  $\Phi_n = 67^\circ$  с. ш.,  $\Lambda_n = 355^\circ$  в. д.

Результаты проведенного палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной части Тихого океана приведены в табл. 4.1 вместе с данными о их возрасте и геоморфологии. В этой же таблице для сопоставления представлены результаты палеомагнитного изучения некоторых других подводных гор, входящих в те же провинции [Harrison et al., 1975; Francheteau et al., 1970].

Таблица 4.1.

Результаты палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной части Тихого океана

Название горы	Координаты		Высота горы, км	Возраст, млн. лет	Метод определения
	с.ш.	в.д.			
Менделеева	4,9°	154,9°	2,9		
Исакова (ЮЯ)	1,6	151,1	3,6	80	К-Аг
Майко (СЯ)	34,0	145,9	4,1	22	"
Оджин (И)	38,0	171,0	3,2	55	"
Коко (И)	35,3	171,7	3,5	47	Пал.
Сысоев (СЯ)	40,9	144,9	2,3	80	К-Аг
А (СЯ)	41,3	146,0			
Риофу (СЯ)	38,0	146,0	2,5	72	К-Аг
Дайникашима (СЯ)	36,0	143,0	2,8	66	"
4 (4) (ЮЯ)	28,0	147,6		20	"
4 (2) (ЮЯ)	28,4	148,2	3,8	72	"
4 (3) (ЮЯ)	27,0	148,7	4,6	87-96	"
Макарова (ЮЯ)	29,5	153,5	4,2	87-100	Пал.

Обозначения: СЯ – Северо-Японские, ЮЯ – Южно-Японские, И – Императорские. Пал. – палеонтологический, К-Аг – калий-аргоновый методы определения возраста.

В табл. 4.1 приведены данные о возрасте окружающего дна, полученные по идентифицированным магнитным аномалиям и по результатам глубоководного бурения. В последней графе таблицы показан угол поворота для каждой горы вдоль меридиана, определяемый как разность палеомагнитной и современной широты горы.

Как видно из табл. 4.1, интенсивность расчетной естественной намагниченности для подводных гор северной части Тихого океана изменяется в диапазоне 3–12 А/м.

На основе сопоставления расчетных координат палеомагнитного полюса для подводной горы Менделеева со средними координатами палеомагнитного полюса для позднего мела (определенного по 30 горам из различных провинций Тихого океана) можно высказать предположение о том, что она образовалась в позднем мелу.

Возраст северной группы Японских подводных гор, по данным калий-аргонового метода, датируется как альбский (около 105 млн. лет) и соответствует эпохе прямой магнитной полярности.

По данным, представленным в табл. 4.1, была проведена оценка средней величины угла поворота по обеим группам Японских гор и по горе Менделеева вдоль меридиана от позднего мела до настоящего времени. По 12 горам (с имеющимися сведениями о возрасте) поворот в северном направлении за интервал времени 90 млн. лет составил в среднем около 35°.

Определенное по горам Оджин и Коко угловое расстояние со времени эоцена (около 50 млн. лет) составляет около 20° (примерно 2300 км).

Возраст окружающего дна, млн. лет	$I_p$ , А/м	$J^\circ$	$D^\circ$	Координаты виртуального полюса		Палеомагнитная широта	Угол поворота
				$\Phi_p$	$\lambda_p$		
150	3,2	-55°	200°	54°	315°	-35°	40°
146	6	-30	10	43	344	-16	47
134	12,1	-11	350	50	330	-5,6	40
80	10	-28	194	60	323	15	23
80	19	-5	71	339	16	16	19
121	1	22	341	56	359	11	30
121	1,5	2,5	353	49	337	1	40
123	6	2,8	344	50	352	2	37
128	8,3	7	320	41	22	3,5	33
150	3	1	11	60	306	0,5	27
150	4	5	28	53	280	2,5	26
150	6,4	-13	16	53	302	-7	34
153	8,4	6,5	1	64	331	3	27

Это позволяет оценить среднюю скорость движения Тихоокеанской плиты в северном направлении от 90 млн. лет до настоящего времени величиной не менее 4–5 см/год.

Близкие результаты о повороте Тихоокеанской плиты были получены Р. Ларсеном и К. Чейзом на основе палеомагнитного анализа мезозойских линейных магнитных аномалий Японской и Гавайской систем и системы Феникс в северо-западной части Тихого океана. По данным их расчетов, поворот к северу Тихоокеанской плиты со времени раннего мела (120 млн. лет) составил около 40° (4500 км) [Larson, Chase, 1972].

В табл. 4.2 представлены средние расчетные палеомагнитные полюса для Тихоокеанской плиты, определенные нами и другими авторами для раннего мела, позднего мела и эоцена. В табл. 4.2 приведены результаты определения положения палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты по линейным магнитным аномалиям мезозойского возраста [Larson, Chase, 1972]. Кроме того, здесь показаны результаты расчетов положения палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты для позднего мела по материалам глубоководного бурения [Pierce, 1976], а также результаты комплексной оценки положения палеомагнитного полюса по данным изучения подводных гор, линейных магнитных аномалий и изменения наклона в осадках [Gordon, Cox, 1980; Cox, 1974].

Как видно из табл. 4.2, палеомагнитные полюса Тихоокеанской плиты для позднего мела, рассчитанные различными методами, в первом приближении обнаруживают хорошую сходимость. Наибольшее отклонение координат палеомагнитного полюса (по долготе) отмечается для южной груп-

Таблица 4.2

Средние палеомагнитные полюса для Тихоокеанской плиты, определенные различными способами

Способ определения	Координаты полюса		$A_{95}$	Возраст	Источник
	с.ш.	в.д.			
П/м изучение 26 гор (без Южно-Японских)	58,3°	350,3°	5	Верхний мел	Harrison et al. 1975
П/м изучение Северо-Японских гор (5 гор)	51,0	352,1	14	"	Наст. работа
П/м изучение 5 Южно-Японских гор	59,2	303,5	14	"	"
П/м изучение двух Императорских гор	65,0	339,0		Эоцен	"
Изучение мезозойских линейных аномалий	50,0	330,0		Нижний мел	Larson, Chase, 1972
Анализ данных по горам и материалам бурения	59,0	335,0		Верхний мел	Cox, 1974
П/м анализ данных глубоководного бурения	61,0	315,0			Pierce, 1976
П/м анализ данных по горам и материалам бурения	56,4	353,5			Gordon, Cox, 1980
П/м изучение Калифорнийских гор	71,0	353,0	14	Олигоцен	Harrison et al., 1975
П/м изучение гор Трайпод	87,0	90,4	14,4	10–20 млн. лет	"

Обозначения: П/м – палеомагнитное изучение;  $A_{95}$  – 95%-ный доверительный интервал в распределении Фишера.

пы Японских подводных гор, что уже подчеркивалось ранее Харрисоном [Harrison et al., 1975]. Следует отметить в связи с этим, что обследованная нами подводная гора Исакова, входящая в состав южной группы Японских гор, как видно из табл. 4.1, имеет существенно отличные от других гор этой группы координаты виртуального полюса. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что Японские горы южной группы превышают по высоте горы северной группы в среднем на 1 км. Не исключено, что отклонение положения верхнемелового палеомагнитного полюса для южной группы связано с многоэтапностью их вулканического образования и сложной кинематикой несущей плиты.

Сопоставление среднего палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты для позднего мела с позднемеловыми палеомагнитными полюсами для других плит свидетельствует о том, что если считать положение Антарктиды неизменным, то палеомагнитные полюса для всех плит группируются в облако с радиусом не более  $10^\circ$  углового расстояния [Зоненшайн, Савостин, 1980]. Если положение Антарктической плиты со времени позднего мела не изменилось, то смещение Тихоокеанской плиты по долготе за тот же период времени должно было составить около  $20^\circ$ . Полученные данные о долготном и широтном смещении Тихоокеанской плиты со времени

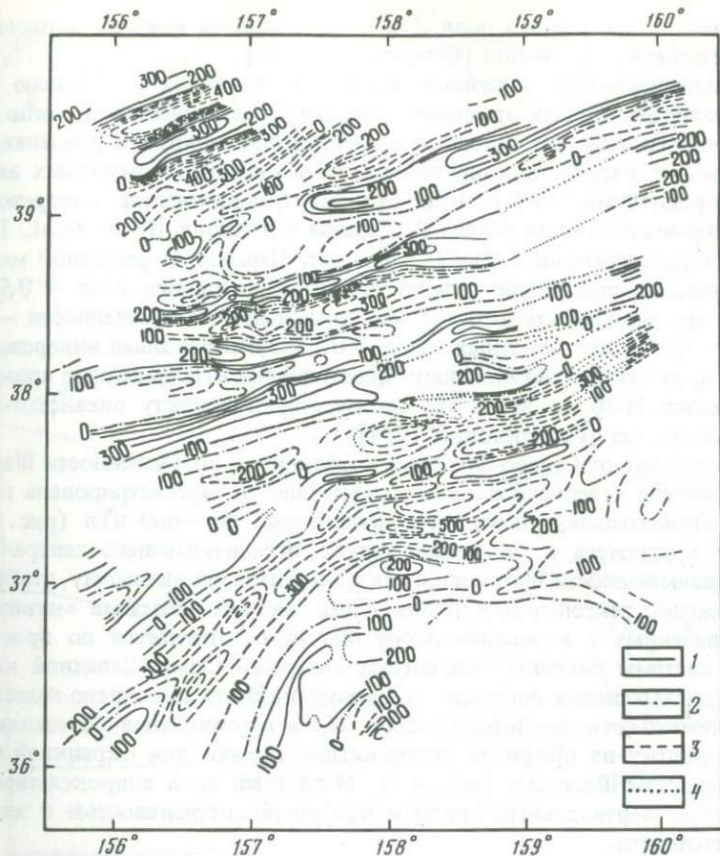


Рис. 4.6. Карта изодинам аномального магнитного поля для района Северо-Западной котловины Тихого океана, примыкающей к возвышенности Шатского [Городницкий и др., 1980б]

1 — изодинамы положительных значений  $T_a$  (нТл); 2 — нулевая линия; 3 — изодинамы отрицательных значений  $T_a$  (нТл); 4 — неуверенные значения изодинам. Сечение изодинам — через 100 нТл

позднего мела дают возможность оценить среднюю скорость ее движения величиной порядка 10–12 см/год.

С целью проверки данных о движении Тихоокеанской плиты, полученных в результате палеомагнитного излучения подводных гор, нами совместно с С.В. Лукьяновым и А.Е. Сузюмовым был проведен палеомагнитный анализ результатов модульных и компонентных геомагнитных съемок, выполненных при участии автора в северо-западной части Тихого океана в районе возвышенности Шатского в 56-м рейсе нис "Витязь", а также в 12, 21 и 23-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев" [Сузюмов и др., 1975; Беляев и др., 1980; Городницкий и др., 1980б]. По результатам этих съемок была составлена сводная карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  для района Северо-Западной котловины, примыкающей к возвышенности Шатского (рис. 4.6). Кроме того по результатам компонентной съемки с магнитометром КМ-3 были впервые для этого района построены карты

составляющих магнитного поля  $Z$  и  $H$ , являющиеся важным источником палеомагнитной информации [Беляев и др., 1980].

Для идентификации линейных магнитных аномалий с помощью ЭВМ была рассчитана модель от прямо и обратно намагниченных блоков магнитоактивного слоя для одного из профилей, проходящих в пределах площади съемок вкрест простираения системы линейных магнитных аномалий [Городницкий, 1984]. При расчетах использовалась инверсионная магнитохронологическая шкала Р. Ларсена и Т.Хилде [Hilde et al., 1976] для интервала времени 122–133 млн. лет. Параметры расчетной модели были приняты следующие: мощность магнитоактивного слоя — 0,5 км, глубина его верхней кромки — 5 км, наклонение намагниченности —  $15^\circ$ , азимут —  $120^\circ$ , шаг расчетных точек — 0,5 км. Рассчитанная инверсионная модель предоставила возможность идентифицировать линейные аномалии от аномалии М-10 до М-13, что соответствует возрасту океанского дна 122–130 млн. лет [Городницкий, 1984].

При переходе от Северо-Западной котловины к возвышенности Шатского у подножия северного склона возвышенности зарегистрирована интенсивная отрицательная аномалия с амплитудой до  $-600$  нТл (рис. 4.6), которая приурочена к подножию уступа, ограничивающего центральный купол возвышенности Шатского с севера и запада, по-видимому, отображает положение тектонического шва. Сама система аномалий магнитного поля, связанных с возвышенностью Шатского, отличается по простираению от системы линейных магнитных аномалий Северо-Западной котловины. Для выяснения природы этой аномалии было выполнено моделирование аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  и вертикальной составляющей поля по одному из профилей геомагнитной съемки для окраинной части возвышенности Шатского (рис. 4.7). Магнитный слой аппроксимировался набором вертикальных призм с различной интенсивностью и знаком намагниченности.

Решение прямой задачи показало, что вклад современного рельефа в аномальное поле относительно невелик (см. рис. 4.7). Дальнейшие расчеты поэтому велись в предположении тектонической неоднородности магнитоактивного слоя. В первоначальном варианте была подобрана модель по полю  $\Delta T_a$ , основанная на допущении, что возвышенность Шатского сформировалась на месте своего современного положения. Однако проверка такой модели по компоненте  $Z_a$  не подтвердила этого предположения. В последующем варианте просчитывались модели для вариантов прямой задачи при изменении угла наклона вектора намагниченности с интервалом  $5^\circ$ . Были просчитаны модели по  $\Delta T_a$  и  $Z_a$  до их наилучшего совпадения с наблюдаемыми кривыми. Расчеты показали, что наилучшее совпадение обеспечивается при значении палеомагнитной широты  $\varphi_m = -15^\circ$ .

