

В. В. Орленок

ГЛОБАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
И ОКЕАНИЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ



Калининград  
2010

УДК 550.3; 551.24  
ББК 26.2  
О 661

*Рецензенты:*

*В. А. Соловьев*, д-р геол.-минерал. наук, профессор,  
геологический факультет Кубанского государственного университета;  
*К. Н. Дьяконов*, чл.-корр. Российской академии наук,  
географический факультет Московского государственного университета  
им. М. В. Ломоносова

*Научный редактор:*

*Н. А. Шило*, акад. Российской академии наук

**Орленок В. В.**

О 661 Глобальный вулканизм и океанизация Земли и планет: монография /  
науч. ред. Н. А. Шило. — Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта,  
2010. — 196 с.  
ISBN 978-5-9971-0022-3

В монографии получили дальнейшее развитие научные разработки автора по проблемам теории Земли и планет, происхождения и эволюции Мирового океана, структуры земной коры. Представлены многочисленные расчеты эндогенных поступлений и фотолитических потерь гидросферы и вулканогенного материала на различных этапах геологической истории. Исследованы начальная (катархейская) и новейшая (кайнозойская) эпохи глобального вулканизма и их роль в формировании сиалического фундамента и океанизации Земли. Рассчитаны объемы и массы вулканогенного материала и воды, вынесенных при этом на земную поверхность. С помощью разработанного автором аппарата фотолитиза проведена оценка режима гидросферы докембрия и фанерозоя. Найдена зависимость длительности существования морских и океанических бассейнов от их площади, объемов воды и состояния Солнца. Показано, что наша планета никогда не обладала необходимыми ресурсами для формирования и длительного (сотни миллионов лет) удержания глубоководного Мирового океана. Установлены прогрессивное сокращение радиуса Земли и планет, а с ними изменение и других параметров — объема, площади поверхности, массы и средней плотности — за  $4,5 \cdot 10^9$  лет. Исследованы особенности раннего вулканизма и режима гидросферы на поверхности планет земной группы, планет-гигантов и их больших спутников.

Предназначена для специалистов в области наук о Земле, студентов и аспирантов географических и геологических специальностей.

**Внимание!** Заявки на данную книгу присылайте по адресу:  
[VOrlenok@kantiana.ru](mailto:VOrlenok@kantiana.ru)

УДК 550.3; 551.24  
ББК 26.2

ISBN 978-5-9971-0022-3

© Орленок В. В., 2010  
© Издательство РГУ  
им. И. Канта, 2010

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предисловие</b> .....	9
<b>Введение</b> .....	11
<b>Благодарности</b> .....	14
<b>Системные и внесистемные единицы физических величин, использованные в книге</b> .....	15
<b>Глава I. Современная структура и динамика дна океана</b> .....	17
§ 1. Рельеф дна океана, сейсмоструктура и вулканизм .....	17
§ 2. Современные представления о природе океана .....	24
<b>Глава II. Геологическая история позднемезозойских морей</b> .....	30
§ 1. Распространение докембрийских гранитно-метаморфических пород в океанических областях .....	30
§ 2. Палеогеография морских бассейнов в позднем фанерозое ....	39
§ 3. Палеогеография кайнозойского океана .....	47
<b>Глава III. Кайнозойский глобальный вулканизм и океанизация Земли</b> .....	52
§ 1. Свидетельства грандиозных опусканий океанского дна .....	52
§ 2. Определение скорости опускания дна океана.....	56
§ 3. Количественные определения эндогенной воды, поступившей на поверхность Земли в последние $70 \cdot 10^6$ лет .....	58
§ 4. Определение фотолитических потерь гидросферы .....	63
§ 5. Режим гидросферы фанерозоя из оценки ее фотолитической диссипации .....	64
§ 6. Новое уравнение водного баланса .....	67
<b>Глава IV. Причины океанизации Земли</b> .....	69
§ 1. Процесс дегидратации и десерпентинизации земной коры ...	69
§ 2. Причины кайнозойского глобального вулканизма.....	71
§ 3. Тепловой и водный баланс процесса океанизации.....	74

§ 4. Роль эндогенных поступлений воды в изменении уровня океана за последние 140 лет .....	75
<b>Глава V. Будущее земных океанов.....</b>	<b>85</b>
§ 1. Расчет содержания воды на Земле .....	85
§ 2. Почему невозможно существование океана в протерозое?....	87
§ 3. Как долго просуществует современный океан? .....	90
<b>Глава VI. Катархейский глобальный вулканизм и формирование сиалического комплекса земной коры .....</b>	<b>92</b>
§ 1. Догеологическое состояние Земли.....	92
§ 2. Состояние и эволюция Солнца.....	96
§ 3. Сокращение радиуса и определение теплотерь Земли и планет.....	106
§ 4. Начальный глобальный вулканизм .....	116
§ 5. Роль короткоживущих изотопов в инициации начального вулканизма.....	126
§ 6. Этап ослабления вулканизма в докембрии .....	128
<b>Глава VII. Начальный вулканизм и вода на других планетах .....</b>	<b>134</b>
§ 1. Геологические аспекты анализа проблемы .....	134
§ 2. Планеты земной группы.....	139
§ 3. Планеты-гиганты .....	159
§ 4. Титан, Тритон и Галилеевы спутники Юпитера.....	172
<b>Заключение .....</b>	<b>178</b>
<b>Библиография .....</b>	<b>192</b>

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Новая монография «Глобальный вулканизм и океанизация Земли и планет» известного российского геолога, профессора В. В. Орленка — исследователя широкого профиля, автора многочисленных работ по теории Земли и планет, истории, геофизики и геоэкологии Мирового океана — встречена научной общественностью как значительный вклад в естествознание\*. Основное внимание в ней сосредоточено на исследовании малоизученных проблем раннего (катархейского) и новейшего (кайнозойского) вулканизма, в результате которых был создан гранитно-метаморфический комплекс фундамента будущих платформ и сформировался глубоководный Мировой океан.

Общепланетарный характер начального вулканизма обусловлен, по мнению автора, единым энергетическим источником, в качестве которого могли выступать только короткоживущие радионуклиды типа  $^{235}\text{U}$ . Лавина этих элементов накрыла пылегазовую туманность в финале аккреции планет и Солнца после взрыва молодой сверхновой звезды, обогатив радионуклидами их приповерхностные слои. Продолжительность распада этих нуклидов составляет  $10^6$ — $10^8$  лет, что полностью совпадает с возрастом и длительностью начального вулканизма на Земле и Луне.

Оригинальными расчетами сокращения радиуса Земли В. В. Орленок доказывает, что преобладающий возраст поверхности фундамента не превышает 4 млрд лет, т. е. длительность начального вулканизма действительно составляла 400 млн лет.

Функциональная связь между объемом начального вулканизма и параметрами планет позволила ему рассчитать объем и массу вулканитов и воды для каждой планеты. Наличие определенной зависимости внутреннего строения Земли и Луны от их астрономических параметров дало возможность получить простые соотношения для расчета радиуса внутренних оболочек всех планет и Солнца — для его начальной (дозвездной) стадии.

В книге представлены доказательства первичности металлических ядер планет, сыгравших роль центров конденсации окружавших их пылегазовых скоплений. После взрыва сверхновой (далеко проэволюционировавшей звезды), положившего начало формирования Солнечной системы, лавина долгоживущих элементов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ , пройдя сквозь разреженную часть туманности, неизбежно конденсировалась в ее сгущениях вокруг металлических ядер. При этом их масса возрастала пропорционально объему ядра. Поскольку период полураспада этих нуклидов 4,5 млрд лет и более (кроме  $^{40}\text{K}$ ), то максимум их теплоотдачи приходится только на конец мезозоя. Избытки летучих и тепла от термохимических реакций на границе ядра и мантии уже с середины фанерозоя стали диффундировать к периферии планеты, формируя астеносферу под секторами будущих океанов. Именно она стала источником второй эпохи глобального вулканизма и океанизации Земли в кайнозое.

---

\* Монография В. В. Орленка «Глобальный вулканизм и океанизация Земли» вышла в свет в Издательстве РГУ им. И. Канта в 2008 г.

Впервые доказано, что в результате начального вулканизма на всех планетах земной группы возникли предпосылки для образования обширного мелководного океана, который просуществовал почти 400 млн лет, а затем, как полагает автор, исчез после выхода Солнца на звездную стадию развития (около 4 млрд лет назад). С этого времени эволюции Земли и планет пошли разными путями. На планетах земной группы после интенсивной метеоритной бомбардировки вулканизм прекратился навсегда. На Земле он в ослабленном режиме продолжался еще почти 3,9 млрд лет и активизировался снова лишь в конце мезозоя.

Во вторую эпоху глобального вулканизма, выделенного автором, образовался Мировой океан, что сопровождалось погружением на глубину более 8 км 2/3 поверхности суши в разуплотненное по мере дегазации и вулканизма пространство астеносферы. Одновременно с этим в результате десерпентинизации и дегидратации низов коры происходил вынос эндогенной воды, заполнившей океанические впадины.

Автором разработана принципиально новая теория океанизации Земли. Показано, что этот процесс идет ныне с наивысшей скоростью, сопровождается выносом внутрипланетарной воды и ростом уровня Мирового океана. В результате океан повсеместно наступает на сушу, угрожая многим центрам цивилизации. Открытое автором явление фотолитической диссипации гидросферы и рассчитанная им константа фотолиза дают основание полагать, что в течение последних 65 млн лет из океанов (благодаря фотолизу) было изъято по массе более  $6,3 \cdot 10^{23}$  г воды. При отсутствии диссоциации молекул воды уровень океана превышал бы современный почти на 1,7 км. Несмотря на длительную историю земной гидросферы, вся вода, образовавшаяся с вулканизмом в докембрии и большей части фанерозоя в результате фотолиза, диссипировала в космическое пространство. Возраст современного глубоководного океана не превышает 60—65 млн лет и процесс океанизации, начавшийся на рубеже мезозоя и кайнозоя, продолжается в наши дни.

Новая книга профессора В. В. Орленка позволяет существенно скорректировать представления о геологической истории Земли и планет. В центре ее — мощные процессы глобального вулканизма и не известные ранее диссипативные свойства фотолиза, эффективно регулирующего режим земной гидросферы. Явление океанизации Земли — это финал эволюции планеты, энергетические источники которой еще сохранились на Земле и Венере.

Любая теория чего-нибудь стоит, если она может объяснить настоящее, раскрыть прошлое и дать прогноз относительно будущего. Развиваемые автором научные представления, которые венчает теория океанизации Земли, в значительной мере отвечают этому положению.

Однако явление океанизации все еще не до конца воспринимается научным сообществом, что, однако, не отменяет его существования. Назрела необходимость широкого обсуждения и изучения проблем океанизации Земли и дальнейшего изучения ее всем арсеналом мировой науки.

**Е. В. Краснов,**  
проф., д-р геол.-минерал. наук, заслуженный деятель науки РФ

## ВВЕДЕНИЕ

Происхождение и эволюция Мирового океана по-прежнему остаются важнейшей фундаментальной проблемой наук о Земле. Ее решение позволяет определить направленность развития нашей планеты, вскрыть неизвестные особенности и детали ее геологической истории и на основе этого определить пути будущего изменения природной среды и возможные угрозы цивилизации, еще неведомые и поэтому вдвойне опасные. Попытки решить эту проблему с позиции трансформированного неомобилизма «новой глобальной тектоники» не принесли успеха.

Гипотетические постулаты гипотезы «плейттектоники» увели научную общественность от реальной геологии. Многие ее исходные посыпки, такие как самопроизвольный раскол и дрейф континентов и даже отдельных их частей, наличие широкой конвекции в мантии, зоны «субдукции» и «обдукции», террейны и т. д., в последнее время перенесенные вместе с океанами из юрского времени в глубокий докембрий, никем не наблюдаемые и никогда не существовавшие в природе, лишены геологических доказательств и поэтому неуязвимы для критики.

Настало время признать, что, увлекшись идеями неомобилизма, исследователи *просмотрели* важнейший этап в истории Земли — этап ее океанизации, который начался на рубеже мезозойской и кайнозойской эр и продолжается с наивысшей скоростью в настоящее время.

В цикле публикаций 1980—1985 гг. автор впервые количественно определил скорость и массу поступления эндогенной воды на поверхность Земли и ее фотолитические потери в атмосфере в течение последних 150 млн лет. При этом был установлен рубеж быстрого (более чем на порядок) возрастания скорости выноса эндогенной воды, совпавший с самой яркой геологической границей между мезозоем и кайнозоем (65—70 млн лет назад). Стало очевидно, что установленное явление характеризует спонтанный, т. е. не зависящий от внешних причин, процесс дегидратации низов земной коры. Расчеты показали, что именно этот процесс, а не вулканизм стал источником образования и ускоренного выноса на поверхность глубинной воды. Внешним выражением этого стало формирование океанических впадин и океанизация земной поверхности. Сущность океанизации заключается во взаимодействии глобального вулканизма, охватившего в кайнозое 2/3 поверхности Земли и сопровождавшегося проседанием земной коры на глубину до 8 км в разуплотненное по мере дегаза-

ции и вулканизма пространство астеносферы, и дегидратации ее низов в новых термодинамических условиях.

Открытие явления океанизации, роли вулканизма, дегидратации и последующих фотолитических потерь гидросферы позволило по-новому взглянуть на всю геологическую историю Земли, связав ее с протопланетной стадией развития вещества в Солнечной системе [44; 45; 48].

В книге впервые приведены количественные оценки тепло- и массопотерь и связанные с этим сокращения радиуса, объема и других параметров Земли. Определена энергетика глобального вулканизма, рассчитаны масса и объемы вынесенного при этом вулканического материала и воды на различных этапах геологической истории. Доказана невозможность образования и длительного удержания огромных масс гидросферы на земной поверхности в течение сотен миллионов и миллиардов лет. Показано, что планета никогда не обладала необходимыми для этого энергетическими ресурсами. В связи с этим нет никаких научных оснований определять возраст современного океана как глубоко докембрийский ( $2,4—2,6 \cdot 10^9$  лет). Впервые в научной литературе дан анализ доокеанического этапа, охватывающего большую часть геологической истории Земли. Показано, что главной особенностью этого этапа была мощная вспышка раннего глобального вулканизма, начавшегося сразу после завершения аккреции планетного тела. Он начался  $4,4 \cdot 10^9$  лет назад и завершился на рубеже  $4,0—3,9 \cdot 10^9$  лет. Основным результатом этого длительного и мощного вулканизма, который (как показывают расчеты автора) по интенсивности был сравним с кайнозойским глобальным вулканизмом, стало формирование гранитно-метаморфического фундамента (сиалического слоя) коры мощностью порядка 11,5 км на всей поверхности Земли. После завершения начального (катархейского) вулканизма наступил длительный этап резкого снижения интенсивности вулканизма на Земле, который продолжался почти  $3,9 \cdot 10^9$  лет. Вследствие этого на протяжении позднего архея и всего протерозоя не существовало источников для образования сколь угодно обширных и глубоководных морских бассейнов. Особенности геологического развития на доокеаническом этапе коррелируются с эволюцией прокариотной, а начиная с протерозоя — эвкариотной биосферы, которая, в свою очередь, контролировалась состоянием Солнца. Исследована догеологическая обстановка на этапе формирования планетных тел. Показано, что основные особенности геологической истории были предопределены космологическими процессами на стадии аккреции Земли и планет. Приведены убедительные доказательства существенной неравномерности солнечного излучения в течение  $4 \cdot 10^9$  лет, при этом большую часть времени, вплоть до фанерозоя, Солнце было значительно холоднее современного его состояния, а на поверхности Земли преобладали низкие

и отрицательные температуры. Ранний вулканизм на Земле находит свое отражение в истории вулканизма планет. Он прослежен также на планетах-гигантах и на их шести крупных спутниках.

Критический анализ геологических и геофизических данных, проведенный в предыдущих работах автора [42; 44; 49], подтверждает выводы об отсутствии принципиальных различий в строении потенциальных и сейсмических полей под континентами и океанами. Это свидетельствует о существовании единого гранитно-метаморфического фундамента под континентальными и океаническими платформами и щитами. Многочисленные расчеты разнообразных процессов, параметров, объемов и масс вещества, выполненные автором в настоящей монографии, сведены в таблицы и графики, которые позволяют читателю самому убедиться в справедливости получаемых заключений и выводов по широкому спектру затронутых проблем.

Книга предназначена для специалистов в области наук о Земле, геологов, географов, геофизиков, океанологов, студентов, аспирантов.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен академику Российской академии наук Николаю Алексеевичу Шилю, согласившемуся взять на себя труд научного редактора монографии. Когда книга была уже в печати, пришла печальная весть о кончине Николая Алексеевича. Автора связывали с Н. А. Шилю почти 30-летние дружеские и творческие отношения. Многолетние и плодотворные дискуссии по обсуждаемым в книге проблемам укрепляли автора в правильности развиваемых идей. Некоторые из фундаментальных разработок автора, в том числе и в данной монографии, были представлены Николаем Алексеевичем в 1987 и 2008 гг. в журнале «Доклады Российской академии наук». Светлую память об академике Н. А. Шилю — выдающемся ученом, прекрасном человеке — автор, как и многочисленные его коллеги и ученики, будет хранить всегда.

Считаю своим долгом выразить признательность ректору Российского государственного университета им. И. Канта профессору А. П. Клемешеву за постоянную поддержку и содействие в научной работе автора, в том числе и над настоящей монографией.

Автор пользовался также постоянным вниманием, поддержкой и помощью со стороны проректора по научной работе профессора Г. М. Федорова, за что выражает ему свою признательность.

В процессе работы автор постоянно обсуждал новые идеи с профессором Е. В. Красновым и другими сотрудниками факультета географии и геоэкологии РГУ им. И. Канта, а также с коллегами из МГУ, Санкт-Петербургского, Кубанского, Дальневосточного и других российских университетов, а также Института истории естествознания и техники РАН.

Особую благодарность автор выражает ассистентам А. В. Пачгиной и Е. В. Горьковой, выполнившим всю сложную работу по набору первого компьютерного варианта рукописи и подготовке графиков и рисунков.

Автор выражает особую признательность главному редактору университетского издательства Н. Н. Мартынюк, которая на протяжении многих лет на высоком профессиональном уровне готовила к печати книги автора, а также редактору настоящего издания Л. Г. Ванцевой.

## СИСТЕМНЫЕ И ВНЕСИСТЕМНЫЕ ЕДИНИЦЫ ФИЗИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В КНИГЕ

Поскольку фундаментальная научная и учебная литература, изданная в 1970—1980-х гг., продолжает использоваться в научно-образовательных процессах, а в ней единицы физических величин нередко даны и в СИ, и в СГС, мы предлагаем справочную таблицу наиболее часто употребляемых в книге физических величин.