Таким образом, результаты выполненного моделирования свидетельствуют о перемещении возвышенности Шатского с периода позднего мела до настоящего времени в северном направлении на угловое расстояние около  $35^\circ$ , что хорошо подтверждается данными, полученными на основании палеомагнитного изучения подводных гор Тихоокеанской плиты. Такая миграция возвышенности Шатского уверенно коррелируется с данными драгирования, проведенного в 21-м и 23-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев", указывающими на приповерхностный или субаэральный

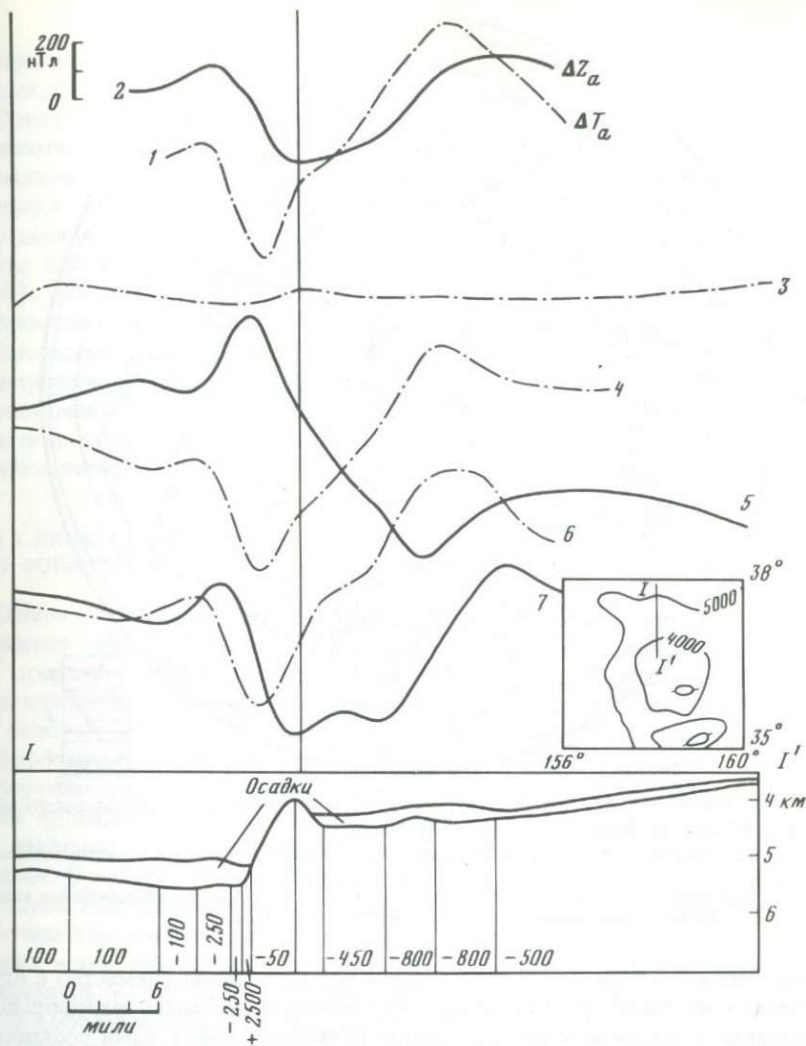


Рис. 4.7. Моделирование аномального магнитного поля над северным склоном возвышенности Шатского [Городницкий и др., 1980б]

Положение профиля показано на врезке - схеме изобат (м). 1 - наблюдаемое поле  $T_a$ ; 2 - наблюдаемое поле  $Z_a$ ; 3 - модельное поле  $T_a$  от рельефа дна при условии однородной намагниченности; 4, 5 - модельные поля  $T_a$  и  $Z_a$  при неоднородной намагниченности на современной широте; 6, 7 - то же при неоднородной намагниченности на широте  $-15^\circ$ . Цифрами на модели показаны принятые при расчетах значения намагниченности (А/м)

характер базальтовых излияний на возвышенности. Количественные оценки показывают, что вертикальное опускание возвышенности Шатского от поверхности воды до ее современной глубины хорошо согласуется с ее горизонтальным перемещением в северо-западном направлении согласно формуле (1.21).

На основе палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной

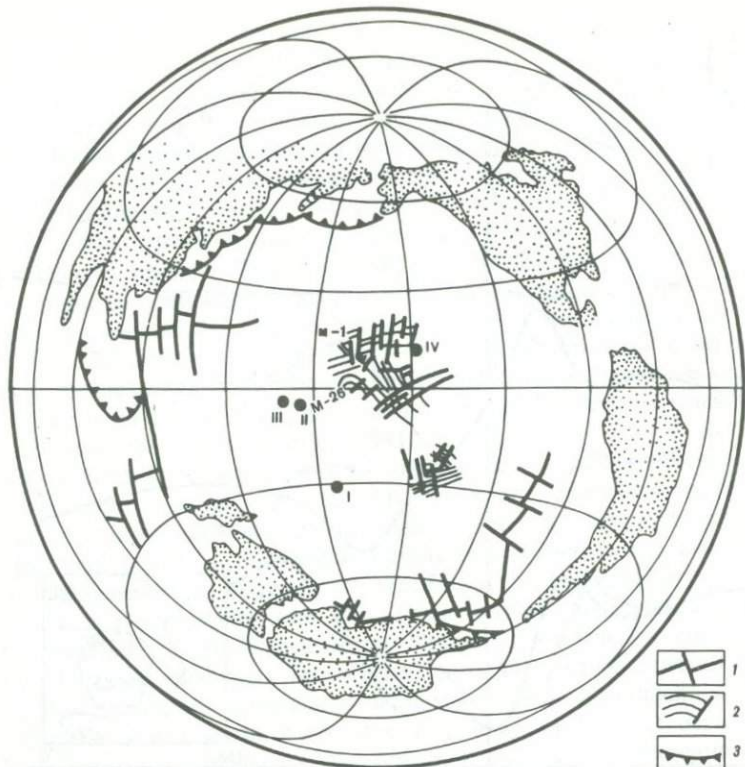


Рис. 4.8. Реконструкция положения Тихоокеанской плиты для эпохи позднего мела (около 80 млн. лет назад) [Городницкий, 1984]

I – гора Менделеева; II – гора Исакова; III – гора Майко; IV – возвышенность Шатского.

1 – рифтовые зоны и трансформные разломы; 2 – мезозойские линейные аномалии с соответствующими номерами; 3 – зоны поддвига плит

части Тихого океана и описанного выше моделирования совместно с определением по линейным магнитным аномалиям и системам трансформных разломов полюсов и углов вращения [Сузюмов, 1981] нами составлена реконструкция положения Тихоокеанской плиты для позднего мела, приведенная на рис. 4.8 [Городницкий и др., 1980б]. Как показывают результаты магнитного моделирования, в эпоху поздней юры, соответствующую времени формирования возвышенности Шатского (около 140 млн. лет назад), широтное положение ее Центрального купола составляло около  $-15^\circ$  при средней скорости меридионального дрейфа 4–5 см/год, в эпоху позднего мела (80 млн. лет) палеоширота Центрального купола должна была равняться примерно  $10-12^\circ$  (см. рис. 4.8). Примерно таким же должно было быть широтное положение раннемеловых магнитных аномалий М-10–М-13.

Сопоставление этой реконструкции с палеобатиметрической картой Тихого океана на эпоху позднего мела, составленной на основе совместного анализа данных о положении линейных магнитных аномалий, трансформных

разломов и материалов палеоклиматического изучения [Зоненшайн, Савостин, 1980], указывает на их удовлетворительную корреляцию.

Показанное на реконструкции приэкваториальное положение возвышенности Шатского в поздне меловое время хорошо подтверждается материалами Х.М. Саидовой, согласно которым поздне меловая приэкваториальная зона высокой продуктивности относится к полосе наибольшего содержания фораминифер в поздне меловых осадках, протягивающейся вдоль южного склона возвышенности Шатского [Зоненшайн, Савостин, 1980]. Составленная реконструкция позволяет оценивать средние климатические характеристики Тихоокеанской плиты в мезокайнозой.

Проведенный палеомагнитный анализ результатов геомагнитного и батиметрического изучения подводных гор свидетельствует, таким образом, о возможности его использования для изучения мезокайнозойской кинематики океанской литосферы и связанных с ней процессов базальтового вулканизма.

#### 4.3. ДВИЖЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ АТОЛЛОВ И ГАЙОТОВ

Одним из характерных показателей движения океанской литосферы являются гайоты, подводные горы с плоскими эродированными вершинами, открытые впервые Хессом и названные в честь французского исследователя Гийо. Генетически к гайотам близки атоллы и коралловые острова, которые образовались в результате роста коралловых надстроек на эродированных и погружившихся в воду плосковершинных вулканах.

Изучение гайотов и атоллов показало, что раньше они представляли собой вулканы с вершинами, возвышавшимися над поверхностью океана или находящимися на сравнительно небольших глубинах в зоне волновой абразии. О субаэральном прошлом гайотов свидетельствуют остатки мелководной или наземной фауны, поднятые с их вершин при драгировании. Впоследствии эти эродированные на поверхности вулканы опустились ниже уровня воды, причем в одних случаях их эродированные вершины надстраивались кораллами и превращались в атоллы, в других — кораллы гибли и образовывались гайоты.

Гайоты и атоллы широко распространены во всех океанах, однако наибольшее их число установлено в Тихом океане. По современным данным, гайоты составляют около 3% от общего числа гор в Мировом океане, однако на самом деле их, вероятно, намного больше. Следует отметить, что для отнесения той или иной подводной горы к гайотам необходима детальная геоморфологическая съемка горы, поэтому с увеличением числа обследованных подводных гор число гайотов, по-видимому, будет увеличиваться. Из известных в настоящее время гайотов около 220 расположены в Тихом океане, около 50 в Атлантическом и примерно 30 в Индийском океане. При этом в пределах каждого из океанов гайоты распределены неравномерно. Большинство гайотов приурочено к поднятиям дна, в то время как в глубоководных котловинах их значительно меньше.

Что касается атоллов, то в пределах Мирового океана их насчитывается около 400 [Шепард, 1976; Вруан, 1953; Cloud, 1958]. Более половины из них расположено в тропической части Тихого и Индийского океанов

Так, в системе островов Туамоту находятся 62 атолла, в Восточной Индонезии — 37, в системе Каролинских островов — 32, Маршалловых — 29, Фиджи — 25.

Наибольшая плотность гайотов в Тихом океане отмечена в районе, протягивающемся вдоль северного тропика и к югу от него (см. рис. 3.1). Сюда входят вал Маркус-Неккер, горы Мид-Пасифик, вал Маршалловых островов, поднятие Лайн, Каролинские горы и горы Картографа. Значительное число гайотов выделено также на Императорском хребте, в том числе описанные в предыдущем разделе гайоты Оджин и Коко. В пределах котловин гайоты встречаются в Аляскинском заливе, в Тасманской котловине, в Северо-Западной котловине (в том числе упомянутые выше гайоты Японской группы). Некоторое количество гайотов установлено в Южной и в Северо-Восточной котловинах, где они входят в состав подводных гор провинции Баха.

Геоморфологическое изучение гайотов и атоллов Тихого океана позволило сделать вывод о том, что на фоне общего опускания плосковершинных вулканов, эродированных у поверхности океана, в ряде случаев проявляются их относительные поднятия. Признаки такого поднятия были установлены при изучении подводного склона атолла Хермит, расположенного в северной части Новогвинейского моря. Здесь в период 21-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" производились комплексные геоморфологические и геолого-геофизические исследования с применением подводного обитаемого аппарата "Пайсис-VII" [Городницкий, 1980]. При исследовании подводного склона вулкана Хермит, плоская вершина которого надстроена рифовыми известняками, автором были обнаружены две террасы со следами волновой абразии на глубинах около 220 и 120 м. Формирование этих террас, по-видимому, обусловлено эвстатическими колебаниями уровня океана.

В Атлантическом океане, где число гайотов существенно меньше, чем в Тихом, плосковершинные подводные горы встречены на всей акватории океана в виде небольших групп или одиночных гайотов. Наиболее значительная группа гайотов отмечена среди гор Грейт-Метеор к югу от Азорских островов. Здесь выявлено шесть гайотов, вершины которых расположены на глубинах порядка 260—380 м. Вторая крупная группа, состоящая из шести гайотов, расположена у побережья Бразилии (Виктория, Конгресс, Минерва и др.). Глубина их вершин меняется от 35 до 100 м. Ряд гайотов входит в состав цепей описанных выше подводных гор Новой Англии и Углового поднятия, расположенных в Северо-Американской котловине, а также в состав гор Азоро-Гибралтарской зоны (горы Хосшу и др.). Две большие группы гайотов выявлены к югу от Азорских островов (Атлантис, Круизер, Плейто). Отдельные гайоты обнаружены на Гвинейском поднятии, поднятии Сьерра-Леоне, в котловинах Капской, Мадейра, Ангольской и Канарской, к северо-востоку от плато Роколл и на периферии Канарских островов [Городницкий, Седов, 1974; Heirtzler, Naby, 1966].

Характерной особенностью гайотов Атлантического океана является то, что в отличие от Тихого океана их вершины расположены, как правило, на меньших глубинах — не более 0,2—0,3 км. До глубины более 1 км погружены лишь несколько известных гайотов: один, относящийся к группе гор на поднятии Сьерра-Леоне (1,3 км); второй, входящий в состав гор груп-

пы Кельвин (1,05 км); гайот Медведь из числа гор Новой Англии (1,1 км) и один гайот, входящий в систему гор Углового Поднятия (1,0 км).

Большая группа Атлантических подводных гор близка по своей форме к гайотам (горы Розмари и Антон-Дорн в Ирландской котловине, Вима в Капской котловине и др.).

В Индийском океане большая часть атоллов и гайотов приурочена к Мальдивскому хребту, хребтам Меррей и Мадагаскарскому, а также к Маскаренской котловине и ее обрамлению, Кокосовой котловине и Кокосовому валу, к Африканско-Антарктической котловине [Канаев, Турко, 1974]. Кроме того, отдельные гайоты встречаются в Аравийской, Мозамбикской и Сомалийской котловинах и котловине Натуралиста. Два гайота, Андро и Давид, обнаружены на материковом склоне Африки [Wiseman, Hall, 1956]. Максимальная глубина плоских вершин гайотов в Индийском океане 1550 м.

В геоморфологическом и геолого-геофизическом отношении гайоты и атоллы изучены недостаточно. Хотя их общее количество в Мировом океане составляет несколько сот, детально изучены лишь несколько десятков. По данным изучения каменного материала, драгированного со склонов гайотов, а также по данным геомагнитной съемки и глубоководного бурения в океане установлено, что практически все гайоты имеют вулканическое происхождение. Время завершения процессов срезания их вершин колеблется в пределах от позднего мела до среднего миоцена (табл. 4.3).

Причины опускания плосковершинных эродированных вулканов и образования атоллов и гайотов с давних пор привлекали исследователей. Первая модель такого образования была предложена еще Ч. Дарвиным [Darwin, 1842]. В последние годы рядом геологов и геоморфологов высказывалось мнение, что погружение гайотов связано либо с вертикальными движениями океанской коры, либо с проседанием ее под весом вулканических построек [Краусс, 1973; Удинцев, 1972; Менард, 1966]. На основе геоморфологического анализа атоллов и гайотов Тихого океана О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова и В.С. Медведев составили карту новейших тектонических движений земной коры западной части Тихого океана с предположительным выделением локальных зон поднятия океанского дна [Леонтьев и др., 1974]. Вместе с тем все попытки установить зависимость погружения подводных гор от регионального тектонического развития дна не давали однозначных результатов.

Теория тектоники литосферных плит позволяет по-новому подойти к проблеме погружения атоллов и гайотов. Как указывалось в гл. 3, литосферные плиты, перемещаясь в горизонтальном направлении от оси рифта, испытывают последовательное вертикальное погружение вследствие возникновения гравитационной инверсии на подошве литосферы. Так как вулканы жестко связаны с окружающим дном океана, можно высказать предположение, что их погружение является следствием опускания поверхности океанской литосферы при увеличении ее мощности (рис. 4.9). С целью количественной проверки такого предположения было проведено изучение реальных глубин опускания гайотов и атоллов с известным возрастом и их сопоставление с глубинами опускания океанской литосферы при ее движении в стороны от оси срединного хребта.

Таблица 4.3.

Оценка глубин и средних скоростей погружения гайотов и атоллов Тихого и Атлантического океанов

№ п/п	Название	Координаты		Глубина вершины, км		Глубина основания, км
		широта	долгота	измеренная	теоретическая	
1	Гиакomini	56,4°с	146, 3°з	0,80	0,80	3,5
2	Эрбен	32,5 с	132, 3 з	0,50	0,50	4,2
3	Фаберлинг	32,3 с	127, 7 з	0,43	0,45	4,1
4	Коко	35,3 с	171,4 в	0,40	0,70	4,4
5	Мидуэй	28,3 с	177,3 з	0,40	0,42	4,0
6	Хорайзн	19,6 с	168,9 з	1,80	2,0	4,7
7	Хесс	17,7 с	174,3 з	1,70	1,8	4,4
8	Кейп-Джордж	17,1 с	177,2 з	1,70	2,0	4,7
9	Шепард	19,3 с	179,9 з	1,60	1,6	4,4
10	Жаклин	19,3 с	176,4 в	1,70	1,7	4,4
11	Менард	20,7 с	173,4 в	1,40	1,6	3,7
12	Дарвин	22,1 с	171,6 в	1,30	1,6	5,1
13	Бикини	11,6 с	165,3 в	1,30	0,9	4,5
14	Сильвания	11,9 с	165,0 в	1,29	0,9	4,6
15	Эниветок	11,5 с	162,2 в	1,40	1,10	4,5
16	Ита-Маи-Таи	12,8 с	156,7 в	1,47	1,0	5,8
17	Вайлд	21,2 с	163,3 в	1,24	1,3	4,7
18	Майами	21,6 с	161,2 в	1,36	1,4	4,4
19	Ламонт	21,2 с	159,5 в	1,15	1,4	5,2
20	Скрипс	23,7 с	159,5 в	1,29	1,4	5,1
21	Макарова	29,5 с	153,3 в	1,32	1,4	5,5
22	Исакова	31,6 с	151,2 в	1,40	1,6	5,5
23	Вашингтон	32,0 с	149,3 в	1,40	1,5	5,7
24	Винтерер	32,8 с	148,3 в	1,40	1,5	5,6
25	Сейка	34,2 с	143,8 в	1,40	1,5	5,3
26	Ейка	34,2 с	144,2 в	1,50	5,3	5,3
27	Майко	34,0 с	145,2 в	1,43	1,5	5,6
28	Оджин	38,0 с	171,0 в	0,50	1,1	4,0
29	Грейт-Метеор	30,0 с	28,0 з	0,27	0,38	4,5
30	Антон-Дорн	57,5 ч	11,2 з	0,52	1,7	2,1
31	Вима	31,5 ю	8,2 з	0,07	0,1	4,6
32	Угловое поднятие	35,0 с	50,0 з	1,00	1,6	5,2
33	Атлантис	34,5 с	30,5 з	0,33	0,4	2,1
34	Медведь	40,0 с	67,5 а	1,1	1,5	3,6

Обозначения:  $\Delta t$  — разность возрастов несущей литосферы и горы; Пал. — палеонтологический, К-Аг — калий-аргоновый методы определения возраста.

Высота горы, км	Возраст горы, млн.лет	Метод определения	Возраст несущей литосферы, млн.лет	$\Delta t$ *, млн.лет	Скорость опускания, м/млн.лет	Примечания
2,7	200	К-Ач	30	10	38	Залив Аляска
3,8	27	Пал.	58	31	17	Северо-Восточная котловина
3,7	10-22	"	38	13	20	"
4,0	42-47	"	110	65	8	Императорские горы
3,6	26-28	"	110	82	14	"
2,95	104	"	120	16	17	Горы Мид-Пасифик
2,75	91-109	"	110	20	16	"
3,0	91-109	"	115	20	17	"
2,8	87-100	"	133	40	17	"
2,7	87-100	"	140	47	18	"
2,4	91-104	"	150	55	14	"
3,8	106-109	"	155	49	12	"
3,2	37-54	Пал.	150	96	29	Маршалловы горы
3,3	51-54	"	150	98	25	"
3,1	69	К-Аг	155	92	22	"
4,4	49	Пал.	157	108	30	"
3,5	90	"	165	-75	14	Горы Маркус-Вейк
3,04	83-89	"	155	66	16	"
4,0	90	К-Аг	165	65	13	"
3,8	84-98	Пал.	155	65	18	"
4,2	80-100	"	151	65	14	Южно-Японские горы
4,1	90-100	"	150	55	15	"
4,3	91-100	"	142	46	15	"
4,2	91-100	"	139	43	16	"
3,9	82-100	"	134	52	15	Северо-Японские горы
3,8	65-100	"	134	52	16	"
4,2	85	К-Аг	134	49	17	"
3,5	55	К-Аг	90	35	9	Императорские
4,2	20	Пал.	90	70	13	Атлантика
1,6	80	К-Аг	110	30	8	"
4,5	10±3	К-Аг	90	80	7	"
4,2	76	Пал.	110	34	13	"
1,6	13	К-Аг	30	17	25	"
2,5	90-100	Пал.	140	45	11	"

Для расчетов были использованы гайоты и атоллы севера Тихого и Атлантического океанов, для которых определены возраст и мощность осадков (табл. 3.3).

В табл. 4.3 приведены результаты расчета теоретических глубин плоских вершин и средних скоростей погружения гайотов и атоллов. Как видно из табл. 4.3 в Тихом океане средние скорости погружения оценивались для гайотов различных провинций: Маркус-Вейк, гор Мид-Пасифик, гор Императорского хребта, гайотов залива Аляска, провинции Баха и Калифорния, а также гайотов, входящих в состав Японской группы подводных гор.

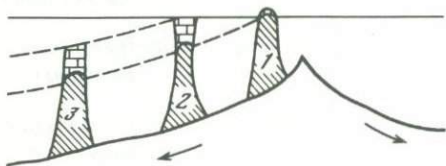


Рис. 4.9. Схема образования гайотов в результате гибели коралловых атоллов и их погружения при раздвижении океанского дна [Сорохтин, Гордоницкий, 1982]

1 — стадия образования вулканического острова; 2 — стадия существования атолла в допозднемиоценовое время; 3 — стадия существования гайота в послепозднемиоценовое время

В Атлантическом океане оценивались глубины и средние скорости опускания для гайотов Антон-Дорн, Грейт-Метеор, Вима и Углового Поднятия. Уровень океана во всех случаях принимался постоянным, хотя его колебания в мезокайнозое могли достигать нескольких сот метров. Это подтверждается обнаружением выветрелых известняков на разных гипсометрических уровнях данными бурения на атолле Энивоток и на атолле Мидуэй.

Как видно из полученных значений значений средних скоростей опускания, наибольшие имеют гайоты и атоллы, сформировавшиеся ближе к оси срединного хребта и характеризующиеся наименьшими значениями разности возрастов вулкана и подстилающей коры.

Поскольку гайоты, жестко связанные с литосферной плитой, должны подчиняться законам ее движения, кинематические параметры их движения должны соответствовать параметрам литосферной плиты. Одним из таких параметров является коэффициент  $a$  в формуле (1.21), равный 0,35.

Найдем такое значение коэффициента  $a$ , при котором теоретически рассчитанные глубины погружения плиты  $\Delta h$  будут совпадать наилучшим образом с экспериментальными данными о глубинах погружения срезанных вулканических вершин гайотов  $h_r$ , приведенными в табл. 4.3. Для этого используем формулу определения глубины погружения плоской вершины гайота

$$\Delta h = a\sqrt{t_l} - a\sqrt{t_l - T}, \quad (4.10)$$

где  $T$  — время погружения гайота от поверхности океана до современной глубины, т.е. возраст гайота;  $t_l$  — возраст подстилающей литосферы. Воспользуемся далее методом наименьших квадратов. Минимизируем остаточную сумму квадратов:

$$R = \sum_{i=1}^n (h_r^{(i)} - \Delta h^{(i)})^2 = \sum_{i=1}^n [h_r^{(i)} - a(\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}})]^2 \quad (4.11)$$

( $n$  — число гайотов и атоллов).

Тогда

$$\begin{aligned} \frac{\partial R}{\partial a} = & -2 \sum_{i=1}^n [h_r^{(i)} - a(\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}})] (\sqrt{t_l^{(i)}} - \\ & - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}}) = -2 \sum_{i=1}^n [h_r^{(i)} (\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}}) - \\ & - 2a \sum_{i=1}^n [\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}}]^2. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Отсюда найдем значение коэффициента  $a$ :

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n h_r^{(i)} (\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}})}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{t_l^{(i)}} - \sqrt{t_l^{(i)} - T^{(i)}})^2}. \quad (4.13)$$

Полученная в результате расчетов по формуле (4.13) величина коэффициента  $a$  составила 0,31.

Таким образом, коэффициент  $a$ , вычисленный по экспериментальным значениям глубин погружения срезаемых вулканических вершин гайотов и атоллов в первом приближении совпадает с теоретическим коэффициентом по формуле (2.21) для перепада глубин погружающейся литосферы. Это позволяет сделать вывод, что вертикальное погружение гайотов и атоллов является прежде всего следствием погружения океанской литосферы при ее горизонтальном движении от оси спрединга (см. рис. 4.9). Следует отметить при этом, что вычисленный коэффициент  $a$  представляет собой некоторую среднюю величину для рассмотренного интервала геологического времени. Детальное уточнение его для отдельных отрезков геологического времени может быть проведено только на основе получения новых экспериментальных данных о возрасте и геолого-геоморфологических характеристиках атоллов и гайотов.

В свете полученных результатов скорости погружения гайотов будут определяться возрастом подстилающей литосферы и временем ее погружения. С увеличением возраста литосферы средняя скорость ее погружения уменьшается, поэтому те атоллы и гайоты, возраст которых отличается от возраста вмещающей литосферы на 80 млн. лет и более, имеют самые низкие средние скорости.

Обращает на себя внимание тот факт, что гайоты, входящие в состав различных структур, удаленных друг от друга на многие тысячи километров или расположенных в разных океанах, имеют близкие величины средних скоростей погружения, что свидетельствует о едином механизме погружения. Вместе с тем, как видно из табл. 4.3, для отдельных гайотов наблюдаются отклонения реальной глубины погружения плоской вершины от теоретической в сторону ее уменьшения. Такое уменьшение реальной глубины погружения отмечается для третичных гайотов Императорского хребта (Коко, Оджин) и для гайота Антон-Дорн в Северной Атлантике. Представ-

ляется перспективным исследовать такие отклонения от общей закономерности для атоллов и гайотов, входящих в состав отдельных вулканических хребтов и поднятий (например, Гавайско-Императорского хребта), так как подобные отклонения могут дать важную информацию о изостатической компенсации и тектоническом развитии этих структур.