### Единицы длины, площади, объема:

$$1 \text{ км} = 10^3 \text{ м} = 10^5 \text{ см}; 1 \text{ км}^2 = 10^6 \text{ м}^2 = 10^{10} \text{ см}^2; 1 \text{ км}^3 = 10^9 \text{ м}^3 = 10^{15} \text{ см}^3.$$

$$1 \text{ а. е.} = 1,49 \cdot 10^6 \text{ км} = 1,49 \cdot 10^9 \text{ м} = 1,49 \cdot 10^{11} \text{ см}.$$

### Масса:

$$M = V \cdot \rho; 1 \text{ г} = 10^{-3} \text{ кг}; 1 \text{ кг} = 10^3 \text{ г}; 1 \text{ гамма } (\gamma) = 10^{-9} \text{ кг}.$$

$$1 \text{ кг} = 10^9 \gamma \text{ — напряжение магнитного поля.}$$

### Время:

$$1 \text{ мин} = 60 \text{ с}; 1 \text{ ч} = 3600 \text{ мин}; 1 \text{ сут} = 86400 \text{ с}; 1 \text{ год} = 3,16 \cdot 10^7 \text{ с}.$$

### Единицы работы, энергии, количества теплоты:

$$1 \text{ эрг} = 10^{-7} \text{ Дж}; 1 \text{ Дж} = 10^7 \text{ эрг}.$$

$$1 \text{ кал} = 4,18 \text{ Дж}; 1 \text{ Дж} = 0,24 \text{ кал}.$$

$$1 \text{ Вт} \cdot \text{ч} = 3,6 \cdot 10^3 \text{ Дж}; 1 \text{ Дж} = 2,78 \cdot 10^{-4} \text{ Вт} \cdot \text{ч}; 1 \text{ эрг} = 1 \text{ дин} \cdot \text{см}.$$

### Единицы мощности:

$$1 \text{ эрг/с} = 10^{-7} \text{ Вт}; 1 \text{ Вт} = 10^7 \text{ эрг/с},$$

$$1 \text{ эрг/с} = 10^{-7} \text{ Дж/с}; 1 \text{ Вт} = 1 \text{ Дж/с}.$$

### Единицы давления:

$$1 \text{ дин/см}^2 = 0,1 \text{ Па}; 1 \text{ Па} = 10 \text{ дин/см}^2.$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 133 \text{ Па}; 1 \text{ Па} = 7,50 \cdot 10^{-3} \text{ мм рт. ст.}$$

$$1 \text{ атм} = 1,01 \cdot 10^5 \text{ Па}; 1 \text{ Па} = 9,87 \cdot 10^6 \text{ атм}.$$

$$1 \text{ бар} = 10^5 \text{ Па}; 1 \text{ Па} = 10^{-5} \text{ бар}.$$

### Магнитное поле (МП):

$$\text{напряженность МП Эрстед}; 1 \text{ Э} = 1/4\pi \cdot 10^3 \text{ А/м}; 1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-3} \text{ Э}.$$

$$1 \gamma = 10^{-5} \text{ Э} = 1/4 \pi \cdot 10^{-2} \text{ А/м}.$$

### Магнитная индукция:

$$1 \text{ Гс} = 10^{-4} \text{ Т}; 1 \text{ Т} = 10^4 \text{ Гс} (\text{Гс} \text{ — Гаусс, Т} \text{ — Тесла}).$$

$$1 \text{ Т} = 10^9 \text{ нТ}; 1 \text{ нТ} = 10^{-9} \text{ Т}; 1 \text{ нТ} = 1 \gamma.$$

### Интенсивность излучения:

$$1 \text{ эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^2) = 10^{-3} \text{ Вт/м}^2; 1 \text{ Вт/м}^2 = 10^3 \text{ эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^2).$$

### Плотность $\rho$ :

$$\rho = M/V; \rho = \text{г/см}^3 (\text{СГС}); \rho = 10^3 \text{ кг/м}^3 (\text{СИ}).$$

$$\text{Например: } \rho = 3,0 \text{ г/см}^3 (\text{СГС}); \rho = 3,0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3 (\text{СИ}).$$



## Новые постоянные, определенные автором в этой книге:

1. Константа фотоллиза при современной температуре фотосферы Солнца ( $T=6000\text{K}$ ):

$$F_n = 2,5 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год.}$$

Например: найти  $F$  с площади ( $S$ ) современного Мирового океана:

$$F = F_n \cdot S = 2,5 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot 3,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 9,0 \cdot 10^{15} \text{ г/год.}$$

Отсюда легко находим время ( $t$ ) фотолитической диссипации этого океана:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F = 1,42 \cdot 10^{24} \text{ г} / 9,0 \cdot 10^{15} \text{ г/год} = 157 \cdot 10^6 \text{ лет,}$$

т.е. глубоководный океан исчезнет всего за  $\approx 160$  млн лет после прекращения поступлений эндогенной воды.

2. Величина сокращения радиуса Земли:

Гравитационное сокращение  $R$  составляет  $\Delta R_{\text{гр}} = 1,30 \cdot 10^{-3}$  см/год, или за  $4,0 \cdot 10^9$  лет  $\Delta R_{\text{гр}} = 52,0$  км, за всю историю Земли  $\sim 60$  км.

## Глава I

### СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ДНА ОКЕАНА

#### § 1. Рельеф дна океана, сейсмоструктура и вулканизм

Океаны сегодня занимают  $2/3$  площади поверхности Земли, или  $361 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ , и продолжают расширять свои границы, наступая на прибрежную сушу. Многочисленные батиметрические и физико-географические карты вскрывают сложную картину современного рельефа дна океана (рис. 1). Вместе с картами сейсмичности и вулканизма они свидетельствуют о грандиозных и сравнительно недавних опусканиях земной поверхности, продолжающихся и сегодня. Одновременное заполнение формирующихся впадин огромными массами эндогенной воды обусловило их тектоническую неустойчивость. Это находит проявление в том, что эпицентры землетрясений и очаги действующих вулканов концентрируются вдоль континентальных окраин вокруг Тихого океана, вдоль гребней срединно-океанических рифтовых хребтов и островных дуг. Конфигурация этих подводных хребтов и расположенных по обе стороны от их флангов глубоководных котловин имеет субмеридиональное простираение, параллельное оси вращения Земли (рис. 1). Срединно-океанические хребты протягиваются на 60 тыс. км и вместе с островными дугами, общая длина которых составляет 20 тыс. км, отражают контракционную природу опусканий дна океанов, происходивших по обе стороны от хребтов. Таким образом, эти гигантские планетарные структуры по существу представляют собой остаточные сводовые возвышенности. Как будет показано дальше, их погружение под уровень моря началось лишь в миоцене. За пределами рифтовых хребтов располагаются, как правило, тектонически неактивные возвышенности и хребты, большая часть которых имеет более раннее заложение (юра — мел). К ним относятся: хребет  $90^\circ$ , Мальдивский и Мадагаскарский хребты и возвышенность Кергелен в Индийском океане; подводные хребты, гайоты и атоллы центральной части Тихого океана; возвышенность Рио-Гранде, Китовый хребет, Бермудское плато, возвышенность Рокколл и другие в Атлантике; хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане. На вершинах многих из них обнаружены осадки мелового возраста. Важно отметить, что впадины и возвышенности древнего заложения (юрско-мелового) в настоящее время являются тектонически неактивными структурами. Структуры более позднего заложения — континентальная окраина Тихого океана, островные дуги, гребневая зона рифтовых хребтов — характеризуются повышенной сейсмичностью и вулканизмом.



Рис. 1. Современный рельеф дна океанов

Районы дна, подверженные землетрясениям и вулканизму, обнаруживают несомненные признаки периодической возобновляемости этих процессов. Нередко длительность существования подобной динамичности земной коры охватывает промежутки времени в десятки и сотни тысяч и даже миллионы лет.

Зоны относительно медленного, но неуклонного затопления побережий, как правило, не сопровождаются параксизмами вулканизма и землетрясений. И наоборот: там, где последние развиты, преобладающим видом движения является опускание, которое происходит очень быстро, иногда в течение нескольких секунд. Затем на какой-то период наступает покой — и вновь быстрое опускание. Дискретность и интенсивность динамики процесса делает эти районы наиболее опасными.

География и закономерности распределения на поверхности Земли всех этих процессов в настоящее время хорошо изучены.

Согласно сводке В. И. Влодавца [15], на земном шаре в настоящее время имеется 817 активных вулканов. Характер их расположения показан на рисунке 2. Как видно из картосхемы, большинство действующих вулканов приурочено к границе континент — океан. Причем наиболее сильным вулканизмом характеризуется периферия Тихого океана. Здесь сосредоточено более половины всех известных вулканов, которые действовали в историческое время, т. е. последние 5—6 тыс. лет. На долю континентов приходится всего 3% активных вулканов. Вторая крупная зона вулканизма прослеживается на дне всех океанов и приурочена к гигантской системе подводных рифтовых хребтов. Эти хребты высотой 4—5 км и шириной в несколько сот километров были открыты недавно — в конце 1950 — начале 1960-х гг. Закономерность расположения активных вулканов сохраняется и в настоящее время. Кроме этих двух областей на Земле четко выделяются еще две вулканические зоны, правда, несколько меньшие по протяженности, но с весьма активным проявлением вулканизма. Это дугообразные цепочки островов вдоль западной окраины Атлантического океана — Антильская и Южно-Сандвичева, а также Зондская островная дуга на востоке Индийского океана (рис. 2).

Вторая зона приходится на Средиземноморье и Малую Азию. Из внутриконтинентальных вулканов наиболее значительны вулканы в Восточной Африке. Здесь, в частности, находится знаменитый вулкан Килиманджаро, высота которого составляет 5895 м.

По расчетам Е. К. Мархинина [35], только вулканы островных дуг, имеющих протяженность более 20 тыс. км, ежегодно выбрасывают из недр Земли около 3 млрд тонн магматического материала, пепла, газов и воды. Примерно столько же, по нашим оценкам, дают рифтовые хребты и вулканы континентальной окраины Тихого океана, а также отдельные внутриматериковые вулканы. Таким образом, ежегодно на поверхность Земли в настоящее время поступает почти 10 млрд тонн вулканического материала, что составляет около  $3 \text{ км}^3$ .

Изучение возраста вулканических пород в рифтовых хребтах и по периферии океанов показало, что эти области проявляют вулканическую активность на протяжении последних 5—10 млн лет.

Этот вывод подтверждается при рассмотрении закономерностей распределения очагов землетрясений на Земле (рис. 3), систематизированных Барзанги и Дорманом в 1969 г. Наблюдается та же закономерность, что и у вулканизма. Основные районы сейсмической активности располагаются кольцом вокруг периферии Тихого океана, а также вдоль островных дуг. Внутри континентов сильные землетрясения происходят в Средиземноморье и южной части Азиатского материка. Вместе с тем заметно выделяется область внутриокеанических рифтовых хребтов. Большинство регистрируемых здесь землетрясений приурочено к рифтовой долине и поперечным разломам (рис. 3).

На Земле ежегодно происходит более 100 тыс. различных землетрясений. Подавляющее их количество, как и случаев вулканизма, приходится на прибрежные районы океанов (в первую очередь Тихого океана) и островные дуги. Меньше всего землетрясений регистрируется по берегам Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Сейсмическая активность в них приурочена главным образом к подводным рифтовым хребтам. Исключение составляют островные дуги Атлантики и Индийского океана: вулканизм здесь сочетается с активной сейсмичностью.

На сейсмически активных краях континентов и островных дуг шельф очень узкий, неразвитый. Ширина его не превышает нескольких километров, а склон очень крутой. Нередко в основании склона располагаются очень глубокие узкие желоба. Именно к этим желобам приурочены современные максимальные глубины Мирового океана, превышающие 8—10 км. Но самое главное, эти желоба очень молодые, многие из них образовались лишь в последние 1—2 млн лет. Примечательно, что Средиземное море тоже относится к очень молодым геологическим образованиям. Его глубоководные впадины, дно которых ныне лежит на отметках свыше 4000 м, еще 5—7 млн лет назад были болотистой низиной или сильно засоленными мелководными бассейнами, подобными современному заливу Кара-Богаз-Гол на Каспийском море. В этих бассейнах в условиях жаркого климата шло интенсивное отложение каменной соли, гипса и доломитов. Восточная же часть моря была сушей еще несколько тысяч лет назад. И уж совсем недавно стало проваливаться — в буквальном смысле этого слова — дно Черного моря, которое сегодня опущено на глубины свыше 2000 м. Процесс этот начался всего несколько сот тысяч лет назад.



Рис. 2. Карта современного вулканизма Земли [15]



Рис. 3. Сейсмическая активность Земли

И наконец, рассмотрим области, где колебания земной коры происходят медленно, без землетрясений, но тем не менее также приводят к экспансии океана.

На Земле имеется два типа таких областей. Один из них характеризуется медленными поднятиями прибрежных районов, другой — наоборот, опусканиями. Очень небольшое место занимают берега, где вертикальные движения столь малы, что практически не фиксируются современными измерениями. Такие стабильные области, по данным Р. К. Клиге [22], занимают лишь 9% общей длины морских и океанских побережий. Они встречаются небольшими участками на западном побережье Австралии, на востоке Северной и Южной Америки и вдоль отдельных участков побережья Африки. Атлантическое побережье Канады, Скандинавии, Ботнического залива в Балтийском море и побережья островов Северного Ледовитого океана испытывают вековое поднятие со скоростью до 6—7 мм/год, а иногда и больше. Кроме того, поднятия зафиксированы на восточном побережье Мадагаскара, западе Индостана и Индонезии, на отдельных участках побережья Аргентины и Бразилии. Во всех остальных областях Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, характеризующихся слабой современной сейсмичностью, преобладают опускания. Скорость их составляет 2—4 мм/год и более. Интенсивнее всего погружаются приустьевые побережья крупных рек, таких как Миссисипи, Амазонка, Инд, Ганг и др. В устье р. По на юге Франции побережье опускается со скоростью 10 см/год, а местами 25—30 см/год. В Нидерландах опускание североморского побережья идет со средней скоростью 2,5 мм/год, и это вековое движение суши стало одной из существенных причин повышения уровня нагонных вод и затопления страны.

Катастрофические темпы погружения происходят в Токио — более 180 мм/год. В результате 20% территории города в настоящее время находится ниже уровня моря и отгорожено от океана дамбами. Восточный берег Англии погружается со скоростью 9 мм/год, устье Рейна — 2,7 мм/год. Побережье Мексиканского залива в штате Техас (США) оседает с наивысшей из известных скоростью, равной 500 мм/год. В результате площадь земель, затапливаемых здесь высокими приливами и штормовыми нагонами, год от года увеличивается.

Итальянский город Равенна, расположенный на побережье Средиземного моря, затапливается в результате исключительно высокой скорости опускания побережья — более 110 мм/год. Венеция тоже опускается, но с меньшей скоростью — порядка 6 мм/год. Но из-за очень низкого уровня современного расположения самого города при такой скорости через 50—70 лет он будет регулярно затапливаться нормальными ежедневными приливами.

Таким образом, устойчивых берегов почти нет. Большая их часть погружается с довольно значительной скоростью. Многие прибрежные города либо утонули, либо полузатоплены. Немало городов опоясано защитными дамбами, в других случаях такие дамбы начинают проектироваться или уже строятся. В настоящее время заканчивается строительство защитной дамбы под Санкт-Петербургом. Следует отметить, что во многих случаях катастрофических отрицательных движений в районах крупных городов виноват сам человек. Откачка подземных вод, нефти и газа, осушительные работы, приводящие к понижению уровня грунтовых вод и проседанию грунта, — вот те причины, которые вызывают ускорение естественного процесса опускания вдоль некоторых участков побережий. Исключение техногенного фактора может улучшить положение многих городов. Таким образом, при дальнейшем развитии прибрежных городов, проектировании и застройке новых центров цивилизации необходимо учитывать фактор вековых отрицательных движений, чтобы исключить в недалеком будущем необходимость строительства защитных сооружений. Возрастание уровня приливных и штормовых нагонных наводнений и их частоты следует рассматривать как тревожный симптом, а не случайное явление. Дело в том, что нисходящие вековые движения на большей части побережий усиливаются вековым подъемом уровня Мирового океана. Этот важный фактор будет более подробно рассмотрен в главах III и IV.

## § 2. Современные представления о природе океана

Как это ни парадоксально, но мы сегодня не найдем ни одной книги, полностью посвященной проблеме происхождения и эволюции океаносферы Земли. Все, что имеется по этому вопросу, как правило, не выходит за рамки малоконкретных в геологическом отношении гипотетических рассуждений, к тому же слабо обоснованных. И хотя роль океана и гидросферы в целом как мощного геологического агента и источника жизни на Земле признается безусловно, фундаментальный характер воды как планетного вещества, ее история и геологическое значение еще до конца не исследованы и не оценены.

Тем не менее всё больше исследователей начинают приходить к мысли, что гидросфера — это продукт эволюции планетного вещества и что земные условия ее существования исключительны и их нет на других планетах Солнечной системы. Так, авторитетный гидрогеолог В. Ф. Дерпгольц считал, что происхождение вод Земли тесно связано с развитием ее как планеты. Он полагал маловероятным процесс равномерного накопления воды на поверхности Земли в течение всей ее истории. Если исходить

из современных темпов подъема уровня моря, наблюдаемых в последние 60 лет, то за 1000 лет подъем возможен на 2 м. Если в прошлые геологические эпохи эти темпы в среднем сохранялись такими же, то за последние 500 млн лет мы получим совершенно абсурдную цифру прироста толщины вод океана — 100 км. Отсюда В. Ф. Дерпгольц приходит к справедливому общему выводу, что в последнее время темпы заполнения океанских впадин водой были несравнимо более высокими, чем в прошлом.

К сходному выводу приходит и видный космохимик В. В. Кесарев [24]. Полагая, что вода появляется и исчезает на поверхности Земли на определенных этапах ее развития, он справедливо считает, что масса гидросферы есть функция внутренней активности планеты и температурных условий на ее поверхности. При спаде внутренней активности приход воды из земных недр будет постепенно сокращаться. Однако, по мнению Кесарева, энергетика химического распада протовещества в недрах Земли и планет обеспечивается их гравитационным сжатием. При этом формирование геосфер обусловлено процессами широкой дифференциации. Он полагал, что Мировой океан формировался *одновременно* с земной корой и что в будущем планета способна произвести еще 18 объемов Мирового океана [24].

Еще в 20-х гг. прошлого столетия академик В. И. Вернадский отмечал, что наличие гидросферы — это характерная индивидуальная форма строения нашей планеты. Ничего подобного не встречается ни на одной из планет земной группы.

Вместе с тем, опираясь на выдающийся синтез австрийского геолога Эдуарда Зюсса в его знаменитом трехтомном труде «Das Antlitz der Erde» [95], завершеном в начале XX в., В. И. Вернадский писал: «Распределение суши и океана в основном *не менялось в течение не менее миллиарда лет*, по крайней мере с начала палеозоя, и это распределение не есть поверхностное географическое явление... Диссимметрия в строении океанов и отсутствие под их главной, глубокой, частью ряда геосфер вплоть до гранитной геосферы есть основной факт в строении той части земной коры, которая непосредственно доступна нашему научному изучению. Все это указывает, что это очень древняя черта строения планеты». И далее: «По-видимому, *количество соленой морской воды остается более или менее неизменным в течение сотен миллионов лет*» [14, с. 69].

Таким образом, современная масса гидросферы, согласно представлениям В. И. Вернадского, так же, как и Мировой океан, существует на Земле очень давно, по крайней мере более миллиарда лет. Отсюда следует вывод о древнем и очень устойчивом распределении континентов и океанов, суши и моря, т. е. наблюдаемая асимметрия лика Земли представляется одной из ее планетарных особенностей, а масса воды в океане — константой.

Идеи В. И. Вернадского продолжают оказывать влияние на ученых и сегодня. В настоящее время учение об асимметрии лика Земли распространяется и на другие планеты. Предполагается, что это результат неравномерного протекания глубинных процессов в пространстве и что эта неравномерность существовала чуть ли не изначально — на ранних стадиях развития Земли и планет. Однако спустя 100 лет после того, как были высказаны эти идеи, науки о Земле в своем развитии ушли далеко вперед, и сегодня можно с уверенностью констатировать, что масса воды на земной поверхности никогда не была постоянной. Количество воды менялось в зависимости от интенсивности вулканизма и запуска механизма дегидратации низов коры, начавшейся на кайнозойском этапе геологической истории, а также от темпов фотолитической диссипации воды [44; 45; 48]. В связи с этим уместно заметить, что существенная изменчивость напряженности вулканизма в геологической истории и темпов выноса эндогенной воды значительно меняла масштабы геологических процессов, что совершенно не согласуется с известными принципами актуализма Чарльза Лайеля (1830 г.).

Известный американский морской геолог Г. Менард пишет: «В общих чертах мы можем представить себе палеозойскую впадину океана (Тихого океана 580 млн лет назад. — *В. О.*) как сходную с современной. Глубина океана, если принять гипотезу постоянной скорости аккумуляции осадков, была около 4,0—4,2 км» [39, с. 256], т.е. в палеозое, по Менарду, Тихий океан уже существовал и имел глубину более 4 км.