Следует отметить, что описанная выше возможность оценки максимальной высоты вулканов, образующихся на океанской литосфере, накладывает некоторые ограничения на области возникновения крупных гайотов. По-видимому, крупные гайоты, достигающие в ряде случаев высоты более 4 км (табл. 4.3), не могли сформироваться, как это предполагал Г. Менард [Менард, 1966; Menard, 1969], в зонах срединно-океанских хребтов на мало мощной литосфере. Такие крупные вулканические постройки должны были образоваться в более позднее время в глубоководных котловинах на литосфере большой мощности.

В табл. 4.3 приведены сравнительные данные возраста атоллов и гайотов и подстилающей океанской литосферы. Последние получены на основе идентификации линейных магнитных аномалий и использования результатов глубоководного бурения. Как видно из табл. 4.3, для большинства атоллов и гайотов Атлантического и Тихого океанов, представляющих собой крупные вулканические сооружения высотой более 3 км, разность возрастов палеовулканов и подстилающей литосферы изменяется от 95 до 110 млн. лет. Этому, как показывают оценки, соответствует мощность подстилающей литосферы от 40 до 80 км. Приведенные в табл. 4.3 высоты плосковершинных гор с известными возрастaми меняются от 2,7 до 4,4 км, что вполне соответствует их теоретическим оценкам. При этом следует учесть, что все эти горы являются плосковершинными, срезанными эрозией, и их первоначальная высота была значительно больше.

#### 4.4. О ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЙОТОВ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Одним из наименее изученных вопросов, связанных с общей проблемой поствулканической эволюции подводных гор, является вопрос о происхождении плосковершинных гор — гайотов, которые вначале представляли собой коралловые атоллы или мелководные банки. Совместно с О.Г. Сорохтиным нами рассмотрен возможный механизм образования гайотов в позднем мелу [Сорохтин, Городницкий, 1982].

Результаты изучения гайотов по материалам их бурения и драгирования и, в частности, данные, приведенные в табл. 4.3, показывают, что большинство из них образовалось в поздне меловую эпоху в результате гибели и последующего погружения бывших коралловых островов — атоллов и мелководных рудистовых банок [Ozima et al., 1977; Matthews et al., 1974]. Так, например, в результате драгирования рифтов на вершинах 17 гайотов, входящих в состав Японских гор и гор Мид-Пасифик, было установлено, что рост коралловых построек прекратился в альб-сеномане [Matthews et al., 1974]. Такая одновременная гибель большого числа коралловых атоллов и их превращение в гайоты, по-видимому, не являются случайными и заслуживают внимания.

Для выяснения причин массовой гибели коралловых рифов в позднем мелу остановимся кратко на их экологии.

Наиболее распространенные герматипные рифообразующие кораллы и кораллиновые водоросли обитают в основном в пределах тропического пояса. Рост коралловых рифов происходит на глубине не более 45 м при температуре воды от 10 до 30°С [Шепард, 1976]. Максимальная глубина, на которой были обнаружены кораллы, составляла 165 м. Для нормальной жизнедеятельности кораллов большое значение имеет соленость морской воды. Для их нормального существования необходимо, чтобы соленость не выходила из интервала 27–40‰. Определяющей формой жизнедеятельности кораллов является потребление карбоната кальция. По оценкам К.Чейва с соавторами, общая продуктивность коралловых рифов, т.е. количество  $\text{CaCO}_3$ , поглощаемое кораллами в единицу времени на единицу площади морского дна, составляет около  $10^3 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ . К аналогичным результатам привело и метрическое изучение коралловых атоллов, показавшее, что скорость роста кораллов может изменяться от 0,5 см/год до нескольких сантиметров в год, составляя в среднем при нормальных условиях жизнедеятельности около 1 см/год [Chave et al., 1972].

Массовую гибель коралловых рифов и рудистовых банок в сеномане не удается объяснить климатическими изменениями, поскольку весь меловой период на нашей планете характеризовался исключительно ровным и теплым климатом. Нельзя объяснить гибель подавляющего большинства из них и смещениями атоллов из тропических зон океанов, происходящими благодаря движениям литосферных плит, так как согласно палеогеодинамическим реконструкциям (рис. 4.8), практически все известные ныне гайоты в середине мелового периода располагались в тропической зоне или даже возле экватора, т.е. в самых благоприятных условиях для развития коралловых рифов. Не существует сегодня и геологических данных о катастрофически резких опусканиях океанского дна в сеномане, хотя плавные погружения дна происходили всегда и происходят в настоящее время.

Согласно гипотезе Ч.Дарвина [Darwin, 1842], подтвержденной теперь бурением многих атоллов, в тропических зонах океана над погружающимися горами могут образоваться коралловые острова — атоллы. Однако для нормального их существования и развития необходимо, чтобы скорость опускания вулканической горы была меньше скорости роста коралловых построек.

Как показывают оценки средних скоростей опускания гайотов, они колеблются в пределах 7–40 м/млн. лет. В то же время, как указывалось выше, по экспериментальным биологическим данным, скорость роста кораллов составляет не менее 0,5 см/год. Таким образом, обычно наблюдаемые погружения атоллов не могут являться причиной их преобразования в гайоты.

Природа погружений океанского дна вместе с расположенными на нем островами, банками, вулканическими постройками и подводными горами в настоящее время выяснена достаточно надежно. Явление это связано с постоянным охлаждением и увеличением мощности океанских литосферных плит, происходящим по мере их старения и раздвижения в стороны от мест своего образования в рифтовых зонах Земли. Благодаря тому что при охлаждении и кристаллизации плотность силикатов возрастает, увеличение мощности плит сопровождается их постепенным опусканием в горячую мантию. Амплитуда опусканий  $\Delta h$  океанского дна описывается простой

зависимостью (1.21). Скорость же опускания океанского дна при этом равна

$$dh/dt = 0,175/\sqrt{t} \quad (4.14)$$

(здесь  $dh/dt$  определяется в км/млн. лет).

Максимальные скорости опускания молодых вулканических построек, как отмечалось выше, наблюдаются только вблизи гребней срединно-океанских хребтов. Но вулканы в этих местах, как правило, характеризуются малой высотой и обычно не достигают поверхности океана.

Поэтому, лишь после того как мощность литосферы (включая океанскую кору) увеличится примерно до 10 км, вершина вулкана сможет достичь поверхности океана и стать основанием кораллового рифа. Событие это может произойти не ранее, чем через 0,5—1 млн. лет после возникновения самой плиты. Подставляя в (4.14) значения  $t = 0,5$ —2 млн. лет, найдем, что максимальная скорость опускания вулканического цоколя кораллового атолла никогда не превышает 0,02—0,025 см/год, т.е. всегда меньше современной скорости роста коралловых построек. Со временем скорость опускания океанского дна (а вместе с ним и атоллов) снижается еще более. Поэтому следует признать, что в пределах тропических зон и вдали от глубоководных желобов опускания океанского дна не могут быть причиной гибели атоллов и превращения их в подводные плосковершинные горы — гайоты.

По времени момент гибели большинства атоллов Тихого океана совпал с периодом максимального развития меловой трансгрессии моря на континенты. Это обстоятельство дало основание Хейсу и его коллегам высказать предположение, что гибель кораллов и рудист была вызвана быстрым эвстатическим подъемом уровня океана во время верхнемеловой трансгрессии [Hayes et al., 1971]. Однако и эта гипотеза при детальном рассмотрении не выдерживает количественной проверки.

Действительно, по геологическим данным по распространенности морских отложений на континентах, с начала юрского периода и до середины мелового периода, т.е. за интервал времени около 100 млн. лет, уровень океана плавно повысился примерно на 300 м. В пересчете на скорость подъема океанского уровня это дает очень малую величину порядка 0,003 мм/год. Никаких покровных ледников, таянием которых можно было бы объяснить быстрый подъем уровня воды в океане, в меловой период не существовало. Колебания уровня океана за счет изменений объемов срединно-океанских хребтов могут достигать нескольких сот метров [Сорохтин, 1976; Pitman, Hayes, 1973], однако этот механизм никогда не приводит к резким изменениям океанского уровня, поскольку его эффект интегрален и накапливается постепенно при существовании длительных изменений скорости  $V_{sp}$  движения литосферных плит [Сорохтин, 1976]:

$$V = \int_0^{\tau} V_{sp} \sqrt{t} dt, \quad (4.15)$$

где  $\tau$  — полное время раскрытия океанов, примерно равное времени, за которое обновляется практически вся площадь океанского дна ( $\tau \approx 10^8$  лет). Теоретические оценки [Pitman, Hayes, 1973] приводят к аналогичным значениям скорости подъема уровня океана: 0,002—0,003 мм/год.

Тем не менее совпадение момента гибели коралловых атоллов и рудистовых банок со временем максимального развития верхнемеловой трансгрессии весьма примечательно и не может рассматриваться как случайное совпадение. Об этом, в частности, говорит тот факт, что, помимо гайотов западной части Тихого океана, в сеномане образовалось большинство гайотов Атлантического океана: например, гайоты Медведь, Антон-Дорн, Вима, подводное плато Блейк и др. В Индийском океане в это же время возникли гайоты Холл и др. Кроме того, и это очень важно, начиная именно с сеномана на затопленных морем низменностях Европы, Северной Америки и во многих других местах наблюдается отложение мощных толщ писчего мела. Классическими примерами таких толщ могут служить отложения писчего мела Южной Англии, Северной Франции, южной части Русской платформы (в частности, под Белгородом). Одновременно с этим на мелководьях шельфовых морей широко распространяются коралловые и рудистовые рифовые постройки.

Таким образом, в середине мелового периода создалась парадоксальная ситуация, при которой в одно и то же время в открытых океанах происходила массовая гибель рифообразующих организмов и угнетение других форм жизни, использующих известь для построения раковин, а на шельфовых морях одновременно с этим пышным цветом расцветала карбонат-потребляющая фауна и микрофлора и даже выпадал хемогенный арагонит. Складывается впечатление, что в середине мелового периода существовал и действовал мощный механизм переноса карбоната кальция из вод открытого океана в мелководные моря затопленных участков континентов. Что же это за механизм?

Известно, что в общем балансе веществ, растворенных в океанской воде, существенную роль играет привнос карбонатов с континентов вместе с речным стоком. Так, по оценкам А.П.Лисицына [Лисицын, 1978], современная поставка карбонатов в океан составляет около  $1,5 \text{ г/см}^2$  за  $10^3$  лет. Однако во время позднемеловой трансгрессии около 30% современной суши оказалось под водой [Хаин и др., 1975] и, следовательно, было исключено из областей поставки  $\text{CaCO}_3$  в океан.

Учитывая теперь, что большая часть извести современного речного стока поступает с низменных континентальных равнин, можно заключить, что в позднем мелу поступление  $\text{CaCO}_3$  с континента в океан было по меньшей мере вдвое ниже, чем сегодня. Следует также помнить, что расположение континентов в позднемеловую эпоху было существенно иным. Как показывают палеомагнитные реконструкции, большая часть трансгрессивных мелководных морей позднемелового времени располагалась в зонах аридного климата с режимом преобладанием испарений над осадками. Поэтому такие моря служили естественными насосами, выкачивающими воду из океанов (рис. 4.10). Поступающая в них вода частично испарялась, а концентрация распространенных в ней солей, в том числе и карбоната кальция, при этом несколько повышалась. Поскольку шельфовые моря того времени в основном были открытыми, такое повышение концентрации солей, по-видимому, не было большим. Однако хороший прогрев и аэрация широких мелководных бассейнов при повышенной концентрации  $\text{CaCO}_3$  и, вероятно, фосфорных соединений неизбежно должны были приводить к интенсивному развитию жизни, особенно фитопланктона (кокколитофорид и фораминифер),

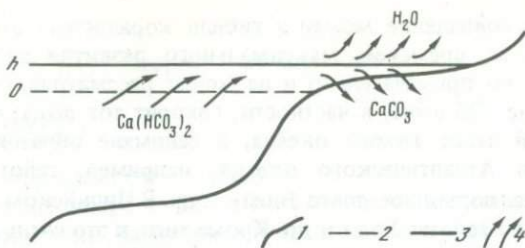


Рис. 4.10. Схема переноса карбоната кальция из океана в мелководные моря аридной зоны позднемелового времени

1 — обобщенный профиль рельефа океанского дна и поверхности континентов (гипсографическая кривая); 2 — современный уровень океана; 3 — уровень океана во время позднемеловой трансгрессии; 4 — пути миграции химических компонентов в карбонатной системе

а на мелководьях — кораллов, моллюсков (включая рудисты) и других скелетных животных.

Возникшее благодаря этим условиям интенсивное развитие кальцийпотребляющих форм жизни, особенно кокколитофорид и фораминифер, привело к отложениям в шельфовых морях позднемеловой эпохи значительных масс известняков, в том числе и уникальных толщ писчего мела. При этом осаждение и консервация извести в мелководных континентальных морях постоянно компенсировались все новыми и новыми порциями  $\text{CaCO}_3$ , поступающими из открытого океана вместе с океанской водой, приток которой в условиях аридного климата непрерывно поддерживался интенсивным испарением с поверхности этих морей (рис. 4.10). По данным А.Б.Ронова и В.Е.Хайна [Хайн и др., 1975], в позднемеловую эпоху было отложено около  $9 \cdot 10^{21}$  г известняков, что в пересчете на скорость осадконакопления дает  $2,6 \cdot 10^{14}$  г/год.