Существуют и более радикальные мнения. Например, научный сотрудник Института океанологии РАН О. Сорохтин считает, что «все же вероятнее, уровень океана достиг гребней срединно-океанических хребтов (т.е. более 4 км глубины. — *В. О.*) около  $2,6 \cdot 10^9$  лет назад... Если же под океаном понимать воду, заполняющую океанические впадины, то *Мировой океан является древним образованием* и по своему возрасту он лишь ненамного моложе самой Земли» [41, с. 259]. Таким образом, гигантская система срединно-океанических рифтовых хребтов, по мнению этого автора, оказывается, существовала еще задолго до появления Мирового океана, уровень которого достиг их гребней уже в начале протерозоя. Относительно будущей истории океана этот автор утверждает, что «объем его продолжает расти в настоящее время и будет продолжаться, замедляясь, еще около 2 млрд лет» [41, с. 260]. Из приведенного неясно, из чего Земля в течение почти миллиарда лет будет производить воду. Источником ее является мантия, и, как показывают расчеты (см. гл. III, IV), большая часть воды была уже произведена в ходе переработки протовещества. Оставшаяся же часть воды — в полутора объемах Мирового океана — может никогда не выйти на земную поверхность вследствие завершения

процесса океанизации. В ближайшие 200 млн лет (см. гл. III, IV) вследствие сокращения поступления эндогенной воды и фотолитических потерь современный Мировой океан прекратит свое существование. Что касается срединно-океанических хребтов, то это новейшие структуры, образовавшиеся в результате проседания дна котловин по обе стороны от флангов хребтов, т.е. это остаточные возвышенности. Еще в палеогене, как свидетельствуют геологические данные, срединные области всех океанов оставались сушей [43]. Они опустились под уровень вод лишь в миоцене. В течение всего докембрия — с позднего архея и до фанерозоя — вулканизм, а с ним и поступление воды, были настолько редуцированы ( $0,13 \text{ км}^3/\text{год}$ ), что на протяжении 3,9 млрд лет, т.е. большей части геологической истории, Земля не имела развитой гидросферы и даже сколько-нибудь значительных морских бассейнов [48; 50; 51]. Что касается ресурсов Земли, то, судя по существенному уменьшению интенсивности кайнозойского глобального вулканизма, начиная с миоцена запасы главного энергетического материала, радиоактивных элементов  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ , сосредоточенных в нижней мантии на границе с ядром, в значительной степени сократились в процессе океанизации. Поэтому тектонические процессы, вулканизм и дегидратация в предстоящей перспективе будут постепенно уменьшаться. Кроме того, Солнце уже выработало большую часть своего протовещества, и из расчета содержания водорода (2% от общей массы протовещества в фазе желтого спектрального класса, с температурой фотосферы 6000 К) ему осталось существовать, как будет показано далее, менее 100 млн лет [51].

Идеи постоянства соотношений площади континентов и океанов и объема воды на Земле остаются по-прежнему популярными в трудах многих исследователей. Так, профессор Московского университета О. К. Леонтьев писал: «...поступление воды в океан, по крайней мере за последний миллиард лет, происходило с более или менее постоянной скоростью, эквивалентной скорости подъема уровня в 1 мм за тысячу лет» [30, с. 318]. Это значит, что толща воды океана, равная сегодня 5—6 км, миллиард лет назад была меньше современной всего на 1 км и равнялась 4—5 км. Отсюда следует представление о чрезвычайной древности больших масс воды и самого океана на Земле. Более того, О. К. Леонтьев утверждал, что «в позднемезозойском (150—200 млн лет назад. — *В. О.*) океане воды было почти столько, сколько в современном океане или даже несколько больше» [30, с. 318]. «Следовательно, в геологическом развитии Земли господствующей тенденцией является тенденция континентализации» [30, с. 332], т.е., по мнению автора цитируемого источника, площадь суши увеличивается за счет сокращения площади углубляющегося, но одновременно и уменьшающегося в размерах Мирового океана.

Если бы в действительности площадь суши увеличивалась, тогда не происходило бы затопление прибрежных городов. В подобных условиях даже на памяти человечества находится лишь около 13% всех побережий Мирового океана. Большая же часть материковых окраин продолжает погружаться и затапливаться морем. Море не отступает, а наоборот — наступают на сушу. И это реально существующий факт, не считаться с которым сегодня уже нельзя.

Интересные мысли о возрасте океанических бассейнов высказал выдающийся геолог В. В. Белоусов [2; 3]. Еще в 1968 г. на обширном фактическом материале он показал, что 150 млн лет назад океанов на Земле не было. Однако позднее, в 1976 г., он ограничил это заключение лишь Атлантическим и Индийским океанами. Относительно истории Тихого океана сказано, что в нем «признаков былого существования крупных участков суши нет. В связи с этим уже давно возникла идея о наличии двух типов океанов: Тихий океан считают “первичным” или, во всяком случае, очень древним, возникшим еще до фанерозоя, а Атлантический и Индийский океаны относятся к категории “вторичных” океанов, образовавшихся в начале мезозоя на месте бывшей суши» [3, с. 237]. Эти идеи В. В. Белоусова, как мы видим, во многом созвучны представлениям В. И. Вернадского о древнем (а по предположению некоторых современных ученых, даже изначальном) характере асимметрии лика Земли и разделении его на континентальные и океанические области. К сожалению, этот вывод перекочевал на страницы многих научно-популярных книг, где в упрощенном виде он распространяется и на другие планеты земной группы.

Однако нетрудно понять, что, принимая первоначальное неравномерное распределение вещества на быстро вращающейся протопланете и последующее сохранение этой особенности на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет, мы тем самым отказываемся от идеи эволюции вещества, подтверждаемой всей совокупностью геологических материалов. Без должного объяснения причин устойчивости такой асимметрии процесс преобразования первичного планетного вещества заключается в жесткие рамки раз и навсегда заданного распределения. Коротко говоря, тезис изначальной или устойчивой и длительно существующей асимметрии равносителен отказу от идей эволюционного характера развития Земли.

Продолжающееся увлечение идеями неомобилизма, нашедшее выражение в гипотезе плитовой тектоники, уже давно стало тормозом в развитии наук о Земле. Научная несостоятельность основных положений этой гипотезы была многократно доказана в многочисленных статьях и монографиях видных ученых. Повторять эту критику здесь мы не будем. Сошлемся лишь на последние коллективные исследования авторитетных российских ученых [5; 49; 58; 66; 68], где на большом фактическом мате-

риале было продемонстрировано, что геологическая история океанов происходила не по мобилистскому сценарию, а в рамках геосинклинальной теории, развитием которой стали представления об океанизации Земли. Увлечшись мобилизмом, исследователи *просмотрели процесс океанизации*, начавшийся всего 65—70 млн лет назад. Распространяя плейттектонические построения на докембрий, они всё дальше уходят от реальной геологической истории и от процессов, которые, в конечном итоге, привели к образованию современного глубоководного океана. Любая научная теория чего-нибудь стоит, если она может не только объяснить современное состояние природной среды и особенности ее развития в далеком прошлом, но и дать научно обоснованный прогноз относительно ее будущих изменений. Приходится с сожалением констатировать, что ни одна из современных общетектонических гипотез данную задачу не решает. Ближе всех к решению этой важной проблемы наук о Земле удалось подойти в развиваемой здесь концепции океанизации [48; 50; 51]. Дальнейшая разработка этой концепции позволила установить ее общепланетарный характер, а полученные при этом результаты оценки начального вулканизма, объемов выносимой при этом эндогенной воды и ее последующей фотолитической диссипации дали возможность по-новому взглянуть на геологическую историю Земли и планет, а также уточнить существующие представления о состоянии и эволюции Солнца — главного источника современной энергии на поверхности Земли.

## Глава II

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ МОРЕЙ

## § 1. Распространение докембрийских гранитно-метаморфических пород в океанических областях

Критический анализ геофизических материалов о структуре коры океанических областей, а также синтез данных по физике и динамике Земли [49; 50] подводят к выводу об отсутствии принципиальных различий в структуре потенциальных и сейсмических полей фундамента континентальных и океанических платформ. Это значит, что имеется по меньшей мере несомненное сходство в литологии и мощности земной коры континентов и океанов.

Если исходить из анализа глобального круговорота земного вещества, то трудно было бы объяснить, каким образом и почему продукты дезинтеграции выносимого на поверхность планеты вулканического материала должны были локализоваться лишь в пределах площадей будущих континентов. За первые 400—500 млн лет начального вулканизма и в последующем процессе денудации, сноса и переотложения этот материал в условиях мигрирующих в пространстве и во времени очагов вулканизма и морских бассейнов был неизбежно разнесен более или менее равномерно по всей поверхности Земли. Как было показано [44], сиалический слой земной коры — это кислородно-силикатный метаморфический комплекс, сам механизм образования которого предопределяет его сплошное распространение по всей поверхности Земли.

Наступление на рубеже мезозоя и кайнозоя (табл. 1, с. 38) этапа океанизации и быстрое образование обширных и глубоководных океанических бассейнов уже в середине кайнозоя не могло сопровождаться таким же быстрым редуцированием гранитно-метаморфической толщи на 2/3 площади планеты.

Подобный процесс неизбежно повлек бы за собой цепь катастрофических явлений в гидросфере, атмосфере и биосфере Земли, кислотном вулканизме, что не находит подтверждения в летописи кайнозойской эры.

Возникает вопрос: имеются ли прямые или косвенные геологические доказательства существования «континентальной», т. е. докембрийской, гранитно-метаморфической коры на дне современных океанов, которые бы подтвердили полученные выше выводы?

Начиная с времен Э. Зюсса и до 50-х гг. XX столетия естествознание отвечало на этот вопрос положительно, приводя достаточно убедительные и веские доказательства. При этом отмечались многочисленные сле-

ды сравнительно недавнего (60—70 млн лет назад) обрушения континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов [3]. Осадочные слои здесь при подходе к побережью резко оборваны со стороны океана, гранитно-метаморфический комплекс докембрийских щитов Канады, Южной Америки и Африки срезан вдоль континентальной окраины, и лестницы уступов опущены глубоко под воду.

Прямым доказательством былого распространения континентальной коры в области современных океанов стали гранитные острова и выходы коренных гранитно-метаморфических пород докембрия на удаленных от материков крошечных участках суши. Наиболее ярким примером в этом отношении являются Сейшельские острова и остров Мадагаскар в Индийском океане, отделенные от континентальной Африки широкой полосой глубоководной Сомалийской котловины и Мозамбикского пролива. Гранитный фундамент острова Маэ, одного из 34 островов Сейшельского архипелага, имеет позднепротерозойский, а на Мадагаскаре — архей-протерозойский возраст. Здесь в породах алдания были обнаружены самые крупные месторождения графита. Огромная подводная возвышенность Кергелен на юге Индийского океана, венчаемая более 400 островами, в отличие от Сейшел и Мадагаскара, перекрыта базальтовыми лавами кайнозойского возраста, затрудняющими изучение подстилающих толщ. Однако на острове Герд еще в 1908 г. Э. Филлипи обнаружил среди базальтов блоки гранитогнейсовых пород. Позднее, в 1967 г., Ж. Нужье описал выходы крупного граносиенитового массива на полуострове Ральеде-Бати архипелага Кергелен.

В Атлантическом океане имеется целый ряд островов, расположенных вдоль срединно-океанического хребта и близ континентальной окраины, на которых известны коренные образования гранитных и других кислых пород, а также в ксенолитах базальтовых и андезитовых лав. На Фолклендских (Мальвинских) островах, отстоящих на 600 км от материка, автор наблюдал пологие гряды, сложенные кварцитом, гнейсом и гранитами, вероятно, древнейшего комплекса докембрия, слагающего фундамент Южно-Антильского подводного хребта. На крайнем восточном звене этого хребта на острове Южная Георгия повсеместно были обнаружены обнажения кварцитов. Черные филлитовые сланцы и аргиллиты перемяты в складки и прорваны мощными вулканическими комплексами. Общее падение пластов происходит в южном направлении, т. е. в сторону впадины моря Скотия. В целом складчатые, метаморфизованные флишоидные толщи Южной Георгии весьма напоминают таврическую серию Южного Крыма. Находки гранитных пород на острове описаны в работах Гейма, Тирреля, Фрейкса и др. [55]. Плитки аргиллитов, кварцитовых филлитов с набором грубообломочных пород гранитного состава в изобилии были драгированы нами с пологого склона острова Элефант в 1971 г.



Многочисленные находки гранитоидов в ксенолитах лав и туфов известны практически на всех островах, венчающих Срединно-Атлантический хребет на всем его протяжении (острова Буве, Тристан-да-Кунья, Вознесения, Св. Петра, Азорские, Исландия, Ян-Майен).

Гранитно-метаморфическими породами сложена подводная возвышенность Роколл. Единственная возвышающаяся над уровнем моря одноименная скала сложена гранитогнейсами. Взятые еще в начале века с большим трудом образцы пород оказались эгириновыми гранитами поздне-немелового — раннепалеоценового возраста (65 млн лет). В настоящее время скала почти разрушилась под действием океанских волн.

В Тихом океане коренное залегание гранитных пород и их аналогов известно на архипелаге Фиджи еще с начала века. Не случайно современные исследователи сравнивают Фиджийское плато с Сейшельским.

Ксенолиты кислых и средних пород в кайнозойских лавах обнаружены на островах центральной и западной частей Тихого океана, на Восточно-Тихоокеанском рифтовом хребте, в пределах многих островных дуг [42; 55]. Кроме того, имеются многочисленные данные о распространении кислых вулканических пород и их пирокластических эквивалентов (вулканический пепел, стекла, более крупные обломки) в осадочной толще глубоководных котловин, установленные как по результатам бурения судна «Гломар Челленджер» (1969—1982 гг.), так и по пробам грунтов [83; 84].

Утвердившееся мнение об отсутствии кислых пород на дне океанов обусловлено, скорее всего, не отсутствием фактов, а отсутствием у исследователей сведений о них. Ранее мы отмечали, что скудную информацию о распространении гранитных пород на дне океанов следует объяснять не их недостатком, а, скорее, тем, что мы еще не умеем их искать. К этому можно добавить, что мы и не были нацелены на эти поиски, ибо, согласно общепринятому постулату, «океаническая» кора лишена «гранитного» слоя [80; 81; 94].

Что же представляют собой гранитные острова посреди океана, кислые и ультракислые ксенолиты и пирокластическая среди базальтовых полей глубоководных котловин?

Эпоха суждений о «простом» строении, «примитивном» химизме, «однообразии» петрографии коры океана прошла вместе с нашими «младенческими» познаниями об океане. «Если руководствоваться химическим и петрографическим составом продуктов вулканизма и их распределением в разрезах вулканических построек и в латеральном направлении, то трудно обнаружить какое-либо геологическое различие между вулканизмом в океанах и на континентах», — пишет А. Пронин [55]. И это мнение сейчас разделяют многие геологи, петрографы и геохимики как у нас в стране [2;

3; 44; 58; 66], так и за рубежом [33]. Г. Ф. Афанасьев еще в 1960 г. предостерегал научную общественность от поспешных выводов о «феномене» океанической коры. Он считал [55], что нет принципиальной разницы между петрографическими типами вулканических пород океанов и континентов, что земная кора континентов и океанов едина по составу и мощности для всей Земли, а совокупность фактов позволяет предположить, что сиалическая оболочка Земли простирается до значительных глубин.

Таким образом, островки гранитных массивов, возвышающиеся над базальтовыми покровами современного океана, следует рассматривать как реликты гранитно-метаморфического фундамента, ныне опущенного и скрытого платобазальтами и осадками кайнозойского возраста [49]. Широкое же распространение кислых пирокластов и ксенолитов возможно при ассимиляции поднимающимися основными магмами кремнезема из окружающих пород. А это будет иметь место, если магматический расплав на своем пути пересечет горизонты гранитно-метаморфической коры. Контаминационная гипотеза для данного случая впервые была предложена А. А. Прониным в 1977 г. [55]. Однако примеры ассимиляции основной магмой кислых пород древнего фундамента на Кавказе приводились значительно раньше — в 1947 г., а затем в 1962 г. Г. М. Заридзе. В частности, он считал, что на глубинную ассимиляцию, имевшую место перед излиянием магмы, указывают наличие кислого субстрата под осадочным покровом и содержание в вулканогенных образованиях оплавленного материала: гранитоидов, кварцитов, слюды, полевого шпата, кварца и др.

Другим дополнительным геологическим свидетельством бывшего распространения «гранитной» суши в области современных впадин Мирового океана являются данные Ч. Шухерта, А. Д. Архангельского, В. В. Белусова, А. А. Пронина и других [2; 5; 55] о сносе грубообломочного материала в прибрежные области континентов и островов со стороны океанских впадин.

Наиболее полная сводка первоисточников по этому вопросу выполнена А. А. Прониным [55]. Согласно приведенным им данным, снос терригенного обломочного материала со стороны Атлантики на северное, южное и западное побережье Европы осуществлялся еще в альбском веке (вторая половина раннего мела) (см. табл. 1, с. 38). На побережье юго-восточной части Великобритании в раннем мелу (135 млн лет назад) сносился терригенный материал с возвышенности, находящейся на месте современных глубоководных котловин Атлантического океана. В начале палеогена (см. табл. 1, с. 38) прямая сухопутная связь существовала между Северной Америкой и Европой (возвышенность Роколл, Фареро-Исландский и Исландско-Гренландский пороги). Бурение с американского судна «Гломар Челленджер» показало, что в этой области наземные извержения происходили еще в миоцене (20 млн лет назад). Много сведений имеется о сносе терригенного материала со стороны Атлантического океана в палеозое и раннем мезозое [55].

На побережье и островах Тихого океана в мезозойских и кайнозойских седиментационных бассейнах в большом количестве встречаются терригенные песчаники полимиктового состава и конгломераты кислых метаморфических пород, принесенные со стороны современного океана. Снос этого материала продолжался еще в кайнозое. Так, на западное побережье Японии терригенный материал со стороны Тихого океана поступал в эоцене и олигоцене. В кайнозойскую эру со стороны Охотского моря и Тихого океана сиалический кластический материал поступал на Курильские острова, Новую Зеландию, на запад Южной Америки. На острова архипелага Яп в Тихом океане из районов Филиппинского моря в эоцене поступали полимиктовые конгломераты, содержащие кислые магматические и метаморфические породы. Фауна позднего эоцена в известковых валунах конгломерата найдена на Новых Гебридах, что свидетельствует об образовании их в условиях мелкого моря, существовавшего в позднем эоцене. Эоцен-олигоцен-миоценовые конгломераты и песчаники известны и на многих других участках континентального побережья Австралии и островах. Имеется несколько свидетельств о более ранних (мезозойских и палеозойских) источниках сноса, расположенных в Тихом океане. Так, известны глыбы конгломератов гранитных пород, сносимые в позднем мезозое со стороны Тасманова моря и моря Фиджи на побережье Новой Зеландии и Новой Каледонии. В последнем случае сиалический материал поступал со стороны подводной возвышенности Лорд-Хау, ныне опущенной на глубину более 2000 м. На побережье Новой Зеландии кислый обломочный материал поступал со стороны Тасманова моря и в более раннюю эпоху — в конце триаса (см. табл. 1, с. 38). По другую сторону океана мощные толщи морских мелководных и континентальных слюдистых кварцевых песчаников приносились в мезозое с востока на побережье Боливии. В перми на индостанское побережье сносился сиалический кластический материал со стороны Индийского океана [55].

По данным бурения [83; 84], в позднем миоцене (6—8 млн лет назад) на дне современного Средиземноморья отлагались эвапориты и мелководные пресноводные осадки. В настоящее время дно здесь опущено на глубину свыше 4 тыс. м. Впадина Средиземного моря существует длительное время, являясь реликтом древнего океана Тетис. Обмеление его в позднем миоцене связано с закрытием Гибралтарского пролива, возможно, обусловленным падением уровня Мирового океана. Это не противоречит геологическим данным о сносе в позднем миоцене терригенного материала (представленного конгломератами и песками), происшедшем со стороны Средиземного моря в бассейн Вера в прибрежной юго-восточной области Испании. Следовательно, в период осушения дно моря не оставалось на современной гипсометрической отметке –3—–4 км, а представляло собой приподнятую сушу, которая подвергалась размыву. Значит, в домиоценовую эпоху здесь преобладали мелководные условия, которые

лишь недавно, в мессинское время (6 млн лет назад) сменились на глубоководные. Морские отложения этого возраста выполняют неровную размытую поверхность позднемиоценовых осадков. Трансгрессивное и несогласное залегание отложений плиоцена на верхнемиоценовых карбонатных породах Средиземноморья простирается далеко за пределы нынешних границ морской впадины. Они известны на острове Сицилия, в Калабрии, вдоль подножия Апеннин, в Тирренском море. Это свидетельствует о том, что послепозднемиоценовая впадина первоначально была мелководная и более обширная. Однако в процессе последующего погружения море регрессировало с побережий, поглощенное увеличивающейся емкостью бассейна.