Следовательно, в водах океанов позднемеловой эпохи наблюдался острый дефицит  $\text{CaCO}_3$ , поскольку суммарное поступление извести с континентов в океаны того времени было примерно в 3 раза меньше, чем сегодня.

Таким образом, гибель большинства коралловых атоллов и рудистовых банок позднемеловой эпохи следует объяснить не внезапными погружениями океанского дна или резкими повышениями уровня океана, а дефицитом содержания  $\text{CaCO}_3$  (а также, по-видимому, и фосфорных соединений) в океанских водах того времени, т.е. известковым голодом. При этом после гибели коралловых и рудистовых рифов за время развития позднемеловой трансгрессии, продолжавшейся около 30 млн. лет, бывшие атоллы и банки успели опуститься на глубины от 0,8 до 1 км, т.е. значительно ниже предельного уровня развития коралловых и рудистовых рифов, превратившись тем самым в подводные плосковершинные горы — гайоты (см. рис. 4.9). С тех пор позднемеловые гайоты опустились еще на 1–1,2 км.

Рассмотренная модель дает возможность предположительно объяснить механизм формирования позднемеловых гайотов в различных районах Мирового океана. Что касается происхождения гайотов третичного возраста, то, как показывает изучение гайотов Императорского хребта, определяющую роль в гибели коралловых надстроек здесь, по-видимому, играло перемещение этих гор к северу (табл. 4.3) и соответствующее понижение температуры воды.

#### 4.5. СРЫВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОДВОДНЫХ ГОР ПРИ ИХ ЗАТЯГИВАНИИ ПОД ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Как было показано выше, подводные и надводные океанские вулканы перемещаются вместе с несущей их океанской литосферой к зонам ее поглощения. Поскольку вулканические горы в океане могут как располагаться отдельно, так и образовывать системы подводных и надводных хребтов, то при их затягивании в зоны поддвига могут возникнуть осложнения этого процесса, вызванные блокировкой зоны субдукции.

При этом, по-видимому, могут рассматриваться различные варианты такой блокировки. Если в зону субдукции затягивается одиночная подводная гора, то она может быть сорвана со своего вулканического корня, а ее вершина окажется "впечатанной" в надвигающийся край континентального склона (рис. 4.11). Такой срыв под действием трения со стороны массы надвигающегося края плиты должен возникать при определенной критической высоте и крутизне горы.

Нами совместно с С.А.Ушаковым и Ю.И.Галушкиным был проведен анализ процесса срыва подводной вулканической горы [Ушаков и др., 1977]. Для этого использовалось решение задачи теории пластичности о деформации упругопластичной среды при затягивании в нее клинообразного тела с углом раствора  $\beta$  (рис. 4.11). Давление на грань клина со стороны среды, сопротивляющейся внедрению, может быть выражено формулой

$$P = 2r_s [\beta + \delta + (\cos \delta / \cos \alpha) \cos (\alpha - \delta)], \quad (4.16)$$

где  $\delta$  — угол трения, равный  $\pi/4$ ;  $\alpha = \pi/2 - \beta$ ,  $\alpha \geq \delta$ ; давление  $P$  рассчитано на единицу площади в плоскости, нормальной к направлению движения клина.

Для упрощения задачи затягиваемую гору можно в первом приближении аппроксимировать правильной пирамидой с квадратным основанием  $2b \times 2b$  и углом  $\beta$  наклона боковых граней к основанию (рис. 4.11). При этом на поддвигаемую пирамиду будут действовать сила срыва и опрокидывающий момент. Полная сила сопротивления надвигающейся плиты движению пирамиды в ней будет иметь выражение

$$F = 2b^2 r_s [(\pi/4 + 1/2 + \beta) \operatorname{tg} \beta + 1 + \sec \beta]. \quad (4.17)$$

Если обозначить прочность срыва горы через  $k_r$ , то условие срыва горы будет иметь вид

$$\sigma_r = F/4b^2 \geq k_r,$$

или

$$1/2(\sec \beta - 1) + (\pi/4 + 1/2 + \beta) \operatorname{tg} \beta \geq (k_r / r_s - 1). \quad (4.18)$$

Разрывающее усилие за счет вращательного момента сил трения, опрокидывающих гору, можно выразить как

$$\sigma_n = r_s/2 \cdot \operatorname{tg}^2 \beta [\pi/4 + 1/2 + \beta + \operatorname{ctg} \beta/2 + \operatorname{csec} \beta], \quad (4.19)$$

где  $\sigma_n$  — растягивающее напряжение передней кромки основания пирамиды. Если обозначить прочность на разрыв пород, слагающих подводную гору, через  $k_n$ , то условие начала опрокидывания подводной горы с ее вулкани-

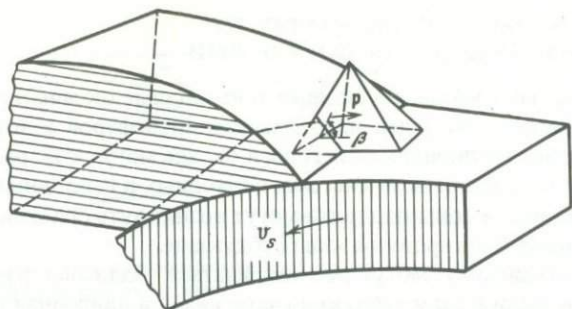


Рис. 4.11. Модель срыва подводной горы при погружении океанской литосферы в зону субдукции [Ушаков и др., 1977]

$v_s$  — скорость поддвига,  $P$  — давление на грань клина

ческого корня можно записать в виде

$$\sigma_n > k_n. \quad (4.20)$$

Согласно уравнениям (4.18) и (4.19) для горы, аппроксимирующей пирамидой или конусом, условия срыва ( $\sigma_r > k_r$ ) или ее опрокидывания ( $\sigma_n > k_r$ ) определяются критическим углом  $\beta$ , т.е. крутизной склона затягиваемой горы. Если предел текучести пород надвигающейся плиты меньше прочности пород горы на разрыв  $k_n$  или срыв  $k_r$ , по мере затягивания горы возникающие в ней напряжения постепенно увеличиваются, приближаясь к величинам  $k_n$  и  $k_r$ .

Как следует из рис. 4.11, для случая, когда  $\sigma_r/r_s = 2$ , срыв горы происходит при  $\beta = 40^\circ$ , в то время как для  $\sigma_r/r_s = 4/3$  срыв горы происходит при  $\beta = 21^\circ$ .

Если прочность вулкана на разрыв меньше, чем его прочность на срезание, то при углах склона больше, чем  $35^\circ$ , более вероятен отрыв и опрокидывание горы с ее впечатыванием в надвигающийся континентальный край плиты.

Изучение глубинного строения океанских вулканов показывает, что они состоят из серии базальтовых покровов, чередующихся с осадочными породами, и поэтому их пределы прочности на сдвиг и на разрыв не должны быть высокими. Это повышает вероятность срыва вулканических гор с их корней и блокировки ими зоны субдукции.

В качестве примера такого срыва и блокировки можно привести остров Яп, расположенный на границе Тихого океана и Филиппинского моря [Зоненшайн, Савостин, 1979]. По данным геологического изучения, остров Яп сложен сильно дислоцированными метаморфическими породами с океанским материнским субстратом. Аналогичные породы обнаружены на склоне отмершего палеожелоба Яп. Анализ геологического строения острова Яп дал основание для предположения, что в олигоцене желоб Яп был блокирован затянутой в него крупной подводной горой, несомой Тихоокеанской плитой. В результате такой блокировки субдукция в желобе прекратилась, и масса горы столкнулась с островодужными комплексами пород, слагающих остров Яп.

Другим параметром могут служить океанские палеовулканы толеитового состава, впечатанные в край Кроноцкого полуострова, описанные в рабо-

те В.А.Леглера [Леглер, 1977]. На составленной В.А.Леглером тектонической схеме Кроноцкого полуострова отчетливо выделяется область распространения подводных океанских вулканов, впечатанных в восточный край полуострова, соответствующий краю надвигающейся плиты.

Анализ пород этого вулканического комплекса свидетельствует о том, что они представляют собой толеитовые базальты, близкие к базальтам Гавайских вулканов. На неровных поверхностях вулканических пород залегают линзы морских осадков с мелководной фауной, а также брекчи, сложенные плохо окатанными обломками вулканических пород. Это указывает на то, что вулканы были либо островами, либо мелководными банками. На севере полуострова выделяется система субширотного левостороннего сдвига, который прослеживается к востоку в океан по магнитным аномалиям [Городницкий и др., 19776].

Изучение геологического строения Кроноцкого полуострова дает основание предполагать, что в олигоцене и миоцене он представлял собой часть Тихоокеанской плиты, заполненную группой крупных подводных или надводных вулканов и окружающих их шаровых океанских базальтов. Возраст вулканов может оцениваться как допалеогеновый (по возрасту фауны в линзах осадочных пород на их вершинах). Эти вулканы были затянuty при движении Тихоокеанской плиты в Курило-Камчатский желоб в конце миоцена, но не были поглощены ввиду блокирования желоба и перемещения островной дуги к востоку [Леглер, 1977]. Описываемый район Кроноцкого полуострова оказался в тылу желоба и был поднят в результате сжатия и торошения в зоне внешней островной дуги.

Описанный случай, по-видимому, характерен для такой ситуации, когда группа или цепочка подводных вулканических гор на поддвигаемой океанской плите имеет простирание, субпараллельное оси глубоководного желоба. В этом случае прочность вулканической цепи мешает поглощению гор в зоне субдукции и приводит к блокировке. Количественные оценки показывают, что при ширине вулканической цепи, соизмеримой с мощностью океанской литосферы, блокировка старой и формирование новой зоны подвига становятся более энергетически выгодными, чем срезание или "выкорчевывание" всей поглощаемой вулканической цепи [Ушаков и др., 1977]. При этом, как и отмечалось, цепь вулканических гор окажется на фронтальной стороне надвигающегося континентального склона в основании внешней вновь возникшей островной дуги.

Проведенный нами анализ геоморфологических и геофизических данных, в том числе результатов аэромагнитных и гидромагнитных съемок в северной части Курильской и центральной части Алеутской островных дуг, дает основание полагать, что в краевой части этих структур имеется несколько подводных вулканов, как бы "впечатанных" в склон дуги [Городницкий и др., 19776]. Возможно, что их положение у внешнего основания островной дуги объясняется срывом подводных гор при поддвиге океанской литосферы под островные дуги.

Более сложная ситуация может возникнуть при попадании в зоны поддвига цепочек океанских вулканов или вулканических асейсмичных хребтов, ориентированных нормально по отношению к простиранию островных дуг и желобов. Как отмечалось выше, под океанскими вулканическими хребтами и системами в ряде случаев происходит утолщение коры до

15–20 км (Гавайский хребет, возвышенности Хесса и Шатского и др.). Кроме того, при сквозьлитосферном характере внутриплитового вулканизма плотность литосферы под цепью вулканов становится меньше за счет насыщения ее более легкими габброидными интрузиями и базальтами. В наиболее массивных частях вулканических хребтов средняя плотность океанской литосферы существенно понижается. Если принять среднюю плотность подкоровой части океанской литосферы равной  $3,33 \text{ г/см}^3$ , а среднюю плотность коры равной  $2,9 \text{ г/см}^3$ , то уменьшение плотности литосферы под вулканическими хребтами можно оценить величиной  $0,04 \text{ г/см}^3$ .

Возрастание "плавучести" вулканических хребтов и цепочек подводных гор значительно затрудняет их затягивание под островные дуги. Вместе с тем при нормальном направлении движения хребта по отношению к фронту островной дуги его жесткость повышается и он ведет себя как таран, постепенно вминающийся в склон островной дуги. По мере такого вдавливания при перемещении переднего края внедряющегося хребта на 100 км и более за зону субдукции может, по-видимому, произойти перестройка оси глубоководного желоба в результате его частичной блокировки, а сама дуга может разделиться на две дуги, разделенные боковыми разломами вдоль хребта. В качестве возможного примера такого сочленения можно привести Императорский хребет, который поддвигается под Камчатку в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

Приведенный анализ срыва подводных вулканических гор при их затягивании в зоны субдукции, а также блокировки зон субдукции крупными подводными горами или вулканическими системами указывает на значительные масштабы этого явления при формировании складчатых систем в результате столкновения краевых частей континентов с островными дугами или между собой. Это, в свою очередь, ставит вопрос о необходимости тщательного изучения древних островодужных вулканических серий, в пределах которых могут быть обнаружены впечатанные в них океанские палеовулканы. Исследование таких палеовулканов может дать важную информацию о природе внутриплитового вулканизма в мезозойских и палеозойских палеоокеанах.

Вместе с тем блокировка зоны субдукции вулканическими подводными горами и вызванное этим прекращение поглощения должны найти отображение в изменении глобальной системы движения литосферных плит и соответствующем изменении эволюции океанской литосферы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы состоят в следующем.

1. На основе совместного анализа теоретической модели формирования океанской литосферы и экспериментальных геолого-геофизических данных выявлена и количественно обоснована связь латерального изменения рельефа дна, аномалий силы тяжести и величины плотности теплового потока через дно океана с изменением мощности океанской литосферы, которая растет пропорционально корню квадратному из ее возраста. В результате предложен и обоснован способ определения мощности литосферы по экспериментальным геолого-геоморфологическим и геофизическим данным.

2. Построена первая карта расчетных значений плотности теплового потока через океанское дно, позволяющая существенно уточнить общие теплопотери Земли.

3. Составлена первая карта расчетной мощности литосферы Мирового океана и карты для отдельных океанских областей. Приведенные на картах теоретические оценки мощности литосферы подтверждены экспериментальными сейсмическими и электромагнитными данными. На основе палеогеодинамических реконструкций составлены карты палеомощности океанской литосферы в мезо-кайнозое.

4. В результате анализа материалов геолого-геоморфологического и геофизического изучения вулканических подводных гор и островов выявлена их связь с мощностью и движением литосферы. Установлено, что высота вулканических подводных гор и островов, состав слагающих их пород и структура аномальных геофизических полей зависят главным образом от мощности подстилающей океанской литосферы и глубины проникновения трещин в астеносферу.

5. Показано, что палеомагнитное изучение вулканических подводных гор позволяет получить независимые данные как о движении океанской литосферы, так и о возрасте самих гор.

6. Геолого-геоморфологическое изучение поствулканического развития подводных гор и островов дало возможность установить, что оно определяется, прежде всего, последовательным погружением поверхности океанской литосферы при увеличении ее мощности. Это позволило количественно обосновать связь образования атоллов и гайотов с погружением литосферной плиты при увеличении ее мощности.

7. Предложена модель образования гайотов в поздне меловую эпоху вследствие глобальной трансгрессии и резкого сокращения объема карбонатов, поступающих в воды Мирового океана.

Следует отметить, что выполненные исследования отражают лишь первый этап изучения строения и геодинамической эволюции океанской литосферы. Составленные карты мощности океанской литосферы, а также представления о формировании и развитии вулканических подводных гор и островов будут уточняться по мере поступления новых геолого-геофизических материалов.

Вместе с тем проведенная работа может служить основой для нового направления в изучении океанской литосферы, при котором все процессы ее развития связаны с движением и взаимодействием литосферных плит.

В целом выводы, полученные в результате проведенных исследований, хорошо согласуются с концепцией тектоники литосферных плит и являются дальнейшим развитием ее главных положений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Типы современного вулканизма океанов и их положение в геологической истории. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3, с. 53–65.
- Агапова Г.В., Буданова Л.Я.* и др. Геоморфология дна океана. — В кн.: Геофизика океана. т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 150–197.
- Алексеев А.С.* Обратные методические задачи сейсмоки. — В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1967, с. 9–14.
- Алексеев А.С., Рябой В.З.* Модель строения верхней мантии по объемным сейсмическим волнам. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 67–83.
- Алексеев А.С., Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н.* и др. Схема астеносферных зон территории СССР. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 4, с. 790–793.
- Андреев В.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965. Вып. 1. 495 с.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 218 с.
- Беляев И.И., Перфилов В.И., Городницкий А.М., Сузюмов А.Е.* Компонентная магнитная съемка в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980, с. 48–51.
- Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27–50.
- Большаков В.А., Городницкий А.М.* Изучение магнитных характеристик коренных пород юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1978, № 5. 10 с.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- Буданов В.Г., Гайнанов А.Г., Колежук И.В.* и др. Об изменении мощности литосферы в зоне разломов Вернадского. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 2, с. 72–79.
- Вахье В.В.* Геоматематизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976. 192 с.
- Веселов К.Е., Сагитов М.У.* Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 320 с.
- Вуллард Д.П.* Региональные аномалии силы тяжести. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 264–290.
- Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования строения земной коры в Тихом океане. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974, с. 70–81.
- Гайнанов А.Г.* Глубинное строение литосферы океанов по геофизическим данным. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 4, с. 24–33.
- Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования Земной коры океанов. — М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.
- Гайнанов А.Г., Городницкий А.М., Красный Л.И.* и др. Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры: Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1976, с. 9–18.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д.* Аномалии силы тяжести океанов. — В кн.: Геофизика океана. т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 323–335.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Мелихов В.Р.* Гравиметрические исследования в Атлантическом океане. —

- В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1975а, с. 17–23.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Пантелеев В.Л. Результаты гравиметрических определений в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" (1971). — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1975б, вып. 8, с. 38–53.
- Герцен Р.П. фон, Ли У.Х.К. Тепловой поток в океанических областях. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 61–71.
- Гершанович Д.Е. Распределение подводных гор и некоторые особенности геологии дна Тихого океана. — В кн.: Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана. М.: Пищ. пром-сть, 1980, с. 80–89.
- Гольмшток А.Я. О влиянии осадконакопления на глубинный тепловой поток. — Океанология, 1980, т. 19, вып. 6, с. 1133–1137.
- Городницкий А.М. О природе аномального магнитного поля над подводными горами. — В кн.: Проблемы Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 116–118.
- Городницкий А.М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 276–281.
- Городницкий А.М. Мощность океанической литосферы и предельная высота подводных вулканов. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1977, с. 109–114.
- Городницкий А.М. Рождение и жизнь океанов. — Знание—сила, 1978, № 7, с. 16–20.
- Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979а, № 7, с. 11–27.
- Городницкий А.М. Образование подводных гор и вулканических островов на океанской литосфере. — В кн.: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979б, с. 232–236.
- Городницкий А.М. На подводном аппарате — к подводным вулканам. — Знание — сила, 1980, № 1, с. 27–29.
- Городницкий А.М. Связь аномалий Буге с мощностью океанической литосферы. — Тихоокеан. геология, 1983, № 5, с. 13–19.
- Городницкий А.М. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и кинематика Тихоокеанской плиты. — Тихоокеан. геология, 1984, № 2, с. 22–31.
- Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., Хуторской М.Д. Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерений теплового потока через дно океана. — В кн.: Строение литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1979а, с. 18–27.
- Городницкий А.М., Донец Е.Г., Каминский В.Д., Литвинов Э.М. Природа магнетизма подводных гор Северной Атлантики. — В кн.: Проблемы геофизических исследований полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1977а, с. 68–79.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П. Палеогеодинамические реконструкции фанерозоя. — В кн.: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 338–370.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978, 122 с.
- Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М., Шимараев В.М. Природа магнитных объектов земной коры Курило-Охотской переходной зоны. — В кн.: Морская геология. М.: ВИЭМС, 1977б, № 2, с. 45–52.
- Городницкий А.М., Корякин Е.Д. Гравитационное поле подводных гор. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1978, вып. 9, с. 65–76.
- Городницкий А.М., Корякин Е.Д. Океанское дно и подводные вулканы. М.: Знание, 1981а, 63 с. (сер. Физика; 11, 81).
- Городницкий А.М., Корякин Е.Д. Особенности гравитационного поля океанических вулканов. — Вулканология и сейсмология, 1981б, № 2, с. 60–69.
- Городницкий А.М., Корякин Е.Д. Геофизические исследования подводных гор. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1983, 50 с.
- Городницкий А.М., Линькова Т.И., Кашинцев Г.Л. О магнитной природе глубинных слоев океанической коры в разломе Элтанин. — Докл. АН СССР, 1979в, т. 246, № 1, с. 32–36.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М. Совместный статистический анализ результатов промера и гидромагнитной съемки над подводными горами. — В кн.: Геофизические мето-

- ды разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973, вып. 8, с. 67–71.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М.* Природа Тасманской зоны разломов (по магнитометрическим данным). — В кн.: Биологические исследования в Австрало-Новозеландском районе. М.: Наука, 1978, с. 227–231 (Тр. Ин-та океанологии АН СССР; Т. 112).
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Валишко Г.М.* Аномальное магнитное поле над подводными горами Ампера и Горринджа. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1975, вып. 10, с. 44–48.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В., Хуторской М.Д.* Геомагнитное изучение разлома Атлантики и особенности теплового поля этого района. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1978а, с. 7–16.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В., Хуторской М.Д.* Структура аномального магнитного поля и тепловой поток в районе впадины Хесса и их связь с тектоническим развитием Галапагосского рифта. — В кн.: Строение литосферных плит: (Взаимодействие плит и образование структур земной коры). М.: ИОАН СССР, 1979в, с. 248–272.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В.* Магнитные характеристики двух крупных трансформных нарушений юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980а, с. 151–161.
- Городницкий А.М., Лукашевич И.П., Мирлин Е.Г.* и др. Рельеф дна и гравитационное поле срединно-океанических хребтов как индикаторы фазовых переходов в верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 4, с. 827–831.
- Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Литвинов Э.М., Сузюмов А.Е.* Структура аномального магнитного поля и строение магнитоактивных слоев. — В кн.: Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984, с. 60–62.
- Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Сузюмов А.Е.* Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и его связь с тектоническим развитием региона. — В кн.: Проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980б, с. 46–64.
- Городницкий А.М., Марова Н.А., Седов А.П.* Высоты подводных гор Тихого океана и их связь с мощностью литосферы. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 243, № 6, с. 1517–1520.
- Городницкий А.М., Седов А.П.* Подводные горы Северной Атлантики. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1974, № 6, с. 29–32.
- Городницкий А.М., Сорохтин О.Г.* Карта мощности океанических литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1977а, с. 103–109.
- Городницкий А.М., Сорохтин О.Г.* Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977б, с. 27–35.
- Городницкий А.М., Сорохтин О.Г.* Карта мощности литосферных плит. — В кн.: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 181–183.
- Городницкий А.М., Сорохтин О.Г.* Карта расчетных значений теплового потока через дно океана. — В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1981, с. 122–128.
- Городницкий А.М., Сузюмов А.Е., Хуторской М.Д.* Мощность океанической литосферы в северо-западной части Тихого океана по данным геомагнитных и геотермических исследований. — Докл. АН СССР, 1979г, т. 248, № 3, с. 677–681.
- Городницкий А.М., Сузюмов А.Е.* Новые данные о структуре аномального магнитного поля разлома Меррей. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1980, вып. 5, с. 20–25.
- Городницкий А.М., Ушаков С.А.* Геофизическое изучение подводных вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 179–187.
- Гравитационное поле и рельеф дна океана/Под ред. Ушакова С.А. Л.: Недра, 1979. 295 с.
- Гребер Г., Эрк С., Григуаль У.* Основы учения о теплообмене. М.: 1958. 566 с.
- Григорьев С.В., Городницкий А.М.* Тектоника Азоро-Гибралтарской зоны и ее отражение в структуре магнитно-

- го поля. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 113—115.
- Грин Д.Х.* Состав базальтовых лав как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242—258.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, 334 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 427—433.
- Гринберг В.М., Городницкий А.М.* Геофизические исследования в буксируемых системах в ледовитых морях Советской Арктики. — Океанология, 1974, т. 14, № 6, с. 67—69.
- Деменицкая Р.М.* Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге. — Сов. геология, 1958, № 8, с. 54—58.
- Деменицкая Р.М.* Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л.: Гостоптехиздат, 1961, 161 с.
- Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975, 254 с.
- Деменицкая Р.М., Городницкий А.М., Гуревич Н.И.* и др. Магнитное поле подводных гор. — Геомагнетизм и аэрономия, 1967, № 5, с. 68—74.
- Дмитриев Л.В.* Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973, с. 52—59.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Фарафонов М.М.* Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2, с. 444—446.
- Донец Е.Г., Литвинов Э.М., Шкитин А.И.* Исследование магнитных характеристик подводных гор Северо-Западной Атлантики в связи с их генезисом. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1975, вып. 2, с. 3—12.
- Зейгельман М.С.* Методическое руководство и сборник программ для решения прямых задач магниторазведки. Киев: Наук. думка, 1972, 121 с.
- Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Савостин Л.А.* и др. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1331—1335.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 35—41.
- Зоненшайн Л.П., Савостин А.А.* Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979, 310 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Поздне-меловая реконструкция литосферных плит Земли. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 3, с. 477—484.
- Йодер Г.С.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979, 237 с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 267 с.
- Каминский В.Д., Симовский И.С.* Определение векторов намагничивания группы аномалеобразующих тел по их совокупному магнитному полю. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1976, вып. 11, с. 149—154.
- Канаев В.Ф., Турко Н.Н.* Морфология и вулканизм дна Индийского океана. — В кн.: Геоморфология Мирового океана. М.: Наука, 1974, с. 63—97.
- Каракин А.В., Лобковский Л.И., Мясников В.П.* О влиянии конвекции в насыщенной пористой среде на ход геотермического градиента в верхних слоях коры. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 5, с. 1220—1223.
- Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит. — В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974, вып. 4А, с. 23—31.
- Карасик А.М., Десимон А.И., Позднякова Р.А.* и др. Палеомагнитные аномалии Мирового океана. — В кн.: Аномалии геомагнитного поля и строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1981, с. 48—52.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964, 243 с.
- Кларк С.П., мл., Питерман З.Е., Хейер К.С.* Распространение урана, тория и калия. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 272—273.
- Кнюлов Л.* Поверхностные волны и их использование в обратных задачах. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 214—232.