При рассмотрении истории образования Черного моря также большую роль играют сведения о сносе терригенного материала. По данным В. Г. Чернова [55], позднеюрские конгломераты горы Демерджи по характеру слоистости, изменения мощности и окатанности гальки, гранулометрии свидетельствуют о существовании высокогорного рельефа в области сноса, располагавшегося на месте современной Черноморской впадины в поздней юре. В составе конгломератов присутствуют обломки гранитоидов, гнейсов, аргиллиты, алевролиты таврической серии и известняки нижней юры. Последние слагают высокоприподнятую моноклинал южной гряды Крымских гор (Ай-Петринская, Ялтинская яйла, гора Чатыр-Даг и др.). Интересно, что обломки кислых протерозойских пород известны лишь в верхней части конгломератовой толщи, что свидетельствует об их позднем размыве (оксфорд), начавшемся лишь после того, как была срезана толща палеозойских (карбон, пермь), триасовых и нижнеюрских пород. Начальным моментом формирования Черноморской котловины, по мнению М. В. Муратова, следует считать образование впадин, разделенных невысокими грядами, и заполнение их отложениями олигоцена и миоцена. По данным А. Е. Шлезингера, в начале миоцена область Черного моря еще питала обломочным терригенным материалом прилегающие районы Анатолии, Кавказа и Крыма. И лишь в позднем миоцене, а может быть, в раннем плиоцене (понте) началось интенсивное прогибание этой впадины. По-видимому, мало отличаются от черноморской истории развитие и формирование Каспийского моря, южная глубоководная часть которого также заложилась в плиоцен-плейстоцене (см. табл. 1, с. 38).

Итак, имеющиеся на сегодня данные о наличии денудированной суши в палеозое, мезозое и даже неогене в области современных впадин океанов, окраинных и внутриконтинентальных морей Средиземноморского пояса в сочетании с реликтами кислой коры подводят нас к двум согласующимся со всей предыдущей информацией выводам:

1) состав терригенного полимиктового материала свидетельствует о том, что это продукты разрушения гранитно-метаморфических пород, аналогичных по петрографии и возрасту фундаменту современных континентов;

2) преимущественно позднемеловой возраст терригенных пород, принесенных на побережье и на некоторые острова Тихого, Индийского и Атлантического океанов, и эоцен-миоценовый возраст окраинных морей (а в случае Средиземного и Черного морей — позднемиоценовый или даже плиоценовый) ясно указывают, когда заложилась эти впадины. Время образования Тихого, Индийского и Атлантического океанов, по этим данным, в основном поздний мел — палеоген (70—50 млн лет назад), а окраинных морей западной части Тихого океана эоцен — ранний миоцен; морей Средиземноморского пояса поздний миоцен — плиоцен. В миоцене происходит заложение Японского и, вероятно, Охотского морей. Лишь центральная часть Тихого океана и континентальные окраины северной Атлантики начинают свое формирование в поздней юре.

В подтверждение сказанному приведем еще три весьма важных доказательства. Во-первых, незначительная мощность осадков в котловинах океанов, в среднем не превышающая 1000 м. Лишь в приконтинентальной зоне (в предматериковых прогибах) их мощность увеличивается до 4000—6000 м и более [44]. Уменьшение мощности осадочной толщи по мере удаления от краев континентов, выклинивание в том же направлении отдельных слоев и улучшение сортировки материала в сторону пелитизации свидетельствуют о том, что основным поставщиком терригенного материала в океанах с момента их образования являлись материки.

Во-вторых, при известных темпах пелагической седиментации в глубоководных котловинах (1—10 мм/1000 лет) за 70 млн лет мощность осадков составит 70—700 м, что с учетом суспензионного осадконакопления и растворения карбонатов на глубинах выше критических (4000 м) соответствует наблюдаемой картине распределения мощности осадков на дне современного Мирового океана [49; 59; 72].

В-третьих, весьма характерной особенностью практически всех без исключения разрезов сейсмопрофилирования океанических областей и морей Средиземноморского пояса является резкое несоответствие сейсмической структуры хорошо стратифицированной, акустически прозрачной толщи осадков и подстилающей неровной поверхности монолитных пород. На шельфах и прилегающих участках докембрийских щитов и платформ морские тонкослоистые осадки с поверхностями напластования, параллельными поверхности дна, трансгрессивно с угловыми и стратиграфическими несогласиями ложатся на явно размытую поверхность акустически плотных, непрозрачных и часто лишенных слоистости пород. Характерное примыкание морских отложений к материковому склону и отчетливо наблюдаемое продолжение размытой поверхности фундамента от шельфа и далее по сбросам в котловинах ясно указывают на их генетическое сходство. Бурение и драгирование подтверждают эту мысль. В настоящее время гранитно-метаморфические породы вскрыты скважинами в ряде районов материкового склона и подножия. В глубоководных котло-

винах картина аналогичная — горизонтально-слоистые акустически прозрачные осадки лежат на неровной, но уже вулканического облика поверхности непрозрачного акустического фундамента [47]. Бурением установлено [83], что этот «фундамент» в подавляющем большинстве случаев представлен толщей переслаивающихся кайнозойских базальтов и осадочных слоев. Низы налегающих на базальты осадков, за редким исключением, не несут следов метаморфизма. Следовательно, их образование началось в уже сформировавшемся океаническом бассейне, т. е. после завершения платобазальтовых излияний, и на глубинах меньше критических. Последующая седиментация происходила в условиях глубокого океана. Это следует из поступления терригенного материала со стороны континентов, начиная со второй половины кайнозоя.

Если допустить, что в процессе опускания континентальной коры произошло ее частичное (порядка 10—15 км) либо, согласно В. В. Белоусову [2; 3], полное (20—25 км) разрушение, то немедленно возникает вопрос: куда девалась избыточная масса кремнезема, калия ( $K_2O$ ) и аргона ( $^{40}Ar$ ), представляющих собой продукты распада «гранитной» коры? Площадь «исчезнувшей» гранитно-метаморфической коры, за вычетом затопленных окраин материков (шельфа), составляет примерно 300 млн км<sup>2</sup>. Во всяком случае, мощность ее на континентах равна не менее 10 км. Содержание  $SiO_2$  в пересчете на кварц в кислых породах — около 65%, что составляет более половины указанной мощности коры — около 7—8 км. Учитывая тот факт, что нормальная растворимость  $SiO_2$  в морской воде составляет 0,012%, а реальная концентрация в 30 раз меньше, то избыточный кремнезем по отношению к массе воды составит 240 единиц.

Вспышка эоцен-миоценового кремнезема в океане и во внутриконтинентальных бассейнах некоторыми исследователями объясняется как результат деструкции континентальной коры снизу. Кстати, разработка этого механизма нужна для объяснения все той же модели «тонкой океанической» коры. Не исключая возможности увеличения объема выноса кремнезема в эпохи усиления подводного вулканизма, вместе с тем трудно согласовать мощности ассимилированного кремнезема (7—8 км) и суммарную мощность кремнистых осадков в океанах, не превышающую, как известно, первых сотен метров. К тому же в современную эпоху наибольшей скорости океанской седиментации морская вода не только не перенасыщена, а наоборот, оказывается в 30 раз недонасыщенной кремнеземом. Возможность импрегнирования кремнезема породами мантии или подстилающими базальтами также исключается ввиду того, что не наблюдается никаких признаков ни домелового, ни послемелового изменения состава базальтов, и в частности их «окисления».

Почти половину массы гранитных пород составляют полевые шпаты, содержащие в больших количествах  $K_2O$ . При распаде радиоактивного калия ( $^{40}K$ ) образуется 0,0119%  $^{40}Ar$ . Вследствие низкой энергии активации

достаточно незначительного повышения температуры, чтобы за несколько миллионов лет увеличилось количество радиоактивного аргона. Если учесть период полураспада  $^{40}\text{K}$  (1320 млн лет), то в результате полной переработки 10 км гранитно-метаморфической толщи на 2/3 поверхности планеты в атмосфере и гидросфере должно было бы скопиться значительно большее количество аргона по сравнению с имеющимся ( $6,5 \cdot 10^{19}$  г). Однако этот аргумент, часто приводившийся ранее против «базификации» гранитной коры и в поддержку ее изначального «океанического» облика [62], в общем-то, слабый. Во-первых, по сравнению с периодом полураспада калия время начала «переработки» ничтожно мало — 4—70 млн лет (а для Черного моря и того меньше — всего несколько сотен тысяч лет). Во-вторых, неизвестно, сколько радиоактивного аргона остается в коре, а сколько выбрасывается в атмосферу. В последнем случае Г.В. Войткевич приводит цифру 0,1 % из всего количества выделившегося аргона [16].

Итак, приведенные геологические данные не противоречат новой интерпретации геофизического материала в вопросе о структуре и составе докембрийского фундамента земной коры под океаническими котловинами. По мощности, петрографическому составу и возрасту она не должна отличаться от коры континентальных блоков.

Таблица 1

Геохронологическая шкала фанерозоя

Эон	Эра	Период, его продолжительность	Начало (лет назад)	Индекс	Эволюция жизни на Земле
ФАНЕРОЗОЙ	КАЙНОЗОЙСКАЯ	Голоцен, 10 тыс. лет	10 тыс.	Q <sub>4</sub>	Межледниковье. Деградация последнего оледенения
		Плейстоцен, 2 млн лет	2 млн	Q <sub>2</sub>	Появление материковых оледенений в Северном полушарии
		Плиоцен, 3 млн лет	5 млн	Q <sub>1</sub>	Оледенение Гренландии и появление льдов в Северном океане. Завершение процесса океанизации Земли
		Миоцен, 19 млн лет	24 млн	N <sub>1</sub>	Оледенение Антарктиды. Продолжение океанизации
		Олигоцен, 19 млн лет	38 млн	P <sub>3</sub>	Активная фаза океанизации
		Эоцен, 17 млн лет	55 млн	P <sub>2</sub>	Активная фаза океанизации
		Палеоцен, 8 млн лет	63 млн	P <sub>1</sub>	Начало интенсивной фазы процесса океанизации

Окончание табл. 1

Эон	Эра	Период, его продолжительность	Начало (лет назад)	Индекс	Эволюция жизни на Земле
ФАНЕРОЗОЙ	МЕЗОЗОЙСКАЯ	Меловой, 75 млн лет	138 млн	K <sub>2</sub> K <sub>1</sub>	Начало процесса океанизации (70 млн лет)
		Юрский, 67 млн лет	205 млн	J <sub>3</sub> J <sub>2</sub> J <sub>1</sub>	Заложение морских бассейнов по обе стороны будущих континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов, в центральной части Тихого океана
		Триасовый, 35 млн лет	240 млн	T <sub>3</sub> T <sub>2</sub> T <sub>1</sub>	Образование возвышенной континентальной суши в секторах будущих океанов
	ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	Пермский, 50 млн лет	290 млн	P <sub>2</sub> P <sub>1</sub>	-  -
		Карбоновый, 70 млн лет	360 млн	C <sub>3</sub> C <sub>2</sub> C <sub>1</sub>	Формирование возвышенной суши и астеносферы в секторах будущих океанов
		Девонский, 50 млн лет	410 млн	D <sub>3</sub> D <sub>2</sub> D <sub>1</sub>	Переход Солнца в стадию желтого спектрального класса (G) с температурой на фотосфере 6000 К
		Силурийский, 25 млн лет	435 млн	S <sub>2</sub> S <sub>1</sub>	Формирование астеносферы под секторами будущих океанов и приподнятой суши
		Ордовикский, 65 млн лет	500 млн	O <sub>3</sub> O <sub>2</sub> O <sub>1</sub>	Формирование астеносферы под секторами будущих океанов
		Кембрийский, 70 млн лет	570 млн	E <sub>3</sub> E <sub>2</sub> E <sub>1</sub>	Формирование астеносферы под секторами будущих океанов. Переход Солнца в стадию оранжевого спектрального класса с температурой фотосферы 5000 К

§ 2. Палеогеография морских бассейнов в позднем фанерозое

Анализ построенной автором по данным почти 600 скважин «Гломар Челленджера» (на 1982 г.) [43; 48] палеогеографической карты морских бассейнов для позднеюрского и мелового периодов и океанического бас-

сейна для кайнозойского времени совместно с палеогеографическими картами Н. М. Страхова, построенными только по континентальной суше (рис. 4) для этого же времени [64], позволяет наметить три этапа процесса океанизации (рис. 4):

- 1) позднеюрский-раннемеловой этап, характеризующий начало океанизации в области будущей континентальной периферии;
- 2) позднемеловой-палеогеновый этап активной океанизации в секторах будущих океанов;
- 3) миоцен-четвертичный этап — этап спада процесса океанизации и его финал (см. табл. 1, с. 38).

В свете изложенного становятся понятными различия в строении и динамике тихоокеанского и атлантического континентальных типов периферий.

Тихоокеанская континентальная окраина лишь в позднем кайнозое оказалась вовлечена в интенсивный процесс океанизации, который продолжается здесь и в настоящее время. Атлантическая и индоокеанская континентальные окраины давно прошли данный этап. В бассейнах этих океанов фронт океанизации в плиоцен-четвертичное время проходит по срединным рифтовым хребтам и островным дугам. В рамках изложенной схемы желоба островных дуг Мирового океана представляют собой новейшие образования плиоцен-четвертичного времени, что подтверждается их геоморфологией, малой мощностью осадков, активностью четвертичного вулканизма.

Если схематизировать картину эволюции океанических бассейнов по этапам, то она будет такова (рис. 4). Первоначальное заложение узких желобообразных глубоководных (около 1000 м) морских бассейнов происходит в поздней юре — раннем мелу вдоль будущих континентальных окраин Атлантического, Индийского и центральной части Тихого океанов. Раннемеловая регрессия, возможно, отражает этот процесс, когда возникшие предматериковые прогибы и Центрально-Тихоокеанская впадина приняли в себя избыток воды, выплеснувшейся на континентальные блоки в поздней юре.

В пределах Тихого океана позднеюрские-нижнемеловые бассейны возникли главным образом в срединной области будущей гигантской впадины, что находит отражение в расположении позднемезозойских гайотов (рис. 5).



Рис. 4. Палеогеография Мирового океана:  
 а — области преимущественного расположения отложений:  
 1 — неогеновых; 2 — палеогеновых; 3 — позднемеловых;  
 4 — раннемеловых; 5 — рифты; б — разломы;  
 б — схема, иллюстрирующая направление океанизации:  
 1 — в Атлантическом и Индийском сегментах; 2 — в Тихоокеанском сегменте [44]

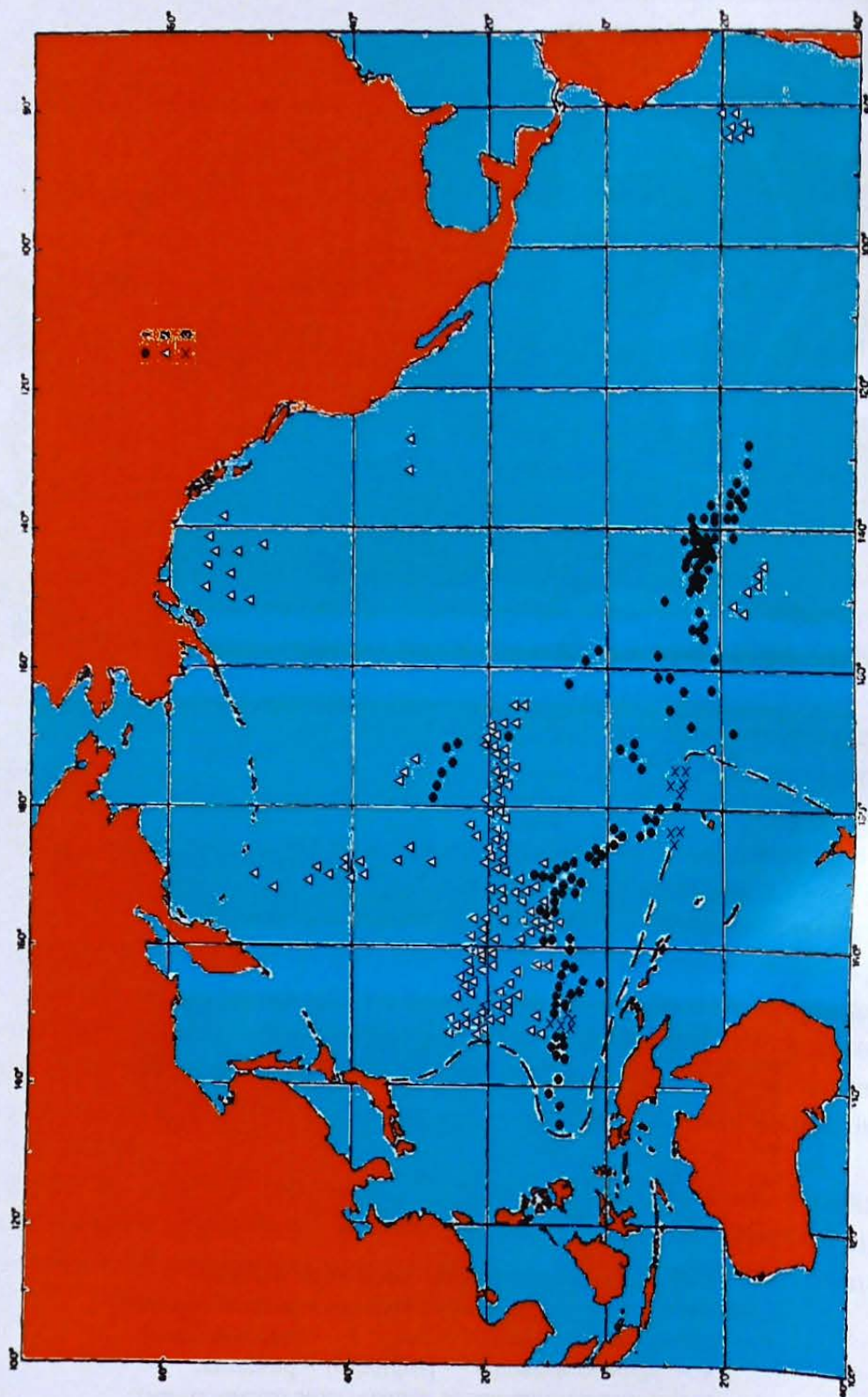


Рис. 5. Схема расположения позднеюрских меловых гайотов центральной части Тихого океана [35]

Обширные районы вокруг оставались низменной сушей и, вероятно, не имели связи с морскими бассейнами Индийского и Атлантического океанов. Поэтому расположенные здесь многочисленные гайоты и атоллы характеризуют глубину этой впадины в поздней юре и последующую скорость опускания дна тропической части Тихого океана в кайнозое. Следовательно, эти гайоты отражают глубину и темпы образования морского бассейна в титоне, нижнем и верхнем мелу только данного участка Тихого океана (рис. 6), а не всего Мирового океана, как это нередко безосновательно утверждается некоторыми исследователями [26; 30; 41]. Повторяем, что до кайнозоя Центрально-Тихоокеанская впадина практически не имела сообщений с юрско-меловыми бассейнами Атлантики и Индийского океана.

Эти своеобразные «центры» океанизации в последующие периоды позднего мела, палеогена и неогена расширялись путем вовлечения в общее прогибание все новых площадей суши, более удаленных от краев пракоинтонов. Такой процесс имел место в Атлантике, Индийском и южной части Тихого океанов, и наоборот: в центральной части последнего опускание происходило от существовавшего здесь позднеюрско-мелового бассейна к периферии Тихого океана (см. рис. 4). Одновременно с этим, как следует из палеогеографических карт Н.М. Страхова [64; 65], происходило прогрессивное осушение континентов, существовавшие здесь морские бассейны перетекали в формирующиеся в палеогене впадины будущих океанов.

**Поздняя юра.** Рассмотрим особенности седиментации в доокеанических бассейнах и выясним тектоническую обстановку, в которой происходило их заложение и развитие.