- Коган М.Г. Гравитационное поле океанических глыбовых хребтов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 11, с. 1—15.
- Колежук И.В., Сырский В.Н., Греку Р.Х. Основные черты строения зоны разлома Вернадского на 7—8° с.ш. в Атлантическом океане. — В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Киев: МГИ АН УССР, 1975, с. 31—36.
- Колобакин В.В., Лапина М.И. Обзор способов решения прямой задачи магнитной разведки. М.: Наука, 1960. 112 с.
- Корякин Е.Д., Колежук И.В. Глубинное строение периферической части разлома Атлантик по гравиметрическим данным. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1981, вып. 4, с. 8—14.
- Корытникова Н.Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР. Геофизика и география, 1943, № 3, с. 44—47.
- Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 331—336.
- Кошляков Н.А., Глешер С.П., Смирнов В.И. Уравнения в частных производных. М.: Наука, 1967. 214 с.
- Красс М.С. Возможные причины опускания гайотов. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 139—152.
- Ларина Н.И. Горы Тихого океана. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 89—95.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозойе с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИОАН СССР, 1977, с. 137—169.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Медведев В.С. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 6, с. 1022—1028.
- Ле Пишон К., Франшио Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 368 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах, количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 432 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 28—41.
- Литвин В.М., Руденко М.В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 944—947.
- Лобковский Л.И. Квазиупругий изгиб океанической плиты перед зоной поддвига. — В кн.: Тектоника литосферных плит: (Динамика зоны поддвига). М.: ИОАН СССР, 1976, с. 53—89.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Характер конвективных движений в среде с фазовыми переходами и их связь с гравитационными аномалиями. — В кн.: Океанология: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 108—119.
- Лукашевич И.П. Зависимость мощности океанической литосферы от физических характеристик верхней мантии. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 3, с. 425—429.
- Лукашевич И.П., Приставка Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984, № 2, с. 103—107.
- Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР: Состояние наблюдений и теория интерпретации двумерных неоднородностей. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 375 с.
- Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М.: Наука, 1968. 264 с.
- Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 310—326.
- Матвеев В.В. Магматические породы подводной горы Центрально-Тихоокеанского поднятия. — Океанология, 1974, вып. 6, с. 1029—1033.
- Менард Г. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.
- Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г. О структуре Красноморского рифта. — Докл. АН СССР, 1980а, т. 254, № 5, с. 364—369.

- Монин А.С., Мирлин Е.Г.* Океанологическая экспедиция на Байкале. — В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования на озере Байкал. М.: ИОАН СССР, 1979, с. 5–22.
- Монин А.С., Плахин Е.А., Стужас П.А.* О расщеплении горячих рассолов впадины Атлантик II. — Докл. АН СССР, 1980б, т. 254, № 2, с. 338–341.
- Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. — В кн.: Новая глобальная тектоника: (Тектоника плит). М.: Мир, 1974, с. 68–93.
- Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С.* Вулканогенно-обломочные породы Тихого океана. — В кн.: Геология и геофизика моря. М.: Наука, 1969, с. 32–45.
- Мэтьюз Д.Х.* Измененные базальты банки Сваллоу. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103–124.
- Непрочнов Ю.П., Живаго А.В., Кашинцев Г.А., Городницкий А.М.* Геофизические результаты 21-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" и 24-го рейса нис "Академик Курчатов" в Тихом океане. — В кн.: XIV Тихоокеан. науч. конгр.: Тез. докл. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 44.
- Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е.* Мощност и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. — В кн.: Геофизика океана, т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979б, с. 206–233.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.* — В кн.: Магматизм и условия формирования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975, с. 162.
- Печерский Д.М., Золотарев Б.П., Тихонов Л.В.* Магнетизм базальтов Атлантики. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 12, с. 18–24.
- Печерский Д.М., Мирлин Е.Г.* Намагниченность горных пород магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 5, с. 43–56.
- Печерский Д.М., Назарова Е.А.* Термомагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана (30 и 40° с.ш.). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7, с. 30–36.
- Подводные горы: (Проблемы геофизического изучения) / Деменицкая Р.М., Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М. Л.: Недра, 1978. 162 с.
- Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д.* Геотермическое поле трансформных разломов. — В кн.: Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984, с. 78–87.
- Рингвуд А.Е.* Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7–27.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рудник Г.Б., Матвеевков В.В.* Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан). — Океанология, 1978, т. 18, вып. 3, с. 489–495.
- Савостин Л.А., Волокитина Л.П., Зоненшайн Л.П.* и др. Палеобатиметрия Тихого океана в позднем мелу. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 5, с. 871–881.
- Симовский И.С., Каминский В.Д.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий вертикальных тел вращения (прямая задача). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1975, вып. 10, с. 82–86.
- Смирнов Я.Б.* Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 62–67.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980а, т. 2, № 1, с. 16–30.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценка глубинных температур и мощность литосферы. — Вулканология и сейсмология, 1980б, т. 3, № 2, с. 25–29.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 190 с.
- Снежко А.А.* Типовая программа для ЦВМ "Минск-2": Решение прямой задачи магниторазведки (общий случай). Л.: НИИГА, 1968. 71 с.
- Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных

- плит. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 6, с. 431—433.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 181 с.
- Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий. — В кн.: Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976, с. 35—41.
- Сорохтин О.Г., Городницкий А.М.* Океанический рифтогенез и подводный вулканизм. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 83—88.
- Сорохтин О.Г., Городницкий А.М.* Происхождение плосковершинных подводных гор-гайотов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 317—321.
- Сузюмов А.Е.* Проблемы геодинамики Тихого океана. — В кн.: Магнитные аномалии и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981, с. 197—210.
- Сузюмов А.Е., Мирлин Е.Г., Фингер Д.Л., Городницкий А.М.* Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан). — Докл. АН СССР, 1975, т. 233, № 4, с. 415—418.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнения математической физики. М.: Наука, 1972. 206 с.
- Тулин В.А.* и др. Атлас океанических гравиметрических профилей. М.: ВИНТИ, № 1701—74. Деп., 1974.
- Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
- Ушаков С.А.* Динамика земной коры в зонах перехода от материков к океанам Атлантического типа. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 1, с. 91—94.
- Ушаков С.А.* Строение и развитие Земли. М.: ВИНТИ, 1974. 265 с. (Физика Земли; Т. 1).
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И.* Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли. М.: ВИНТИ, 1978. 272 с. (Итоги науки и техники).
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Городницкий А.М.* Условия срыва подводных гор при их затягивании под островные дуги. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1977, вып. 2, с. 123—128.
- Ушаков С.А., Красс М.С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 132 с.
- Ушаков С.А., Федьинский В.В.* Рифтогенез как механизм регулирования теплопотерь Земли. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 215—217.
- Федорова Т.П.* Расчет гравитационного поля над моделью срединно-океанического хребта. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1980, вып. 1, с. 7—12.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашицев Г.Л.* Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород. — В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 69—88.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 10—39.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность. — В кн.: Справ. физических констант горных пород/Под ред. Кларка С. М.: Мир, 1969, с. 211—273.
- Храмов А.Н., Шолло Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
- Хуторской М.Д.* Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 76 с.
- Шепард Ф.П.* Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
- Шиловский П.П.* Интерпретация электромагнитных зондирований верхней мантии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 18 с.
- Энгель А.Е., Энгель С.Дж.* Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968, с. 97—109.
- Юинг Д.* Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 174—180.
- Ade-Hall J.M.* The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1964, vol. 9, N 1, p. 85—95.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosion at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longhot. — In: Experimental geophysics of the Pacific Ocean basin. Tokyo, 1978, p. 24—29. (Monogr.; N 19).
- Baker B.H., Miller J.A.* Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea. — Nature, 1963, vol. 199, N 4891, p. 346—348.
- Beblo M., Bjornsson A.* Magnetotelluric

- investigations of the lower crust and upper mantle beneath Iceland. — *J. Geophys.*, 1978, vol. 45, N 391, p. 1-16.
- Bonatti E., Harrison C.G.A., Fischer D.E.* et al. Easter volcanic chain (Southeast Pacific) a mantle hot line. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 17, p. 2457-2478.
- Bryan E.H., jun.* Check list of atolls. — *Pacif. Sci. Board Atoll Res. Bull.*, 1953, N 19, p. 1-38.
- Burton P.W., Bennel I.D.*  $Q^{-1}$  and lithospheric thickness. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 30, N 151, p. 35-43.
- Chave K.E., Smith S.V., Roy K.J.* Calcium carbonate production by coral reefs. — *Mar. Geol.*, 1972, vol. 12, N 2, p. 123-140.
- Cloud P.E., jun.* Nature and origin of atolls. — *Proc. 7-th Pacif. sci. congr.*, 1958, vol. 3A, p. 1009-1024.
- Cochran J.* Gravity and magnetic investigations in the Guiana basin: Western equatorial Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 3249.
- Cochran J.R., Talwani M.* Free air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to the residual elevation. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, N 50, p. 495-552.
- Cochran J.R., Talwani M.* Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B10, p. 4907-4924.
- Collette B.J., Shouten H., Rutten K., Slotwed A.P.* Structure of the Mid-Atlantic ridge province between 120 and 18°N. — *Mar. Geophys. Res.*, 1974, vol. 2, N 2, p. 143-179.
- Corliss S.B., Dymond S., Goldon L.J.* et al. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. — *Science*, 1979, vol. 203, N 4385, p. 75-83.
- Cox A.* A new method for obtaining poles from heterogeneous paleomagnetic data from oceanic plates. — *EOS*, 1974, vol. 56, N 110, p. 19-28.
- Dan N., Ludwig W., Murauchi S.* et al. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific basin. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 6, p. 1421-1434.
- Darwin Ch.* The structure and distribution of coral reefs/Ed. Smith, Elder. 1842, 214 p.; Repr., Berkeley; Los Angeles: Univ. Cal. press, 1962.
- Duba A.G., Heard H.C., Schock R.N.* Electrical conductivity of olivine at high pressure and under controlled oxygen fugacity. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 8, p. 1667-1673.
- Eaton J.P.* Crustal structure and volcanism in Hawaii: The crust of Pacific basin. — *Geophys. Monogr.*, 1962, N 6, p. 65-73.
- Engel C.G., Engel A.E.J.* Basalts dredged from the north-eastern Pacific Ocean. — *Science*, 1963, vol. 140, N 3579, p. 1321-1324.
- Evans J.R., Sacks I.S.* Deep structure of the Iceland Plateau. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B12, p. 6859-6866.
- Filloux I.H.* Ocean floor magnetotelluric sounding over the North Central Pacific. — *Nature*, 1977, vol. 269, N 5626, p. 297-301.
- Filloux I.H.* Magnetotelluric soundings over the North-East Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of the asthenosphere. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 46, p. 244-252.
- Fisher R.L., Johnson G.L., Heezen B.C.* Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, vol. 78, N 10, p. 1247-1266.
- Fleming H.S., Cherkis N.Z.* The Gibbs fracture zone: A double fracture zone at 52°39'N in the Atlantic Ocean. — *Mar. Geophys. Res.*, 1970, vol. 1, N 37, p. 45-52.
- Forsyth D.W.* The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. — In: *Abstr. pap. present. IAPSO sponsored symp. Grenoble*, 1975, p. 63.
- Forsyth D.W.* The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, N 89, p. 95-99.
- Francheteau J., Harrison C.G.A., Sclater J.G.* et al. Magnetization of Pacific Seamounts: A preliminary polar curve for the Northeastern Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 15, N 11, p. 2035-2061.
- Gordon R.G., Cox A.* Calculating paleomagnetic poles for oceanic plates. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1980, vol. 63, p. 619-640.
- Green D.H., Ringwood A.E.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 3, N 2, p. 316-321.
- Grossling B.F.* Seamount magnetism. —

- In: The sea. N.Y.: Wiley, 1970, vol. 4, pt 1, p. 129-156.
- Haigh B.I.R.* North Atlantic oceanic topography and lateral variations in the upper mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, vol. 36, N 1, p. 118-125.
- Harrison C.G.A.* Magnetization of Atlantic seamounts. — *Bull. Mar. Sci.*, 1970, N 20, p. 560-574.
- Harrison C.G.A.* A seamount with a non-magnetic top. — *Geophysics*, 1971, vol. 36, N 2, p. 348-357.
- Harrison C.G.A., Jarrard R.D., Vacquir V., Larson R.L.* Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1975, vol. 42, N 3, p. 859-882.
- Hayes D.E., Pimm A.C., Beckmann J.P.* Deep-Sea drilling project, Leg. 14. — *Geotimes*, 1971, vol. 16, N 2, p. 14-17.
- Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M.* The Vema fracture zone equatorial Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 4, p. 733-739.
- Hertzler I.R., Dickson G.O., Herron E.M.* et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 6, p. 315-319.
- Hertzler J.R., Hadly M.L.* Magnetic anomaly over Vema seamount. — *Nature*, 1966, vol. 212, N 5065, p. 912-913.
- Helsley C.E., Steiner M.* Evidence for long periods of normal magnetic polarity in the cretaceous period. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 5, N 325, p. 190-196.
- Hermance J.F., Garland G.D.* Deep electrical structure under Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 3797, p. 281-292.
- Hermance J.F., Grillot L.R.* Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from southwest Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 6, p. 119-127.
- Herzen R. von, Lee W.* Heat flow in oceanic regions. — In: *The Earth's crust and upper mantle*. 1969, p. 67-82. (*Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*; N 13).
- Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. — *Am. J. Sci.*, 1967, vol. 265, p. 519-538.
- Hetenly M.* Beams on elastic foundation. Univ. Mich. press; Oxford Univ. press, 1946. 225 p.
- Hilde T., Isezaki N., Wageman J.M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. — In: *The geophysics of the Pacific basin and its margin*. Wash., 1976, p. 214-229. (*Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*; N 19).
- Hilde T., Uyeda S., Kroenke I.* Evolution of the Western Pacific and its margin. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, N 1/2, p. 145-165.
- Jackson E.D., Wright T.L.* Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, N 2, p. 405-430.
- Kanamori H., Abe K.* Deep structure of island arcs as revealed by surface waves. — *Bull. Earth Res. Inst.*, 1968, vol. 46, p. 211-223.
- Kausel E.G., Leeds A.R., Knopoff L.* Variations of Rayleigh wave velocities across the Pacific Ocean. — *Science*, 1974, vol. 186, N 139, p. 410-413.
- Kay R.W., Gast P.W.* The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 6, p. 72-81.
- Kinoshita W.T.* A gravity survey of the Island of Hawaii. — *Pacif. Sci.*, 1965, vol. 19, p. 339-340.
- Knopoff L., Schule J.M., Schwab P.A.* Phase velocities of the Rayleigh waves across the East Pacific rise. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, N 1/3, p. 114-118.
- Koyanagi R.Y., Endo E.T.* Hawaiian seismic events during 1969. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1971, N 750-C, p. 312-317.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S.* Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 18, p. 418-426.
- Le Brecque J.L., Kent D.V., Cande S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. — *Geology*, 1977, vol. 5, N 6, p. 330-335.
- Lambeck K.* Gravity anomalies over ocean ridges. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, vol. 30, N 1, p. 37-54.
- Larson R.L., Chase C.G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 12, p. 3627-3644.
- Larson R.L., Pitman W.* World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies, and its implications. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 12, p. 3645-3653.