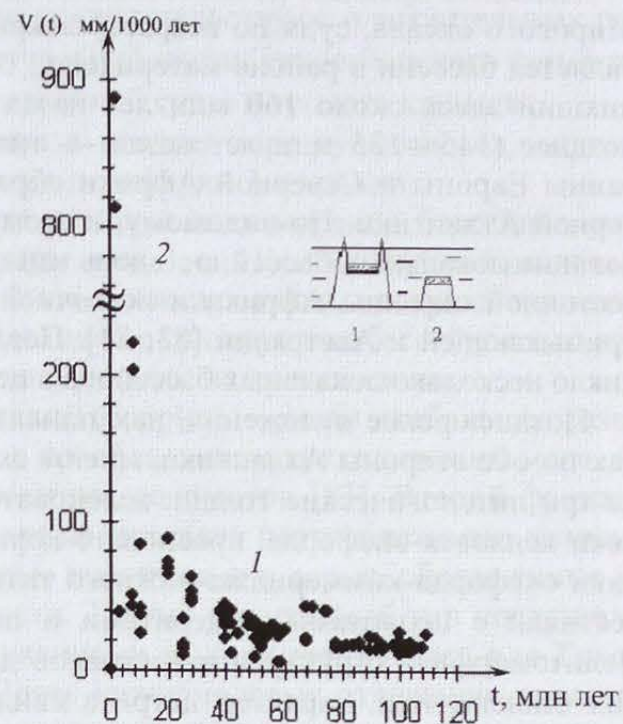


Рис. 6. Скорость погружения дна центральной области Тихого океана, рассчитанная по гипсометрии мелководных осадков на вершинах атоллов (1) и гайотов (2)

Наиболее древним из известных позднеюрских бассейнов в акватории Мирового океана, судя по возрасту вскрытых бурением осадков [83; 84], является бассейн в районе материковой окраины Северной Америки, возникший здесь около 160 млн лет назад (келловей-оксфорд). Несколько позднее (145—135 млн лет назад — титон) вдоль континентальной окраины Европы и Северной Африки образовался восточный бассейн Северной Атлантики. По-видимому, к этому же времени относится формирование локальных бассейнов вдоль западной окраины Южной Америки, восточной окраины Африки и восточной периферии Индийского океана, примыкающей к Австралии [83; 84]. Позднее других (титон-берриас) возникло несколько локальных бассейнов в центральной части Тихого океана.

Позднеюрские отложения, накапливавшиеся в узких глубоких прогибах по обе стороны Атлантики, имеют сходный состав и подразделяются на три литологические толщи: зеленовато-серые пелитоморфные известняки келловей-оксфорда, красновато-коричневые тонкозернистые известняки оксфорда-киммериджа-нижнего титона и белые пелитоморфные известняки с цеолитами, сидеритами и порцелланитами титона-неокома. Пелитоморфная структура известняков двух нижних толщ, отсутствие в них биокластики, характер детрита свидетельствуют об их накоплении вдали от источников сноса в достаточно глубоководном бассейне. Пелитоморфные известняки титона-неокома, лишенные остатков бентоса, обогащенные кремнями и цеолитами, формировались на больших глубинах (но не более 1000 м) и под влиянием вулканизма. Обнаруженные во всех трех толщах турбидиты свидетельствуют о наличии близкого высокого поднятия подводного склона со стороны будущих континентов и низменной суши со стороны срединной области будущего океана, существовавшей вплоть до миоцена [59; 83].

Таким образом, позднеюрские бассейны Атлантики формировались в условиях относительно спокойного тектонического режима и слабого вулканизма. Осадконакопление шло в довольно глубоких и узких бассейнах в условиях теплого климата.

В Тихом океане юрские отложения уверенно выделяются только в районе поднятия Магеллана. Здесь на экструзивных базальтах залегает маломощная (9,5 м) пачка серых, зеленовато-серых и красноватых известняков, содержащих обломки кремней и вулканических пород. По наупланктону известняки датируются титоном-берриасом [83].

Аналогичные отложения обнаружены в абиссальной равнине Австралийской котловины, т. е. на восточной периферии Индийского океана. По другую сторону бассейна — близ африканской окраины — юрские отложения не обнаружены.

Таким образом, морские бассейны в центральной части Тихого океана возникли значительно позднее, чем в Атлантике, и развивались в условиях активной вулканической деятельности, а следовательно, напряженного

тектонического режима. Мелководный характер осадков, отсутствие терригенного турбидитного материала свидетельствуют о значительных размерах морского бассейна в центральной части Тихоокеанского сегмента, развивающегося в окружении низменной суши и теплого климата.

В области Индийского океана в поздней юре существовал, видимо, только один морской бассейн — по периферии Австралии.

**Ранний мел.** В раннем мелу размеры всех морских бассейнов, возникших в юре, заметно выросли (см. рис. 4, с. 41), а их глубина несколько увеличилась и в среднем, как было показано выше, достигла значений, близких к 2000 м. Однако образования новых крупных бассейнов в то время в области современных океанов, видимо, не происходило.

Среди нижнемеловых отложений (берриас — альб) наибольшее развитие имеют карбонатные фации с преобладанием кокколитоидового мела, известняков и мергелей, калькаренитов, доломитов [83]. Второй фациальный тип отложений нижнего мела представлен пестроцветными глинами, среди которых различаются бурые цеолитовые и серые, обогащенные углистым материалом разновидности. Третий фациальный тип представлен вулканогенно-осадочными отложениями и наиболее типичен для Тихого океана (поднятие Манихики). Здесь нижнемеловые отложения представлены вулканическими брекчиями, песчаниками, глинами, содержащими многочисленные реликты мелководных моллюсков [59; 83].

Пространственная и вертикальная изменчивость фациального состава отложений отражает разнообразие условий седиментации в различных морских бассейнах раннего мела, расположенных в пределах современных океанов. Появление в разрезах апта и альба прослоев бескарбонатных глин с пиритом, сидеритом и углистым материалом свидетельствует об образовании застойных локальных бассейнов с восстановительной обстановкой, что могло иметь место при продолжающемся углублении отдельных впадин и нарушении циркуляции вод, понижении их температуры. Одновременно существовали и мелководные бассейны, где шло накопление лагунно-эвапоритных отложений. Такие бассейны существовали во всех океанах [43; 59; 83].

В целом же основные черты тектонического режима и особенности седиментации, возникшие в поздней юре, сохранились в этих областях и в раннем мелу. В Атлантическом и Индийском океанах прогибание континентальных окраин продолжалось в условиях спокойного тектонического режима. В Тихом океане оно сопровождалось вулканизмом.

**Поздний мел.** Трансгрессия, начавшаяся в альбе, продолжалась в позднем мелу. В итоге значительно расширились позднеюрско-раннемеловые бассейны и заложилась новые [65]. В частности, возникли протяженные морские бассейны по обе стороны Атлантики и Индийского океана, объединившие до этого разобщенные моря (см. рис. 4). Возникли узкие прогибы вдоль восточной окраины тихоокеанского сегмента, в Се-

верной и Южной Атлантике и западнее Австралии. Вероятно, появились моря и по периферии Антарктиды. Ввиду практически полного отсутствия сведений по Северному Ледовитому океану можно лишь предположить, что его заложение также произошло приблизительно в позднем мелу.

Общий характер седиментации, сложившийся в юрско-нижнемеловых бассейнах, сохранился и в позднемеловое время. В углубившихся предматериковых прогибах Атлантики шло накопление бескарбонатных черных глин, насыщенных углистым материалом. Присутствие в этих отложениях аутигенных пирита и сидерита свидетельствует о накоплении их в условиях застойного режима, где избыток углекислоты обеспечивал растворение  $\text{CaCO}_3$  в уже сформировавшемся осадке. Это предположение подтверждается и детальным изучением скудной известняковой микрофауны, имеющей апт-сеноманский возраст [59].

Еще более широкое распространение имеют в Атлантике отложения пестроцветных глин сеноман-маастрихтского возраста, которые нередко перекрывают черные глины. Почти полное отсутствие известковых и кремнистых организмов, сидерита и пирита, низкое содержание органики свидетельствуют о накоплении отложений в окислительной обстановке при низкой биологической продуктивности вод, так как глубина бассейнов в позднем мелу, как было показано выше [43], еще не достигла уровня растворения карбонатов и не превышала в среднем 1500—2000 м. Многочисленные перерывы в толще могли быть обусловлены течениями, возникшими в связи с ростом глубины и площади бассейнов.

Одновременно по периферии бассейнов как со стороны формирующейся континентальной окраины, так и со стороны срединной суши, располагавшейся на месте будущего Срединно-Атлантического хребта, шло накопление карбонатных кокколито-фораминиферовых известняков и мергелей. Мелководные лагунные известняки отлагались на шельфах и подводных возвышенностях в области современных котловин (Сом, Северо-Американская, Бразильская и др.) [59].

В разрезах позднего мела Тихого океана наиболее широко представлены карбонатные фации терригенных бурых глин [83], в центральных районах бассейна они залегают на отложениях раннего мела, а по периферии подстилаются экструзивными базальтами и представлены мелководными карбонатными и обломочными породами кампана-маастрихта, нередко они включают прослои вулканических пород. В районе Новой Зеландии отложения верхнего мела содержат фауну радиолярий, диатомей, силикофлягелят, свидетельствующую о существовании здесь зоны холодных вод или течений, хотя уверенности в этом все-таки нет, так как поздний мел стал начальной эпохой эволюции диатомовых. Не исключено, что активное развитие здесь кремнистых было связано с усилением вулканизма в данной области растущего океана.

В позднемеловых отложениях Индийского океана преобладают карбонатные фации. Ослабление терригенной седиментации и усиление биогенной, в частности карбонатной (характерной и для разрезов континентальных отложений позднего мела), можно объяснить обширностью позднемеловых морских бассейнов в океанических секторах и их многочисленностью на прилегающих континентах, а также наличием преимущественно низменной суши и отсутствием крупных водосборов и слабого развития речной сети, типичных для позднемезозойского времени. Позднемеловые бассейны в области современных океанов, как было показано выше, имели сравнительно небольшую глубину (не более 1,5—2 км), значительно меньшую, чем современная глубина компенсации карбонатов (4,0—4,5 км). Поэтому накопление бескарбонатных толщ следует объяснять не глубоководностью, а застойным режимом многих бассейнов, неразвитой циркуляцией — отчасти вследствие мелководности и разобщенности бассейнов, отчасти из-за отсутствия широтной дифференциации климата планеты (за исключением экваториальной зоны).

Характер изменения мощности и фаций по периферии позднемеловых бассейнов в области будущих океанов свидетельствует о существовании здесь обширной суши, которая лишь в палеогене испытала погружение и затопление. В связи с этим позднемезозойский вулканизм, развивавшийся вдоль окраин будущих континентов Северной и Южной Америки и вдоль некоторых участков западного и северо-западного обрамления Тихого океана и до сих пор рассматриваемый как свидетельство древности Тихоокеанской впадины, на самом деле (как отмечал В. В. Белоусов [3]) не имеет ничего общего с этим утверждением. Из палеогеографической карты видно, что здесь в позднем мелу заложилась отделенная от центрального бассейна обширной суши прогибы, тектонику которых и маркирует данный вулканизм. В свете изложенного становится понятным, что многочисленные плосковершинные гайоты высотой 1,5—2 км в центральной части Тихого (см. рис. 5, с. 42) и по периферии Индийского и Атлантического океанов, покрытые толщей коралловых известняков с мелководной фауной позднего мела, отражают глубину этих отдельных бассейнов, которая в течение кайнозоя увеличилась в среднем еще на 2 км. За это же время земная кора палеогенового океана опустилась на 7—8 км, т. е. темпы погружения вновь вовлекаемых в этот процесс областей в кайнозой резко возросли по сравнению с позднемезозойскими.

### § 3. Палеогеография кайнозойского океана

В разрезе осадков палеогена современных океанических областей преобладают глубоководные фации терригенных и карбонатных пород [59; 83]. Но на обширных пространствах гребневой зоны срединных рифтовых



хребтов палеогеновые отложения практически отсутствуют. Это могло иметь место в том случае, если своды будущих рифтовых хребтов в палеогене еще оставались сушей, в пределах которой, однако, могли располагаться периодически осушавшиеся мелководные бассейны. Например, вплоть до эоцена в Северной Атлантике и в районе Норвежско-Гренландского бассейна отлагались мелководные лагунные и дельтовые осадки, формировалась красноцветная кора выветривания [64]. До конца палеогена в распространении красноцветных отложений на современных континентальных блоках не было четкой зональности. Они формировались на всех широтах, включая околополярные. Следовательно, вплоть до середины олигоцена на земном шаре господствовал тропический и субтропический климат и резкой широтной дифференциации климатической зональности (за исключением аридной и гумидной) не существовало. Этот весьма важный факт свидетельствует, прежде всего, о повышенной энергии излучения Солнца и о том, что до конца палеогена современной глобальной водной и воздушной циркуляции на земном шаре еще не существовало. Последняя могла иметь место лишь в случае иного баланса суши и моря и общего плана океанических бассейнов. Разобщение их сводовой суши срединных хребтов, значительно отставших в опускании от других районов Мирового океана (табл. 2), существование сухопутных мостов между Австралией, Южной Америкой и Антарктидой, наличие суши вплоть до конца палеогена в западной части Тихого океана, где лишь в миоцене начали формироваться глубоководные котловины и вулканические гряды будущих внешних островных дуг (см. рис. 4, с. 41), — все это, несомненно, препятствовало развитию единой системы водно-воздушной циркуляции.

Таблица 2

Скорости опускания дна океана [46]

Океан	Средняя скорость опускания, мм/1000 лет				$V_k/V_v$
	Внутренние моря	Котловины $V_k$	Континентальная окраина	Возвышенности $V_v$	
Атлантический	275	173	84	55	3,2
Индийский	390	94	—	39	2,4
Тихий	170	112	100	54	2,1
Мировой	280	126	—	49	2,5

Установление этой системы началось лишь после опускания обширной сводовой суши в срединной области океанов, которое произошло в миоцене. Поэтому не случайно, что именно в миоцене на земной поверхности окончательно устанавливаются термические контрасты, близкие к современным [64], и билатеральная симметрия климата. Появление покровного оледенения происходило 20 млн лет назад вначале в Антарктиде (в миоцене), а затем (5 млн лет назад) и в северной полярной области в конце миоцен-плиоцене. Это свидетельствует о начавшемся уменьшении энергии излучения Солнца, которое достигло минимума в четвертичном периоде (1,0—1,5 млн лет назад), что явилось основной причиной наступления оледенений. Фактор Миланковича стал работать только при уменьшении температуры Солнца ниже 6000 К (см. гл. 6, § 2).

Образование в палеогене крупных океанических впадин привело к еще большему осушению континентальных блоков и закрытию позднее (в миоцене) океана Тетис, который вновь соединился с Атлантикой через Гибралтарский пролив в мессинское время (6 млн лет назад) по мере подъема уровня океана. Реликты этого океана — Черное и Каспийское моря — вплоть до четвертичного периода (а Средиземное море — до позднего миоцена) развиваются как преимущественно мелководные бассейны, после чего в плиоцене — начале четвертичного периода происходит их быстрое опускание.

Таким образом, в миоцен-четвертичное время в опускание вовлекаются сводовые области срединных хребтов и континентальная окраина Тихого океана, формируются глубоководные желоба вдоль основания существующих с миоцена островных дуг. Эти области следует рассматривать как фронт новейшей миоцен-четвертичной океанизации, в которую вовлекаются все новые участки континентальной суши и где происходит дальнейшее погружение внутриокеанских сухопутных мостов. В свете сказанного рифтовые хребты современного океана — это, по существу, области, отставшие в своем погружении от прилегающих котловин, т. е. остаточные возвышенности. Сами же рифты представляют собой зоны тепло- и массопереноса, своего рода «вентиляционные люки» планеты, предохраняющие ее от саморазрушения. Рифтовые разломы возникли на своде хребтов вследствие быстрого, преимущественно миоцен-четвертичного опускания дна прилегающих котловин, в результате чего возникли растягивающие напряжения на своде и, как следствие, глубокие расколы земной коры. Последние в дальнейшем становятся подводящими каналами вулканизма, что вместе с неравномерными блоковыми проседаниями привело к созданию сложного рельефа гребневой зоны рифтовых хребтов.

Итак, на протяжении последних 100 млн лет 2/3 поверхности твердой Земли испытало относительное опускание — в среднем на 8,0 км, считая от уровня моря до поверхности кристаллического фундамента. В этом плане континенты являются тоже своего рода остаточными возвышенно-

стями. Вместе со срединно-океаническими хребтами они компенсируют сокращение площади поверхности сжимающейся сферы Земли.

Кайнозойский рельеф Земли — самый контрастный и наиболее глубоко дифференцированный за всю ее геологическую историю. В связи с этим новейшие структуры глубоководных желобов островных дуг должны отражать дальнейший этап опускания поверхности сферы на новый, более низкий уровень.

Биологи нередко используют для доказательства древности желобов эндемичные формы обнаруженной здесь фауны, присущей палеозойским бассейнам. Фауна действительно может быть древней, но это еще не является доказательством существования в палеозое океана современных размеров и глубин. Древняя фауна могла мигрировать вместе с мигрирующими морскими бассейнами. Природа барьеров, генетически изолирующих эндемичные формы глубоководных желобов, по-прежнему остается неясной.

Однообразие и специфичность абиотической среды способствуют консервативности видов. Это моноплакофоры, погонофоры, голотурии — в бентосе. Высокая степень таксономической обособленности глубоководной фауны, по мнению Я. А. Бирштейна, может определяться либо присутствием реликтовых архаических групп, вытесненных из мелководья, либо приспособлением к существованию в условиях большого гидростатического давления. Однако мы ничего не знаем о скорости адаптации организмов в этих условиях. Длительность данного процесса можно в равной степени предполагать, как и быстрые изменения.

По мнению Г. М. Беляева, условия в желобах создают сравнительно высокие темпы видообразования. Узкая адаптация по линии одного фактора (высокое гидростатическое давление) лишила фауну глубоководных желобов далеко идущих эволюционных перспектив. Это область формирования малых таксонов. Процент эндемиков может свидетельствовать лишь о сравнительной молодости или зрелости одной впадины относительно другой. Интересно, что адаптации подвержены наиболее простейшие из форм.

Возникший к началу четвертичного периода баланс суши и моря (т. е. единое зеркало огромного Мирового океана и гигантские континентальные блоки) предопределил усиление широтной контрастности температур и климата и ее быструю изменчивость при малейшем колебании этой системы. В частности, заложение в начале периода глубоководных желобов и быстрое углубление реликтовых морей Тетиса должны были привести к резкому понижению уровня океана и, следовательно, большому осушению континентов, понижению снеговой линии, усилению контрастности климата в высоких широтах Северного полушария. Все это, несомненно, способствовало — при понижении солнечной светимости — образованию последовательных циклов оледенений и дегляциации четвертичного пе-

риода. Без учета этих двух факторов ни одна из существующих теорий четвертичных оледенений до сих пор не смогла дать удовлетворительного ответа на вопрос о причине оледенений в плейстоцене.

Другой закономерный вывод, следующий из проведенного рассмотрения палеогеографии Мирового океана, касается вопроса диссимметрии современного лика Земли. Длительное время в науке существуют представления о якобы изначальном происхождении этой диссимметрии, свойственной не только нашей Земле, но и другим планетам. Однако нетрудно видеть ошибочность подобных экстраполяций. Наблюдаемая диссимметрия лика Земли — явление, приобретенное ею в последние 50—70 млн лет. В допалеогеновое время поверхность планеты имела совершенно иной вид (см. рис. 4). Следовательно, лик Земли, как, впрочем, и любой другой планеты, не задан изначалью. Он эволюционирует совместно с астеносферой, возникновение, рост и ликвидация которой контролируются миграцией и объемами диффундируемых летучих элементов и тепла из зоны внешнего ядра. Направление этого процесса в условиях нашей планеты вполне определено. В ближайший миллион лет океан будет расширять свою площадь за счет вовлечения в прогибание новых участков периферий Тихого океана, реликтовых морей Тетиса, общего подъема уровня моря. Это направление океанизации хорошо просматривается на палеогеографической карте позднего фанерозоя (см. рис. 4) и на графике возрастания скорости поступления эндогенной воды (см. гл. 3).