- Lee W.H.K., Uyeda S.* Review of heat flow data. — In: *Terrestrial heat flow*. Wash., 1965, p. 68–94. (Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union; N 8).
- Leeds A.R., Knopoff L., Kausel E.G.* Variations of the upper mantle structure under the Pacific Ocean. — *Science*, 1974, vol. 186, N 4159, p. 141–143.
- Matthews D.H., Heesen B.C., Catalano E.* et al. Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese Guyots. — *Science*, 1974, vol. 184, N 4135, p. 462–464.
- Menard H.W.* Growth drifting volcanoes. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 20, p. 4827–4837.
- Menard H.W., Attwater T.* Changes in direction of seafloor spreading. — *Nature*, 1968, vol. 219, N 5153, p. 463–467.
- Molnar R., Attwater T., Mammerrickx J.* Magnetic anomalies, bathymetry and the tectonic evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1975, vol. 40, N 3, p. 142–151.
- Morgan W.J.* Plate motion and deep mantle convection. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1971, vol. 132, p. 303–312.
- Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 197–205.
- Nayudu U.R.* Origin of seamount terraces and guyots, as suggested by the petrographic evidence, from Cobb and Bowie Seamounts: 10th Pacif. sci. Congr. abstr. Honolulu, Hawaii, 1961. 382 p.
- Northrop I., Fresch R.A., Frassetto R.* Bermuda-New England seamount arc. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 5, p. 47–52.
- Nutti O.W., Bolt B.A.* P-wave residuals as a function of azimuth. 2. Undulations of the mantle low velocity layer an explanation. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, p. 6594–6508.
- O'Hara M.J.* Primary magmas at the origin of basalts. — *Scott. J. Geol.*, 1965, vol. 1, p. 19–40.
- Oldenburg B.W.* Conductivity structures of oceanic upper mantle beneath the Pacific Plate. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1981, vol. 65, N 4, p. 359–394.
- Ostenso N.A.* Geophysical studies in the Greenland Sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, N 1, p. 48–59.
- Ozima M., Honda M., Saito K.* Ar<sup>40</sup>–Ar<sup>39</sup> ages of gyots in the Western Pacific and discussion of their evolution. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, vol. 51, N 2, p. 475–485.
- Parker D.R., Oldenburg D.W.* Thermal model of oceanic ridges. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 242, N 137, p. 115–124.
- Parsons B., Sclater I.C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 5, p. 803–897.
- Pavlenkova N.I., Sverev S.M.* Seismic model of Iceland's crust. — *S.-Dr. Geol. Rdsh.*, 1981, Bd. 70, S. 110–121.
- Pierce I.W.* Assessing the reliability of DSDP paleolatitudes. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 362–321.
- Pitman W.C., Hayes J.D.* Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression. — *Geol. Soc. Amer. Abstr.*, 1973, vol. 5, N 7, p. 118–124.
- Pitman W.C., III, Larson R.L., Herron E.M.* Magnetic lineations of the oceans (map). Columbia Univ. Lamont-Doherty Geol. Observ., 1974.
- Pitman W.C., Talwani M.* Sea floor spreading in the North Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 3, p. 405–419.
- Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, p. 279–296.
- Raitt R.W.* Seismic refraction studies of Bikini and Kwajalein atolls. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1954, N 26-K, p. 507–527.
- Richards M.L., Vacquier V., Van Voorhis G.D.* Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. — *Geophysics*, 1967, vol. 32, N 4, p. 678–707.
- Rikitake T.* The undulation of an electrically conducting layer beneath the Islands of Japan. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 25, p. 132–144.
- Ringwood A.E.* Composition and evolution of the upper mantle. — In: *The Earth's crust and upper mantle*. 1969, p. 1–17. (Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union; N 13).
- Robertson E.I.* Gravity effects of volcanic islands. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1967, vol. 10, N 6, p. 1466–1482.
- Saito Y.* The seamounts. — *J. Oceanogr.*

- Soc. Jap., 1962, 20th anniv., vol. 3, p. 32-54.
- Sato T., Mogi A. Guyots found from the Marshall and East Caroline Ridges. - J. Oceanogr. Soc. Jap., 1965, vol. 21, N 4, p. 139-147.
- Slater J.G., Crowe J. A neat flow survey at anomaly 13 on the Reykjanes ridge: A critical test of the relation between heat flow and age. - J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N 134, p. 1593-1602.
- Slater J.G., Crowe J., Anderson R.N. On the reliability of oceanic heat flow overages. - J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 17, p. 2997-3006.
- Slater J.G., Francheteau J. The implications of the terrestrial heat-flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 20, N 5, p. 509-542.
- Slater J.G., Klitgord K.D. A detailed heat flow, topographic and magnetic survey across the Galapagos spreading center at 86°W. - J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 29, p. 97-105.
- Slater J.G., Lawver L.A., Parsons B. Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate. - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 8, p. 1031-1052.
- Shimamura H. Plate thickness in the Kurile-Kamchatska region and earthquake distribution within the plate. - Abstr. Meet. Seismol. Soc. Jap., 1973, vol. 1, N 118, p. 65.
- Show H.R., Jackson E.D. Linear island chains in the Pacific result of thermal plumes or gravitational anchors? - J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 35, p. 8634-8652.
- Smith P.I. Oceanic lithosphere thickness with age. - Nature, 1975, vol. 253, N 91.
- Spies F.N., Macdonald K.C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. - Science, 1980, vol. 207, N 4438, p. 115-128.
- Stocker R.Z., Gordon R.B. Velocity and internal friction in partial melts. - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 4828, p. 306-315.
- Talwani M. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. - Geophysics, 1965, vol. 30, N 5, p. 794-817.
- Talwani M., Eldholm O. Boundary between continental and ocean crust at the margin of rigid continents. - Nature, 1973, vol. 230, N 5288, p. 573-579.
- Turcotte D.I. Membrane tectonics. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 36, p. 33-42.
- Turcotte D.I., Oxburgh E.R. Mid-plate tectonics. - Nature, 1973, vol. 244, N 5415, p. 337-339.
- Uchupi E., Phillips J.D., Prada K.E. Origin and structure of the New England seamount chain. - Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, N 3, p. 483-494.
- Vacquier V. A machine method for computing the magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey. - In: Proc. Benedum Earth magnetism symp. 1962, p. 123.
- Van Andel T.H., Herzen R.P. von, Phillips I.D. Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates. - Mar. Geophys. Res., 1971, vol. 13, p. 261-283.
- Vogt P.R. Volcano height and plate thickness. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 23, N 337, p. 62-75.
- Vogt P.R., Anderson C.H., Bracey D.R. Mesozoic magnetic anomalies sea floor spreading and geomagnetic reversal in the Southwestern North Atlantic. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 20, p. 315-322.
- Waff H.S. Theoretical consideration of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry. - J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 6, p. 4003-4010.
- Watts A.B., Cochran I.R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere: A three-dimensional study of the Great Meteor seamount, Northeast Atlantic. - J. Geophys. Res., 1974, vol. 80, N 3, p. 1391-1398.
- Watts A.B., Cochran I.R., Selzer G. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian: Emperor seamount chain. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 38, N 1, p. 119-141.
- Weidner D.J. Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic Ocean. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 36, N 1, p. 19-26.
- Wilson J.T. Pattern of uplifted islands in the main Pacific Ocean basins. - Science, 1963, vol. 139, N 3555, p. 592-594.
- Winterer E.L. Anomalies in the tectonic

- evolution of the Pacific. — In: The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash., 1976, p. 912–935. (Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union; N 19).
- Wiseman J.D.H., Hall G.P.D.* Two recently discovered features on the floor of the Indian Ocean: Andrew Tablemount and David Seeknoll. — *Deep-Sea Res.*, 1956, vol. 3, N 4, p. 262–265.
- Woodward D.J.* Gravity and magnetic anomalies over the under water Hunter Guyot Tasman Sea. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1964, vol. 7, N 3, p. 117–125.
- Yokoyama I.* Gravity survey on the Aira caldera, Kyushu, Japan. — *Nature*, 1961, vol. 191, N 4792, p. 966–967.
- Yokoyama I., Tajima H.* Gravity survey on the Kuttayara caldera by means of a Worden gravimeter. — *Nature*, 1969, vol. 183, N 4663, p. 739–740.
- Yoshii T.* Upper mantle structure beneath the North Pacific and the marginal seas. — *J. Phys. Earth*, 1973, vol. 21, p. 313–328.
- Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, N 3, p. 305–312.
- Zonenschain L.P., Kogan L.I., Savostin L.A.* et al. Tectonics, crustal structure and evolution of the Galapagos Triple Junction. — *Mar. Geol.*, 1980, vol. 37, p. 209–230.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Часть I</b>	
<b>МОЩНОСТЬ И СТРОЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ . . . . .</b>	<b>6</b>
<i>Глава 1. Связь мощности и строения океанской литосферы с ее основными геофизическими характеристиками . . . . .</i>	
1.1. Модель океанской литосферы и ее основные геофизические характеристики. Связь мощности литосферы с ее возрастом . . . . .	6
1.2. Рельеф океанского дна и его связь с мощностью и строением литосферы. . . . .	15
1.3. Аномалии силы тяжести и их связь с мощностью и строением литосферы . . . . .	18
1.4. Тепловой поток через дно океана и его связь с мощностью и строением литосферы . . . . .	27
1.5. Определение мощности океанской литосферы по комплексу геолого-геоморфологических и геофизических данных . . . . .	40
<i>Глава 2. Мощность океанской литосферы по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным . . . . .</i>	
2.1. Карты расчетной мощности океанской литосферы . . . . .	44
2.2. Мощность литосферы Атлантического океана . . . . .	47
2.3. Мощность литосферы Тихого океана . . . . .	50
2.4. Мощность литосферы Индийского и Северного Ледовитого океанов . . . . .	56
2.5. Особенности строения литосферы в зонах трансформных разломов . . . . .	58
2.6. Карты палеомощности океанской литосферы . . . . .	73
<b>Часть II</b>	
<b>ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ И ОСТРОВА, ИХ СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ И ДВИЖЕНИЕМ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ . . . . .</b>	<b>78</b>
<i>Глава 3. Вулканические подводные горы и острова, их связь с мощностью океанской литосферы . . . . .</i>	
3.1. Геолого-геоморфологическая характеристика вулканических подводных гор и островов . . . . .	78
3.2. Гравитационное поле подводных гор . . . . .	85
3.3. Магнитное поле подводных гор . . . . .	90
3.4. Образование вулканических подводных гор и островов и их связь с мощностью океанской литосферы . . . . .	94
3.5. Формирование цепочек вулканических гор на океанской литосфере . . . . .	110

<b>Глава 4. Движение океанской литосферы и поствулканическая эволюция подводных гор . . . . .</b>	<b>114</b>
4.1. Палеомагнитное изучение подводных гор . . . . .	114
4.2. Палеомагнетизм подводных гор и движение плит . . . . .	120
4.3. Движение океанской литосферы и формирование атоллов и гайотов . . . . .	135
4.4. О причинах образования гайотов в позднем мелу . . . . .	142
4.5. Срыв вулканических подводных гор при их затягивании под островные дуги . . . . .	147
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>151</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>153</b>

Александр Моисеевич Городницкий

**СТРОЕНИЕ  
ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ  
И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР**

*Утверждено к печати  
Институтом океанологии  
им. П.П. Ширшова АН СССР*

Редактор *Н.А. Шишкина*  
Редактор издательства *Е.К. Паламарчук*  
Художник *Д.А. Шапов*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*  
Корректор *В.Н. Пчелкина*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29322

Подписано к печати 06.05.85. Т — 10715  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 10,5 + 0,2 вкл. Усл.кр.отт. 10,9  
Уч.-изд.л. 12,8. Тираж 600 экз. Тип. зак. 252  
Цена 1р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

готовится к печати книга:

Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны. 16 л. 2 р. 40 к.

На основе статистического анализа измерений температуры и течений на буйковых станциях проведено исследование внутренних гравитационных волн различных масштабов. Показана преобладающая роль внутренних приливных волн над колебаниями других диапазонов частот. Изучена вертикальная и горизонтальная изменчивость спектров колебаний и когерентности. Рассмотрена модуляция приливных волн по амплитуде. Исследована нестационарность инерционных колебаний.

Книга рассчитана на океанологов и гидрофизиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97	630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13	620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
374001 Душанбе, проспект Ленина, 95	700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
252030 Киев, ул. Ленина, 42	450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2	720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7	310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12	

1 р. 90 к.

4351