Становится ясно и то, что океаны возникли на погружившейся континентальной коре, покрытой сверху плащом излившихся синхронно с опусканиями молодых платобазальтов. Нет никаких свидетельств о последующей деструкции этой гранито-метаморфической коры. В самом деле, куда девалась избыточная масса кремнезема при гипотетическом «распаде» континентальной коры мощностью порядка 10 км с площади более 300 млн км<sup>2</sup> за ничтожный промежуток времени 50—70 млн лет? Существует множество геологических и геофизических свидетельств в пользу заключения о повсеместном распространении под дном океана гранитно-метаморфической коры континентального типа нормальной мощности. Разумеется, признание этого факта делает полностью несостоятельными все гипотезы, в том числе и неомобилизма, возникшие для объяснения несуществующего феномена «океанической коры». Отказаться от этих представлений, видимо, придется, так как ни одно из них не в состоянии дать обоснованный научный прогноз относительно грядущего подъема уровня океана, реальных причин изменения климата и стремительного падения энергии светимости Солнца, краткое современное возрастание которой насчитывается всего 200 лет и свидетельствует о начавшихся процессах неустойчивости, вызванных исчерпанием запасов водорода. Ледниковый период, увы, продолжается, а межледниковья всегда были значительно короче фаз оледенения — всего 10 тыс. лет; и эта фаза уже заканчивается в третьем (текущем) тысячелетии.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
И ОКЕАНИЗАЦИЯ ЗЕМЛИ

§ 1. Свидетельства грандиозных опусканий океанского дна

Важнейшим достижением международной программы океанского бурения, начатой с 1968 г. с американского судна «Гломар Челленджер» [83; 84], стало, как уже отмечалось, установление двух важнейших фактов. Первый: на дне океанов не было обнаружено осадков древнее 165 млн лет, что само по себе стало неожиданным свидетельством их геологической молодости.

Второй факт — обнаружение на дне глубоководных котловин всех трех океанов мелководных осадков и пород со следами субаэрального выветривания, т. е. былого нахождения их вблизи или выше уровня моря. Из материалов 609 изученных нами к 1985 г. скважин в 186 были найдены (причем самими участниками программы бурения) неоспоримые свидетельства мелководности или даже наземных условий в областях, которые ныне опущены на глубину от 1 до 6 км и более (рис. 7).

При этом оказалось, что чем древнее мелководные отложения, тем глубже относительно уровня моря они залегают. Эти факты свидетельствуют о том, что все океаны — геологически молодые образования на нашей планете. Однако это не означает, что раньше воды на Земле не было. Необходимо было решить вопрос: что же представляла собой поверхность нашей планеты 160 млн лет назад, до образования глубоководных и обширных океанских бассейнов, и где была вся эта огромная масса воды? Ведь, по утверждению многих ученых, современный объем воды на поверхности Земли существует давно, по меньшей мере, более 500—1000 млн лет. Никаких следов полного затопления континентов 160 млн лет назад нет. Отсюда возникшая проблема воды приобрела первостепенное значение для понимания прошлого нашей планеты и выявления особенностей ее современного развития, а также путей эволюции в будущем. Ключ к разгадке проблемы воды оказался «на дне океана» в буквальном смысле этого слова. Именно мелководные отложения послужили исходным материалом в цепи последовавших научных открытий и неожиданных заключений.

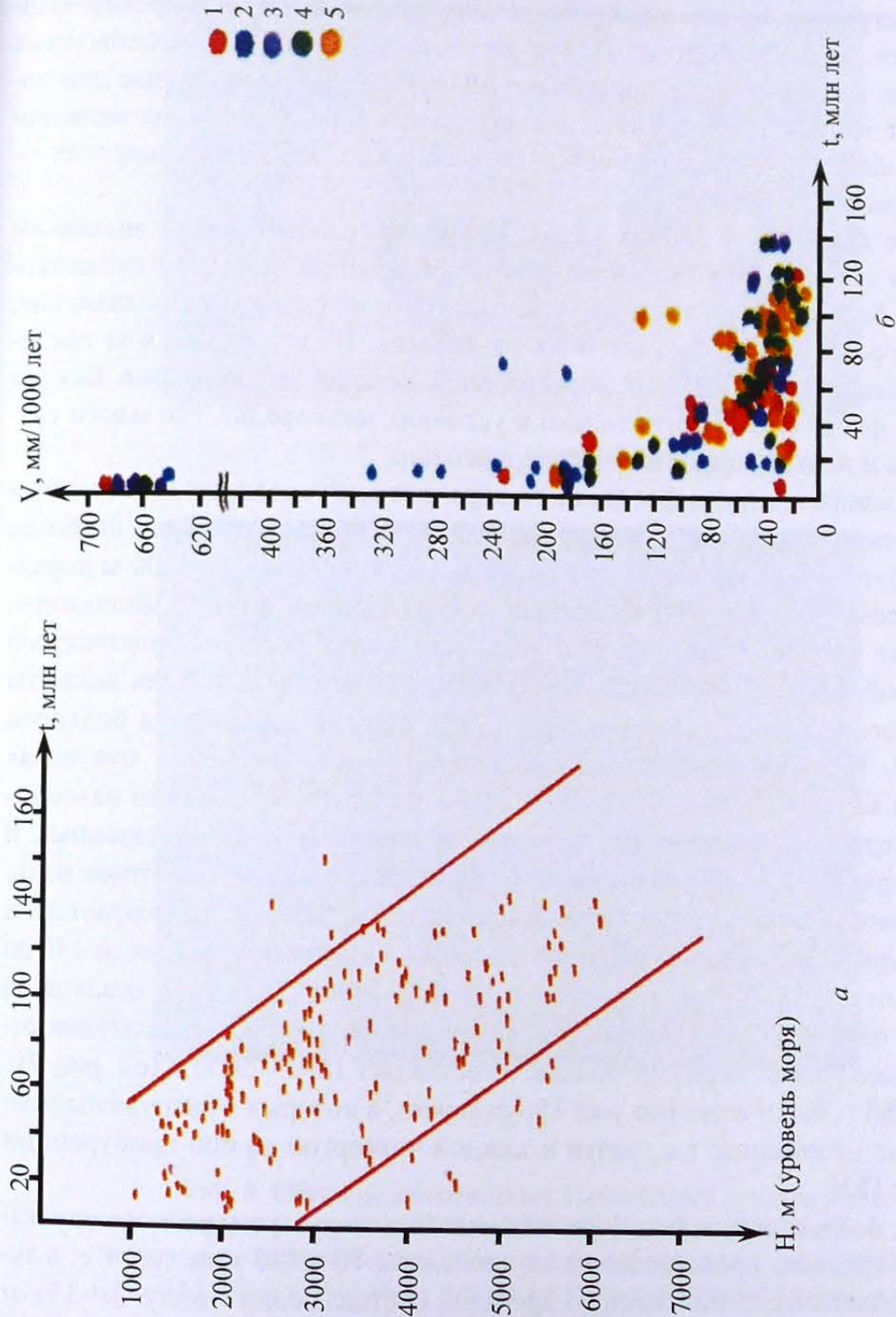


Рис. 7. Возраст и глубина залегания мелководных осадков на дне Мирового океана (а), скорость погружения земной коры в пределах различных морфоструктур дна (б) [44; 48]: 1 — хребты, 2 — внутриконтинентальные моря, 3 — континентальный склон, 4 — котловины, 5 — поднятия и подводные горы

Что же собой представляют эти загадочные мелководные образования, и как их обнаружили в толще морских илов?

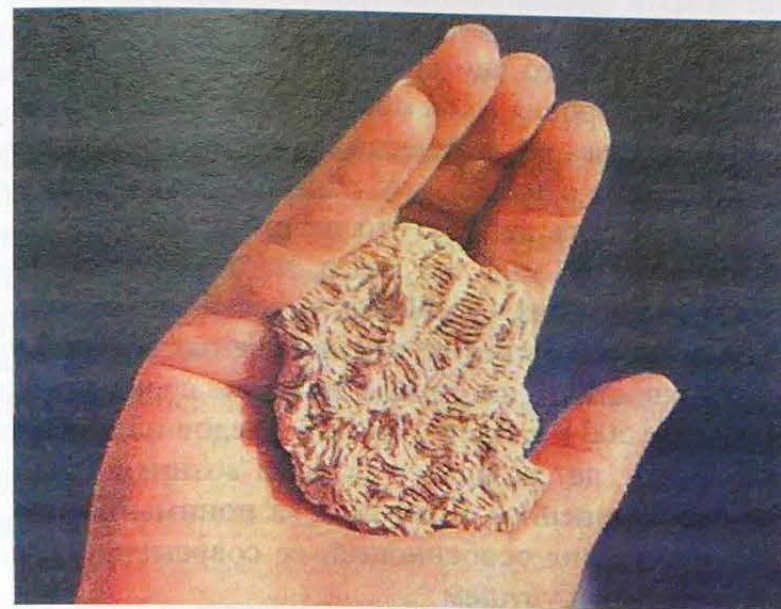
Как известно, дно океана покрыто почти непрерывным чехлом осадочных отложений. Лишь крутые склоны вулканов, хребтов и материкового выступа лишены осадков. Исследования показали, что морские осадки глубоководных областей сильно отличаются от осадков мелководных шельфов, где глубины не превышают 50—200 м. В первом случае дно покрывают тончайшие биогенные и терригенные илы и глины, на мелководье преобладают крупнозернистые песчаные илы, а в теплых широтах — коралловые известняки.

Резко меняется и донная фауна. Например, разнообразные моллюски со своей хрупкой двустворчатой раковиной никогда не смогут существовать на больших глубинах из-за высокого гидростатического давления, при котором раковина может быть раздавлена. Не встречаются за пределами шельфа и многие типы морских ежей, водорослей, кораллов. Вся эта фауна и флора может жить только в условиях мелководья, где много света, тепла и низкое гидростатическое давление.

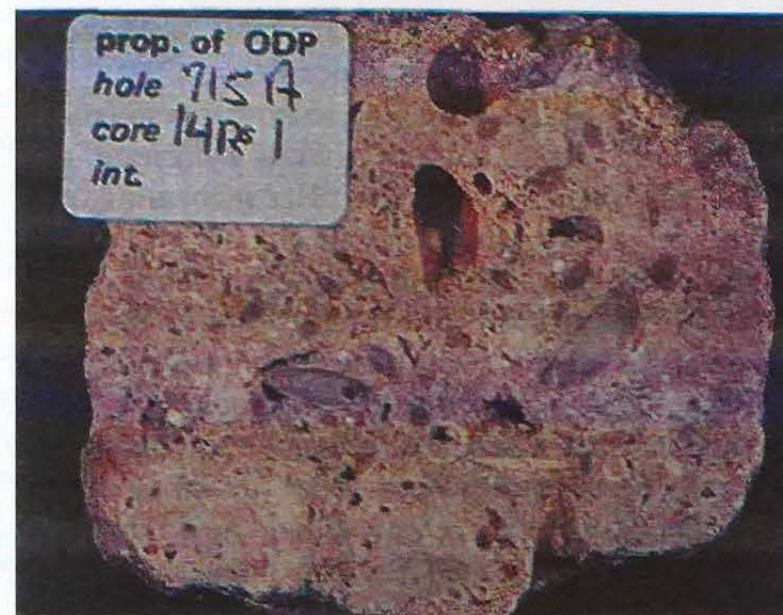
Так, многие виды рифостроящих кораллов могут существовать лишь в тропических водах при температуре воды +22 °С и на глубине не более 50 м. Поэтому обнаружение при бурении на глубине более 4000 м коралловых известняков и других осадков с мелководной фауной моллюсков, зелеными водорослями (рис. 8) и т.п. стало своего рода неожиданностью и крупной научной сенсацией. Более того, в ряде скважин были вскрыты явные следы былого существования суши, ныне опущенной на большую глубину. К таким свидетельствам, прежде всего, относятся окатанная галька и валуны, бурые окисленные корки базальтов со следами наземного выветривания и размыва, пузырчатые базальты и туфы наземных и приповерхностных вулканических извержений, а также болотные и лагунные отложения — торфяники, каменная соль, гипсы и др. Возраст этих мелководных образований меняется в довольно широких пределах от 140 до 5—10 млн лет [83]. Многие из них были обнаружены в толще осадков на глубине от 300 до 1000 м ниже дна. Современная же глубина залегания относительно уровня моря еще больше и составляет 1800—5000 м (см. рис. 7).

К 1985 г. было известно уже 186 скважин, в которых обнаружены мелководные отложения, т.е. почти в каждой четвертой из 600 пробуренных скважин [83].

Этот факт является бесспорным свидетельством грандиозного опускания дна океанов, происшедшего за последние 70—140 млн лет, т.е. в течение геологически ничтожного времени, составляющего всего 2—3% от всей истории Земли.



а



б

Рис. 8. Образцы мелководных карбонатных осадков, поднятых с глубины более 3000 м в Индийском океане: а — мелководные коралловые известняки раннеэоценового возраста — 50 млн лет (скв. 715А); б — мелководные известняки среднемиоценового возраста — 15 млн лет (скв. 812В)

Возникает вопрос: какова закономерность в распределении древних и молодых мелководных отложений, в распространении их на дне современного океана? Анализ показал, что такая закономерность имеется. В Атлантическом и Индийском океанах древнейшие осадки возраста 100—165 млн лет приурочены к континентальным окраинам. По мере приближения к срединно-океаническим хребтам их возраст закономерно уменьшается. В Тихом океане, наоборот, возраст осадков уменьшается от центральных областей океана к его периферии, т.е. к континентальным окраинам. Исключение составляет Восточно-Тихоокеанский хребет, где картина сходна со срединными областями Индийского и Атлантического океанов. Примечательно, что в этих же направлениях изменяется возраст подстилающих осадки вулканических пород. Вывод, который следовал из этих данных, был закономерным [43]: образование Атлантического и Индийского океанов началось с опусканий коры вдоль окраин будущих континентов (рис. 4, с. 41), которые в последующем захватывали все новые области суши или мелкого моря, распространяясь в направлении к срединной области будущего океана. Области срединно-океанических хребтов здесь оказались вовлечены в опускание лишь в последние 25—30 млн лет. В Тихом океане процесс опускания коры шел от центра океана к периферии. Повсеместно опусканиям предшествовали или сопровождали их мощные вулканические извержения. Это сочетание двух процессов, очевидно, не случайно. Оно проливает свет на причину процесса, который можно назвать океанизацией. По мере дегазации и вулканизма в недрах на глубинах порядка 50—100 км неизбежно должны возникать разуплотненные зоны. Вот в эти зоны нагруженная базальтовыми лавами кора будет пассивно проседать, занимая освободившееся пространство. В дальнейшем, в ходе продолжающегося остывания и уплотнения земного вещества глубинных пород (бывших магматических резервуаров), опускание дна, хотя и с меньшей скоростью и амплитудой, будет продолжаться. С учетом общей гравитационной организации вещества этот механизм в условиях Земли представляется единственным энергетически реальным. Он же, в конечном счете, обуславливает общую контракцию, сжатие Земли и уменьшение ее радиуса (см. гл. VI).

Какова была скорость этих опусканий, и что происходило с водой?

## § 2. Определение скорости опускания дна океана

В поисках ответа на эти и другие возникающие вопросы автор пошел следующим путем. Возраст и современная глубина залегания мелководных отложений по каждой скважине известна. Следовательно, можно оп-

ределить среднюю скорость  $\bar{V}(t)$  опускания дна в районе каждой из 186 скважин, вскрывших эти отложения:

$$\bar{V}(t) = (H + h) / t \text{ (mm / 1000 лет)}, \quad (\text{III.1})$$

где  $H$  — глубина океана,  $h$  — мощность покрывающих мелководные отложения осадков,  $t$  — их возраст.

Расчеты были произведены с учетом уплотнения осадочной толщи после ее образования.

Полученные таким образом значения скорости были нанесены на график, в котором по горизонтальной оси нанесен возраст мелководных отложений по каждой из 186 скважин, где обнаружены мелководные осадки, а по вертикальной оси — найденная по формуле (III.1) средняя скорость опусканий  $V(t)$  [44].

Проведенные таким образом расчеты по всем скважинам, вскрывшим мелководные отложения, позволили получить график, характеризующий изменение скорости опускания дна Мирового океана за последние 165 млн лет (рис. 7, с. 53; рис. 9, с. 59).

Изучая полученный график, важно прежде всего отметить поразительную согласованность данных по Тихому, Атлантическому и Индийскому океанам, а также сходство этого графика с аналогичным, построенным по данным о возрасте мелководных отложений на гайотах и атоллах Центральной части Тихого океана (рис. 6, с. 43) и рассчитанным автором еще в 1980 г. Расчетные точки в 95%-ном доверительном интервале легли в экспоненциальную зависимость, которая хорошо аппроксимируется простым уравнением вида:

$$V(t) = a \cdot \exp(-t/c) + b, \quad (\text{III.2})$$

где  $V(t)$  — средняя скорость опускания дна океана;  $t$  — возраст осадков;  $a$ ,  $b$ ,  $c$  — коэффициенты, определяемые из графика, при этом  $a = 800$  мм/1000 лет,  $b = 25$  мм/1000 лет,  $c = 14,65$  млн лет,  $t = 0—165$  млн лет.

Начало резкого подъема кривой опускания дна на рисунке 9 (с. 59) приходится на интервал времени 65—70 млн лет назад. Этот интервал совпадает с самым ярким рубежом геологической истории Земли, отделяющим мезозойскую эру от кайнозойской. Если бы формирование гигантских океанических впадин происходило без их одновременного заполнения водой, то произошло бы катастрофическое осушение континентов, резкое изменение климата и органической жизни в кайнозойскую эру. Одновременно бурные потоки воды образовали бы глубокие каньоны на континентальных окраинах, а на дне океанических впадин возникли бы гигантские шлейфы галечников, выносимых этими потоками. Однако ничего этого не наблюдается на материковых окраинах океанов — как и

следов катастрофического осушения материков в последние 60—65 млн лет. Но может быть, формирующиеся впадины заполнялись водой, сливающейся с материков? И на этот вопрос мы должны ответить отрицательно, так как подавляющая часть морских осадочных отложений суши не только кайнозоя, но и прошлых эпох является преимущественно мелководной. Это значит, что в пределах современной суши никогда не было глубоководных и обширных океанов, подобных современным. Сейчас масса воды всех водоемов суши не превышает 3% от массы воды Мирового океана. Следовательно, вклад материковых вод вместе с водами, находившимися в пределах опускающейся суши и мелководных морей, был весьма незначительным и не превышал нескольких процентов от современной массы воды Мирового океана.

Таким образом, построенный график не только характеризует среднюю скорость опускания различных участков дна в пределах Атлантического, Тихого и Индийского океанов, но и отражает скорость поступления внутрипланетарной воды на поверхность Земли в миллиметрах за 1000 лет. Стало ясно, что опускавшееся дно формировавшегося в кайнозое океана одновременно заполнялось водой, поступавшей из недр Земли.

### § 3. Количественные определения эндогенной воды, поступившей на поверхность Земли в последние $70 \cdot 10^6$ лет

Удивительную картину последних 160 млн лет истории Земли можно представить при анализе графика  $V(t)$  (рис. 9). Оказывается, что даже в этот, крайне небольшой в геологическом отношении отрезок времени, вода на поверхность планеты выносилась отнюдь не так равномерно, как это предполагалось ранее.

Если до рубежа мезозоя и кайнозоя (65—70 млн лет) скорость поступления воды составляла всего 25—30 мм/1000 лет, то позднее, в кайнозое, происходит ее быстрое увеличение (табл. 3). В настоящее время планета извергает воду с максимальной за последние 160 млн лет скоростью, которая по уточненным данным (если продолжить график до пересечения с вертикальной осью  $V(t)$ ) (рис. 9) равна 0,8 мм/1000 лет (табл. 3). Сюда не входит количество воды, идущей на увлажнение непрерывно накапливающихся морских осадков, а также воды, которая формировала полярные ледники Гренландии и Антарктиды; величину 0,8 мм/год следует рассматривать как нижнюю границу возможных ежегодных темпов выноса на поверхность планетарной воды. Поскольку объем океанских впадин вследствие продолжающегося погружения дна не перестает возрастать, а уровень океана продолжает повышаться, то полученное значение 0,8 мм/год можно округлить до 1 мм/год [44].

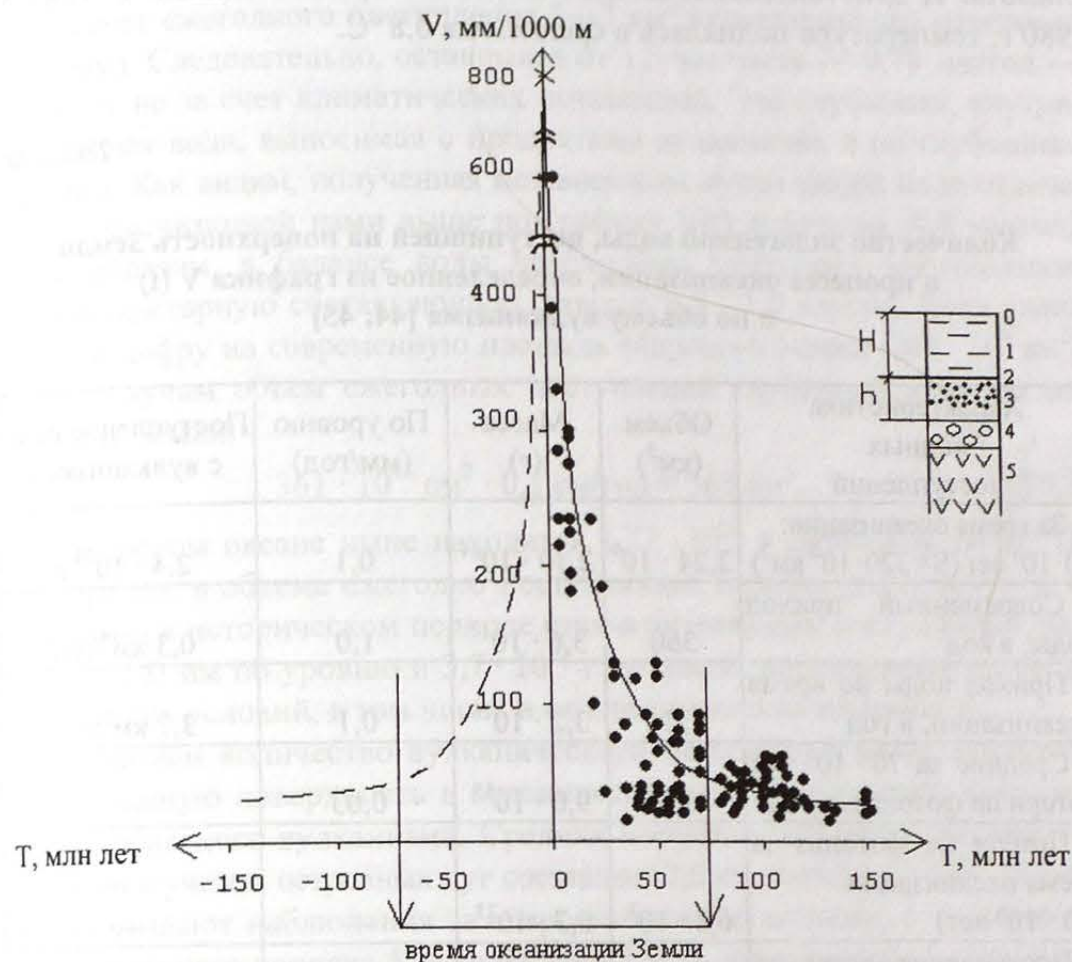


Рис. 9. График скорости поступления эндогенной воды на поверхность Земли в последние 165 млн лет [42; 48].

По скважинам Тихого, Индийского и Атлантического океанов.  
На колонке: 0 — вода, 2 — дно, 3 — глубоководные осадки,  
4 — мелководные осадки, 5 — базальты

Если подходить к полученному значению скорости поступления воды с обычных позиций, этот миллиметр мы и не заметим даже при высокоточных измерениях. Однако если измерять время тысячами и миллионами лет, т.е. если перейти на геологический масштаб времени, то это весьма ощутимо меняет наши представления о консервативности сложившихся на Земле условий.

Так, столетние наблюдения на водомерных постах по берегам морей и океанов показали, что уровень океана действительно поднимается со средней скоростью 1,5 мм/год (более детально изменения уровня будут рассмотрены далее). До сих пор этот подъем объясняли потеплением

климата. И действительно, климат за это же время менялся. С 1880 до 1980 г. температура поднялась в среднем на 0,8°C.

Таблица 3

**Количество эндогенной воды, поступившей на поверхность Земли в процессе океанизации, определенное из графика V(t) и по объему вулканизма [44; 45]**

Характеристика водных поступлений	Объем (км <sup>3</sup> )	Масса (г)	По уровню (мм/год)	Поступление воды с вулканизмом
1. За время океанизации: 70 · 10 <sup>6</sup> лет (S = 320 · 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> )	2,24 · 10 <sup>9</sup>	2,30 · 10 <sup>24</sup>	0,1	2,4 · 10 <sup>23</sup> г
2. Современный приход воды, в год	360	3,6 · 10 <sup>17</sup>	1,0	0,3 км <sup>3</sup> /год
3. Приход воды во время океанизации, в год	32	3,2 · 10 <sup>16</sup>	0,1	3,7 км <sup>3</sup> /год
4. Средние за 70 · 10 <sup>6</sup> лет потери на фотолиз, в год	9,0	9,0 · 10 <sup>15</sup>	0,03	—
5. Потери на фотолиз за время океанизации (70 · 10 <sup>6</sup> лет)	6,3 · 10 <sup>8</sup>	6,3 · 10 <sup>23</sup>	—	—
6. Поступление воды до океанизации, в год (S <sub>1</sub> = 50 · 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> ; J <sub>3</sub> + K)	1,3	1,3 · 10 <sup>15</sup>	—	1,3 · 10 <sup>15</sup> г
7. Приход воды за 70 · 10 <sup>6</sup> лет (S <sub>1</sub> = 50 · 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> ; J <sub>3</sub> + K)	1,6 · 10 <sup>6</sup>	1,6 · 10 <sup>21</sup>	—	—
8. Потери на фотолиз до океанизации, в год (S <sub>1</sub> = 50 · 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> ; J <sub>3</sub> + K)	1,3	1,3 · 10 <sup>15</sup>	—	—
9. Потери на фотолиз за 70 · 10 <sup>6</sup> лет до океанизации (S <sub>1</sub> = 50 · 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> ; J <sub>3</sub> + K)	9,1 · 10 <sup>7</sup>	9,1 · 10 <sup>22</sup>	—	—

Спутниковыми наблюдениями и непосредственными исследованиями в Антарктиде и Гренландии установлено, что ежегодно происходит сокращение их ледниковых покровов примерно на 200—250 км<sup>3</sup>. Это соответствует подъему уровня океана на 0,6—0,7 мм/год. Кроме того, воду вытесняют осадки, выносимые реками в океан, ежегодный объем которых

составляет 7 км<sup>3</sup>, или 0,02 мм по уровню. Еще меньше поднимается уровень за счет ежегодного поступления 2—3 км<sup>3</sup> вулканического материала (0,003 мм). Следовательно, оставшаяся от 1,5 мм часть — 0,78 мм/год — поступает не за счет климатических потеплений. Это глубинная, внутрипланетарная вода, выносимая с продуктами вулканизма и по глубинным разломам. Как видим, полученная независимым путем цифра мало отличается от рассчитанной нами выше по графику V(t) величины (0,8 мм/год). Таким образом, в балансе воды необходимо учитывать многолетнюю внутрипланетарную составляющую, равную 0,8—1,0 мм/год. Если умножить эту цифру на современную площадь Мирового океана (361 · 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>), то мы получим объем ежегодных поступлений глубинной воды на поверхность Земли:

$$361 \cdot 10^{16} \text{ см}^2 \cdot 0,1 \text{ см/год} = 361 \text{ км}^3. \quad (\text{III.3})$$

В Мировом океане ныне находится 1,42 · 10<sup>24</sup> г свободной воды. Таким образом, в объеме ежегодно поступающих в океан вод присутствует постоянная в историческом периоде статья эндогенных поступлений, равная 0,8—1,0 мм по уровню и 3,7 · 10<sup>17</sup> г по массе, не зависящая ни от каких внешних условий, в том числе и от климатических изменений.

Рассчитаем количество вулканического материала и воды, поступивших на земную поверхность в океанических секторах в эпоху кайнозойского глобального вулканизма. Средняя мощность платобазальтовых образований с учетом островных дуг составляет 2,6 км, площадь ≈ 340 · 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>. Как показывают наблюдения за современными вулканами, с их извержениями поступает порядка 5% воды; еще 5% — ювенильным путем, т.е. в сумме с вулканизмом на поверхность выносится 10% воды. Рассчитаем объем вулканического материала:

$$V_{\text{влк}} = S_{\text{ок}} \cdot H_{\text{влк}} = 340 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 2,6 \text{ км} = 0,884 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{III.4})$$

Его масса при средней плотности 3,0 г/см<sup>3</sup> будет:

$$M_{\text{влк}} = V \cdot \rho = 0,884 \cdot 10^9 \text{ км}^3 \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 2,65 \cdot 10^{24} \text{ г}. \quad (\text{III.5})$$

Отсюда найдем объем и массу вынесенной воды: M<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2,65 · 10<sup>23</sup> г, или 2,65 · 10<sup>8</sup> км<sup>3</sup>. Следовательно, суммарный объем продуктов кайнозойского этапа глобального вулканизма составил:

$$(8,84 + 2,65) \cdot 10^8 \text{ км}^3 = 1,15 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{III.6})$$

Сравнивая количество воды, поступившее за время океанизации, по графику V(t) — 2,24 · 10<sup>24</sup> г и с вулканизмом — 2,65 · 10<sup>23</sup> г, можно заключить, что главным источником воды в период океанизации был не вулканизм, а поступление ее из астеносферы по многочисленным глубинным разломам, сольфатарам и фумаролам, которые и сегодня продолжают

оставаться основными источниками эндогенной воды ( $360 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Объем современного вулканизма составляет всего  $2\text{—}3 \text{ км}^3/\text{год}$ , что приносит только  $0,6 \text{ км}^3$  воды в год.

Найдем объем опустившейся в астеносферу земной коры и сравним его с объемом образовавшихся в результате этого океанических впадин с учетом их заполнения твердыми продуктами вулканизма, осадками и водой. Рассчитаем объем земной коры:

$$340 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 8,0 \text{ км} = 2,72 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{III.7})$$

Объем вулканических пород и воды будет:

$$340 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 2,6 \text{ км} = 8,84 \cdot 10^8 \text{ км}^3; 361 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 4,0 \text{ км} = 1,44 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{III.8})$$

И наконец, определим объем твердых осадочных пород, образовавшихся в кайнозое в пределах океанических секторов, средняя мощность которых примерно  $1,0 \text{ км}$ :

$$3,60 \cdot 10^8 \text{ км}^2 \cdot 1,0 \text{ км} = 3,6 \cdot 10^8 \text{ км}^3. \quad (\text{III.9})$$

Таким образом, сумма объемов будет равна  $2,68 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ . Их разность с объемом опустившейся в астеносферу земной коры составит всего  $0,04 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ . Эту разность можно отнести к газообразным продуктам вулканизма. Нетрудно видеть хорошую согласованность приведенных расчетов. Становится также понятным, что под толщей платобазальтов, осадков и воды в океанических секторах залегает сильно размытая поверхность кристаллического фундамента, сложенного породами алдания ( $4 \cdot 10^9$  лет). В течении большей части фанерозоя в ходе формирования астеносферы под секторами будущих океанов существовала приподнятая суша. Если денудация гранитно-метаморфических пород шла со скоростью  $10^{-4} \text{ мм/год}$ , то размыву подверглось  $3,0\text{—}3,5 \text{ км}$  сиала, следовательно, его современная мощность составляет  $7\text{—}8 \text{ км}$ . Отсюда граница между алданием и мафическим слоем в океанах должна залегать на глубинах  $15\text{—}16 \text{ км}$  от уровня моря, а граница Мохоровичича — на глубине  $40\text{—}45 \text{ км}$ . Однако ее до сих пор ищут, согласно модели Рейта [94], на значительно меньших глубинах ( $7\text{—}10 \text{ км}$ ). За подошву коры может приниматься граница между сиалом и мафическим слоем. Трудности в регистрации реальной границы Мохоровичича обусловлены ее более глубоким залеганием под океанами и значительной переработкой низов мафического слоя в ходе его десерпетинизации и дегидратации. Как показали исследования с применением географов рефрагированных волн [47; 49], регистрация этой границы возможна лишь при длине географов свыше  $120\text{—}150 \text{ км}$ . Однако из 276 географов, отстрелянных к 1979 г. и положенных в основу существующих представлений о двух типах коры — континентальной и океанической, лишь 2% имели длину порядка  $100\text{—}120 \text{ км}$ , а почти у 90% была длина  $50\text{—}60 \text{ км}$  [47]. Поэтому эти данные в

свете приведенных выше расчетов не могли дать информацию о реальной мощности земной коры под океанами и тем более выделять в ней специфическую «океаническую» кору, якобы лишенную гранитного слоя [94]. Это нашло подтверждение в последующих измерениях на сверхдлинных географах, длиной  $600 \text{ км}$  и более [7; 8; 9].

#### § 4. Определение фотолитических потерь гидросферы

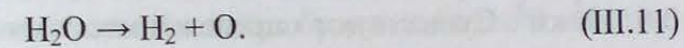
Как показано выше, средняя скорость опускания дна Мирового океана и одновременного поступления эндогенной воды за  $70 \cdot 10^6$  лет, начиная с позднего мела, составила  $0,1 \text{ мм/год}$ , что в пересчете на массу при средней площади океана за указанный период ( $320 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) равно:

$$320 \cdot 10^{16} \text{ см}^2 \cdot 10^{-2} \text{ см} \cdot 70 \cdot 10^6 \text{ лет} \cdot 1,03 \text{ г/см}^3 = 2,30 \cdot 10^{24} \text{ г}. \quad (\text{III.10})$$

Полученное значение на  $0,86 \cdot 10^{24} \text{ г}$  больше массы воды в современном океане ( $1,44 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ). Эта разница включает воду, пошедшую на увлажнение морских осадков, образовавшихся на дне океана ( $0,16 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ), на формирование полярных льдов Гренландии и Антарктиды ( $0,04 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ), на увлажнение почв ( $0,01 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ), а также гидросферы суши ( $0,01 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ), и другие неучтенные расходы воды ( $0,01 \cdot 10^{24} \text{ г}$ ).

Оставшаяся величина  $0,63 \cdot 10^{24} \text{ г}$  — это вода, утраченная при испарении и последующем фотолитическом разложении в верхних слоях атмосферы за последние  $70 \cdot 10^6$  лет [42; 44; 48].

Фотолитический процесс диссоциации молекулы воды под действием жесткого солнечного излучения в верхних слоях атмосферы. Диссоциация в целом идет по следующей схеме:



Следовательно, первый кислород атмосферы Земли на раннем этапе ее эволюции при отсутствии биосферы производился лишь за счет фотолитического разложения.

Ввиду важности использования фотолитического разложения для численной оценки потерь воды при испарении с поверхности морских и океанических бассейнов приведем методику расчета величины (F).

Найдем ежегодные фотолитические потери (F) со средней за  $70$  млн лет площади Мирового океана, равной  $320 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ :

$$F = 0,63 \cdot 10^{24} \text{ г} / 70 \cdot 10^6 \text{ лет} = 9 \cdot 10^{15} \text{ г/год}. \quad (\text{III.12})$$

По объему это составляет  $9 \text{ км}^3/\text{год}$ . Поскольку фотолитический процесс зависит от площади (S) зеркала вод испаряемого бассейна, то появляется возможность определить своего рода «константу фотолитического разложения» в  $\text{г/км}^2/\text{год}$  ( $F_n$ ):

$$F_n = 9 \cdot 10^{15} \text{ г} / 3,6 \cdot 10^{18} \text{ см}^2 = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^2 \cdot \text{год} = 2,5 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год}^*. \quad (\text{III.13})$$

\* Точнее,  $F_n = 2,57 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год}$ ; величина  $2,5 \cdot 10^7 \text{ см}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$  равна объему  $F_n$ .



Таким образом, был создан очень надежный инструмент, позволяющий по известной или предполагаемой площади морских бассейнов в тот или иной геологический отрезок времени корректировать наши представления о существовании морей и океанов при известном уровне вулканизма и выносимых с ним масс воды, которые на кайнозойском этапе не превышали 10% от массы твердых продуктов извержений (см. табл. 3, с. 59).

### § 5. Режим гидросферы фанерозоя из оценки ее фотолитической диссипации

Как следует из палеогеографических реконструкций для континентальной суши академика Н. М. Страхова [64] и автора данной монографии — для океанических областей [44] (см. рис. 4, с. 41), первые достаточно обширные мелководные моря возникли на Земле в начале фанерозоя, т.е. около  $570 \cdot 10^6$  млн лет назад. В течение этого времени и до конца мелового периода, по геологическим данным [32], произошло около 30 наиболее крупных платобазальтовых извержений в пределах современной суши общим объемом  $30 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Однако никаких свидетельств о вулканизме в секторах будущих океанов не приводилось. Тем не менее сегодня мы располагаем данными о напряженности вулканизма в секторах будущих океанов для поздней юры и мелового периода. В пределах Тихого океана установлено около 4600 подводных вулканов этого возраста высотой более 1000 м [39], в Атлантическом и Индийском океанах таких вулканов около 2000. Их общая площадь равна  $4,0 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ , объем (V) составляет  $0,6 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ . Существуют определенные закономерности в распределении этих подводных вулканов. Большая часть атоллов и гайотов расположена в центральной части Тихоокеанской впадины. В Атлантическом и Индийском океанах юрские и меловые гайоты расположены вдоль материковых окраин. На всей остальной площади указанных океанических областей, как следует из данных бурения «Гломар Челленджер» [83; 84], мезозойские отложения практически отсутствуют. Это можно объяснить тем, что здесь в течение большей части палеозоя и мезозоя происходило формирование астеносферы за счет выносимых сюда из зоны внешнего ядра избытков летучих и тепла [51]. В результате разогрева верхней мантии под большей частью секторов будущих океанов в фанерозое существовала приподнятая суша. Это объясняет особенности палеогеографии конца мезозоя. Большая часть мелководных бассейнов формировалась в пределах будущей континентальной суши. Таким образом, суммарный объем вулканических образований, образованных в течение палеозоя и большей части мезозоя, не превышал  $3,6 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ . Полагая плотность вулканических пород  $\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$ ,

можно определить массу вулканического материала вынесенного на поверхность за последние 500 млн лет (до Kz):

$$36 \cdot 10^6 \text{ км}^3 \cdot 2,7 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 \approx 10 \cdot 10^{22} \text{ г.} \quad (\text{III.14})$$

Отсюда определим количество вулканического материала, выносимого на поверхность в год:

$$10 \cdot 10^{22} \text{ г/500} \cdot 10^6 \text{ лет} = 0,2 \cdot 10^{15} \text{ г/год.} \quad (\text{III.15})$$

Из полученного видно, что напряженность вулканизма в фанерозое была весьма незначительной и составляла всего  $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ , т.е. на порядок слабее современного вулканизма. Количество же выносимой при этом воды будет (10%)  $2 \cdot 10^{13} \text{ г/год}$ , или  $0,02 \text{ км}^3/\text{год}$ . Этой воды было бы недостаточно даже для образования Балтийского моря.

Оценим глубину морского бассейна, имеющего площадь  $100 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ , полагая объем воды в нем равным  $10^7 \text{ км}^3$ :

$$10^7 \text{ км}^3 / 100 \cdot 10^6 \text{ км}^2 = 0,1 \text{ км,}$$

т.е. глубина этого бассейна, имеющего единое зеркало, была бы не более 100 м. Фотолитические (F) потери при этом составят:

$$F = F_n \cdot S = 2,3 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot 100 \cdot 10^6 \text{ км}^2 = 2,3 \cdot 10^{15} \text{ г/год.}$$

Найденное значение фотолитической диссипации позволяет оценить время существования морского бассейна:

$$t = 10^{22} \text{ г} / 2,3 \cdot 10^{15} \text{ г/год} = 4,34 \cdot 10^6 \text{ лет.}$$

Следовательно, при современном состоянии Солнца фотолитическая диссипация с площади 100 млн  $\text{км}^2$  весьма значительна и время существования такого мелководного морского бассейна будет не более 5 млн лет. Однако эти моря существовали на протяжении всего палеозоя и мезозоя, вплоть до начала океанизации.

Найдем величину фотолитической диссипации, которая должна была бы быть в это время, чтобы определенная масса воды, вынесенная с вулканизмом, сохранялась не 5 млн лет, а все 400 млн лет, т.е. до кайнозоя:

$$F = 10^{22} \text{ г} / 4 \cdot 10^8 = 2,5 \cdot 10^{13} \text{ г/год.}$$

Полученное значение показывает, что на большей части фанерозоя фотолитическая диссипация была значительно меньше наблюдаемого в настоящее время. Поскольку фотолитическая диссипация зависит от двух факторов — площади зеркала испаряемого бассейна и состояния Солнца (температуры его фотосферы), — этот вывод не кажется неожиданным. Во-первых, в реальности морские бассейны фанерозоя, как следует из палеогеографических карт, были разбиты на множество сравнительно небольших по площади мелководных морей, глубина которых была в два и в три раза меньше, чем найденная нами (100 м). Во-вторых, следует вспомнить, что в течение

фанерозоя было по меньшей мере четыре длительных этапа оледенения, суммарная продолжительность которых оценивается от 100 до 150 млн лет. Это ордовик-силурийское оледенение (450 млн лет назад), пермско-карбоновое (300 млн лет назад), предполагаемое юрское (200 млн лет назад), и четвертичное оледенение (5 млн лет назад). В эпохи оледенений глобальная температура Земли падала на  $6^{\circ}\text{C}$  и составляла около  $10^{\circ}\text{C}$  [85]. Это было обусловлено орбитальным изменением положения Земли, определяемым факторами Миланковича (наклоном оси вращения Земли, эксцентриситетом ее орбиты и прецессией). Такое уменьшение температуры эквивалентно падению температуры фотосферы Солнца до 4000 К. Если полагать, что из 500 млн лет эта температура фотосферы существовала в течение 150 млн лет, а остальные 350 млн лет — она возросла до 6000 К, то отсюда можно определить среднюю температуру фотосферы за фанерозой. Она будет равна 5450 К. Константа фотолиза  $F_p$ , соответствующая этой температуре, будет равна  $2,25 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год}$ . Площадь морского бассейна можно представить как сумму бассейнов размером порядка  $10^6 \text{ км}^2$  каждый. Пусть таких бассейнов глубиной 0,1 км будет 100. Это можно записать следующим образом:

$$100 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 0,1 \text{ км} = 10^7 \text{ км}^3.$$

Определим величину константы  $F_p$  фотолиза для этого бассейна, положив площадь одного бассейна  $1,1 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ :

$$F_p = F/S = 2,5 \cdot 10^{13} \text{ г/год} / 1,1 \cdot 10^6 \text{ км}^2 = 2,27 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год}.$$

При таком значении фотолиза со многих десятков небольших морских бассейнов длительность их диссипации будет уже не 5 млн лет, а все 400—500 млн лет:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F = 10^{22} \text{ г} / 2,5 \cdot 10^{13} \text{ г/год} = 400 \cdot 10^6 \text{ лет}.$$

Из приведенного следует, что найденное значение константы фотолиза для большей части фанерозоя полностью регулирует режим гидросферы при существующем состоянии Солнца и площади мелководных морских бассейнов, размеры которых не превышали  $10^6 \text{ км}^2$ . Вместе с тем нельзя исключать возможность поступления значительных масс воды в палеозое и мезозое не только за счет вулканизма, но также за счет выноса ее по глубинным разломам земной коры в районах приподнятой суши секторов будущих океанов.

Следовательно, сформированная здесь к этому времени астеносфера, содержащая до 20%  $\text{H}_2\text{O}$ , первоначально разгружалась от избытков летучих, тепла и воды не вулканическим путем, а посредством интенсивной дегазации и выноса воды по глубинным разломам. Свидетельство тому — значительное насыщение атмосферы мелового периода вулканическими газами  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NH}_4$ , и другими, что нашло отражение в формировании

огромных масс карбонатных отложений. Таким образом, задолго до наступления поздне мелового-кайнозойского глобального вулканизма и последовавшей затем океанизации благодаря мощной дегазации астеносферы были сформированы обширные мелководные морские бассейны мелового периода, определившие крупнейшую трансгрессию в пределах современной суши и в прилегающих окраинах будущих континентов, а также в центральной области Тихого океана (рис. 4, с. 41).

В палеозое и первой половине мезозоя размеры морских бассейнов в пределах континентальной суши (как это следует из палеогеографических построений) не превышали в среднем  $35\text{—}50 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ . Становится также понятна причина чередования режимов трансгрессий и регрессий фанерозоя, т. е. расширения и сокращения площади морей. Они регулировались периодическими выбросами больших масс эндогенной воды (вследствие усиления дегазации астеносферы), при которых происходило увеличение площади морских бассейнов (трансгрессия). Регрессии же вызывались не миграцией воды в гипотетический океан, которого еще не существовало, а были следствием продолжительного сокращения таких поступлений глубинной воды и ее фотолитических потерь, в результате чего площадь этих, преимущественно мелководных, морей быстро сокращалась и наступала регрессия. Из приведенных примеров видна эффективная роль фотолитической диссоциации воды, ее безвозвратные потери, которые до сих пор в науках о Земле фактически не учитывались. Считалось, что поступившая однажды на земную поверхность эндогенная вода должна была *навечно оставаться неизменной массой*, в то время как все вокруг эволюционировало.

## § 6. Новое уравнение водного баланса

Рассматривая планету как открытую термодинамическую систему, мы должны теперь учитывать глубинные внутрипланетарные поступления воды и ее потери при фотолизе. Поэтому в классическое уравнение водного баланса М. И. Львовича

$$E = P + R \quad (\text{III.17})$$

добавились новые статьи: эндогенные (внутрипланетарные) поступления воды  $T$  (от слова «терра»), фотолитические потери  $F$  (от слова «фотолиз»), а также уровень моря  $L$  (от слова «level»). Новое уравнение водного баланса приняло вид [45; 48]:

$$P + R + T - E - F = L, \quad (\text{III.18})$$

где  $E$  — испарение воды,  $P$  — осадки,  $R$  — речной и подземный стоки воды в океан.

Неучет этих факторов искажает реальную картину изменения океанского уровня. При переходе на геологический масштаб времени — тысячи, сотни тысяч и миллионы лет — неучет внутривселенных и фотолитических статей баланса воды привел к неверным представлениям о всей эволюции Земли. Достаточно сказать, что при традиционно «безводном» подходе к проблеме эволюции нашей планеты естествознание «просмотрело» важнейшее в геологической истории природное явление — океанизацию Земли, сопровождающуюся спонтанной (т.е. не зависящей от внешних условий) дегидратацией внутривселенного вещества, мощным вулканизмом и быстрым погружением земной коры в разуплотненное по мере дегазации и вулканизма пространство астеносферы.

Расчеты массы эндогенной воды, поступившей с вулканизмом (10% от массы вулканического материала), показали, что за  $70 \cdot 10^6$  лет океанизации было вынесено всего  $2,3 \cdot 10^{23}$  г  $H_2O$ , что составляет 10% от общей массы воды ( $2,3 \cdot 10^{24}$  г), заполнившей в это время формирующие впадины океанов, как это следует из графика  $V(t)$  (см. рис. 9, с. 59; табл. 3, с. 59). Этот факт еще раз подчеркивает, что во время океанизации не вулканизм был основным источником свободной воды, а процессы дегидратации сформированной к тому времени астеносферы. Рассмотрим этот процесс более подробно.

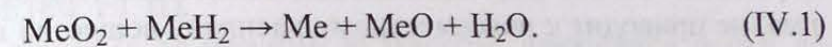
## Глава IV

## ПРИЧИНЫ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

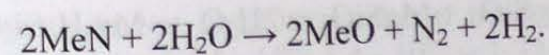
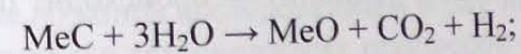
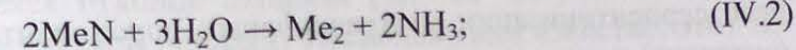
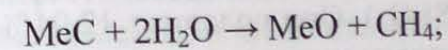
## § 1. Процесс дегидратации и десерпентинизации земной коры

Вернемся к проблеме кайнозойской океанизации Земли. Ввиду фундаментального значения механизма океанизации, сопровождавшего кайнозойский этап глобального вулканизма, необходимо прояснить суть этого процесса.

Согласно В. В. Кесареву [24], в термодинамических условиях внешнего ядра в зоне его контакта с твердым веществом нижней мантии, где давление составляет 1,5 млн атмосфер, а температура порядка  $3000^\circ C$ , будут идти реакции взаимодействия дигидридов ( $MeH_2$ ) и пероксидов металлов ( $MeO$ ), главным продуктом которых станет вода:

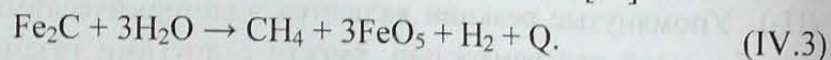


В условиях жидкого ядра возможна достаточно широкая дифференциация продуктов этой реакции. Металлы будут опускаться к ядру, а их окислы и связанная вода в форме гидроксидов  $OH$  с  $Si$ ,  $Al$ ,  $Mg$  и другими элементами вместе с избытком тепла и свободным водородом ( $H_2$ ) поднимутся к периферии планеты. Особо следует отметить роль водорода ( $H_2$ ). Упомянутые реакции являются эндотермическими. Водород, обладая большой теплоемкостью, вместе с другими газами может служить транспортером тепла и воды к земной поверхности. Вода поднимается также в виде гидридов  $Si$ ,  $Mg$ ,  $Al$ . В термодинамических условиях внешнего ядра вода ассоциирует с карбидами ( $MeC$ ), нитридами ( $MeN$ ), сульфидами ( $MeS$ ), фосфидами ( $MeP$ ) металлов. При этом окислы  $Al$ ,  $Si$ ,  $Mg$ ,  $Ti$  выполняют роль дефлегматоров, а карбиды, нитриды и сульфиды металлов — иницирующие добавки к топливу. Взаимодействуя с водой, они образуют вулканические газы, водород, окислы металлов и органическое вещество [24]:



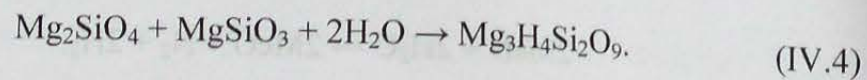
Поскольку основное вещество внешнего ядра представляет собой плазму, где обычные законы молекулярной химии не работают, реакции идут во внешней части ядра в месте контакта с твердой нижней мантией, в слое мощностью не больше 100 км, где температура и давление ниже, чем внутри «внешнего ядра».

По мере вовлечения в эти реакции все больших объемов нижней мантии ширина внешнего ядра неизбежно возрастала, а твердые, жидкие и газообразные продукты реакции и избытки радиогенного тепла (см. дальше), транспортируемые водородом, диффундировали через толщу мантии на периферию планеты. Уменьшение объема Земли неизбежно сопровождалось деформацией мантии с образованием ослабленных разломных зон, трещиноватостей, которые служили путями разгрузки внешней мантии от избытка летучих и тепла. На периферии планеты под подошвой сиалической коры, имеющей на порядок меньшую теплопроводность, чем вещество верхней мантии, происходило нагревание последней и частичная переработка с одновременным формированием обширной зоны астеносферы. Важно отметить, что высокая температура (1100—1200 °С) на глубинах 40—100 км, возникающая вследствие гидростатического давления, не приводит к повсеместному расплаву вещества в мантии и инициации вулканизма, несмотря на сохранение этих условий до настоящего времени. В термодинамических условиях формирующейся астеносферы ( $P \approx 10^4$ — $10^5$  атм,  $T = 1300$  °С) вполне вероятны гидролитические реакции с поднимающейся из зоны внешнего ядра связной водой, в которых гидролизу подвергаются карбиды (MeC), нитриды (MeN), сульфиды (MeS), фосфиды (MeP) металлов в соответствии с реакцией типа [24]



Важно отметить, что эти реакции — экзотермические и проходят с большим выделением тепла, достаточного для инициации очагового вулканизма.

Другими важными реакциями, происходящими в астеносфере, являются гидратация и серпентинизация ультраосновных пород верхней мантии выносимой сюда из внешнего ядра водой. В частности, формирующиеся при этом хлориды (водные магниевые алюмосиликаты) могут содержать воду в количестве 10,3—15,2%. При понижении температуры до 440—750 °С [14] они теряют воду. Другая гидратированная порода — серпентиниты ( $\text{Mg}_3\text{H}_3\text{Si}_2\text{O}_9$ ). Они содержат 12,04% конституционной воды, которая сразу выделяется при температуре больше 500 °С [14]. Процесс серпентинизации ультраосновных пород мантии — метасиликатов (энстатит) и ортосиликатов (оливин) — происходит при гидратации в астеносфере:



Таким образом, уже к началу фанерозоя в секторах будущих океанов создавался нижний слой консолидированной коры, состоящей теперь из двух слоев: верхнего — сиалического гранитно-метаморфического мощностью 10—11,5 км и нижнего — мафического, представленного серпентинизированными и гидратированными породами верхней мантии мощностью 25—30 км.

Одним из спусковых механизмов усиления выноса потоков летучих и тепла из внешнего ядра стала очередная кратонизация коры, возникающая в конце протерозоя [56]. Она произошла вследствие уменьшения объема земного шара в рифее и конце мезозоя, что привело к деформации мантийного вещества под контролем изменения скорости осевого вращения Земли. Диффузия летучих, тепла и воды происходила под сектора будущих океанов, что в конечном итоге привело к образованию здесь насыщенной водой (до 20%) астеносферы, вызвавшей обширное поднятие земной коры во второй половине мезозоя. Это поднятие, вызванное увеличением объема вещества астеносферы, стало источником денудации и сноса осадочного материала в морские бассейны прилегающей суши будущих континентов (см. гл. II).

Начавшийся в конце мела мощный вулканизм, длившийся почти до конца миоцена, вынес на поверхность за  $70 \cdot 10^6$  лет более  $10^9$  км<sup>3</sup> магмы, пирокластики, вулканических газов и воды. Главным итогом этого глобального вулканизма стало последующее проседание консолидированной коры в разуплотненную астеносферу на 8 км и более. При этом начавшиеся дегидратация и десерпентинизация сиалического и мафического слоев коры стали причиной выноса на поверхность  $2,3 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> воды, что более чем в 2 раза превысило объем твердых лав и пирокластики. В этом заключается одно из основных отличий кайнозойского глобального вулканизма от катархейского (см. гл. VI). Если в катархее на всей поверхности Земли была создана сиалическая кора мощностью до 11,5 км, то в кайнозое впервые был образован глубоководный Мировой океан.

## § 2. Причины кайнозойского глобального вулканизма

Каковы же были энергетические источники тепла кайнозойского этапа глобального вулканизма на Земле, и чем была вызвана длительная пауза в вулканизме, начавшаяся в конце катархейя ( $4,0 \cdot 10^9$  лет) и охватившая большую часть геологической истории? Насколько нам известно, этот вопрос остается еще не до конца исследованным в научной литературе.

Обычно вся энергетика тектонических процессов объясняется теплом, выделяемым долгоживущими радиоактивными изотопами:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$  с периодами полураспада  $4,5 \cdot 10^9$ ;  $1,4 \cdot 10^{10}$  и  $1,32 \cdot 10^9$  лет соответ-

венно, распределенными предположительно равномерно по всему объему Земли [17; 40; 41; 62; 63]. В связи с этим традиционно предполагается широкая дифференциация вещества в мантии и во всем объеме планеты.

Более современные представления, которых придерживается и автор [49; 50; 51], основаны на идее гетерогенной аккреции планетного тела, в ходе которой изначально было сформировано металлическое ядро, силикатная мантия и реликтовая плотная газовая (включая водород) атмосфера. Ввиду чрезвычайно низкого содержания упомянутых изотопов в верхней мантии в ходе гетерогенной аккреции планетных тел произошло, по мнению автора, неравномерное насыщение ими пылегазового облака при взрыве сверхновой в окрестностях формирующейся Солнечной системы. Наиболее плотные сгущения этого облака вокруг протопланетных и протосолнечного металлических ядер конденсации оказались более насыщенными тяжелыми изотопами. В результате концентрация долгоживущих изотопов урана, тория и калия на границе металлического ядра и нижней мантии оказалась на несколько порядков выше, чем во всем остальном объеме Земли! Это сыграло выдающуюся роль во всей дальнейшей тепловой истории Земли и планет. В связи с этим природу так называемого внешнего ядра Земли, которое в физическом плане (по непрохождению поперечных волн) обладает свойствами жидкости, следует рассматривать как главный источник генерации тепла за счет распада сконцентрированных здесь тяжелых долгоживущих изотопов: U, Th и K.

Полагая массу внешнего ядра равной  $1,62 \cdot 10^{27}$  г (15% от массы молодой Земли —  $6,02 \cdot 10^{27}$  г; см. гл. VI) при содержании радиоактивных  $^{238}\text{U}$  порядка  $10^{-6}$  г/г, получим количество тепла, генерируемое внешним ядром, в размере  $3,6 \cdot 10^{21}$  кал/год (табл. 4). Суммарное значение тепла (Q), образованного во внешнем ядре за последние  $3,5 \cdot 10^9$  лет, составит  $1,3 \cdot 10^{31}$  кал. Это нижний предел, так как здесь не учитывается вклад  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ . Однако найденного тепла при диссипации его под подошву внешней каменной оболочки более чем достаточно для приведения в расплавленное состояние значительного объема верхней мантии — толщиной не менее 200 км.

Таблица 4

Генерация тепла на Земле

Вид теплового поступления	Количество тепла (Q)	Количество тепла (Q) в год	Примечание
1. Наблюдаемое на поверхности Земли тепло	$1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см <sup>2</sup> ·с	$2 \cdot 10^{20}$ кал $S = 510 \cdot 10^6$ км <sup>2</sup>	—
2. Количество тепла при гравитационном сжатии Земли	$5,8 \cdot 10^{29}$ кал	$1,13 \cdot 10^{20}$ кал	—

Окончание табл. 4

Вид теплового поступления	Количество тепла (Q)	Количество тепла (Q) в год	Примечание
3. Количество тепла при остывании вулканических базальтовых магм алдания (за $400 \cdot 10^6$ лет)	$6,4 \cdot 10^{27}$ кал	$1,6 \cdot 10^{19}$ кал	—
4. Количество тепла при остывании базальтовых магм во время океанизации (за $70 \cdot 10^6$ лет)	$1,4 \cdot 10^{27}$ кал	$2 \cdot 10^{19}$ кал	—
5. Генерация радиогенного тепла сиалическим слоем земной коры океанов (за $70 \cdot 10^6$ лет)	$1,47 \cdot 10^{27}$ кал	$2,1 \cdot 10^{19}$ кал/год	По $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ $h = 10$ км
6. Генерация тепла мафическим слоем земной коры океанов (за $400 \cdot 10^6$ лет)	$1,04 \cdot 10^{28}$ кал	$2,6 \cdot 10^{19}$ кал/год	По $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ $h = 25$ км
7. Генерация радиогенного тепла мантии Земли	$1,47 \cdot 10^{27}$ кал	$4,1 \cdot 10^{19}$ кал/год	По $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$
8. Радиогенное тепло, поступившее в катархее (за $500 \cdot 10^6$ лет)	$4 \cdot 10^{31}$ кал	$7,3 \cdot 10^{22}$ кал/год	По $^{235}\text{U} \approx 10^{-4}$ г/г
9. Количество тепла, поступившего из внешнего ядра в астеносферу (за последние $10^9$ лет)	$3,6 \cdot 10^{30}$ Кал	$3,6 \cdot 10^{21}$ кал/год	По $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{40}\text{K}$

Учитывая длительный этап полураспада  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ , можно предположить, что основное тепло они должны были отдавать не с самого начала образования Земли, а спустя по меньшей мере 3,5 млрд лет. В то же время изотоп  $^{40}\text{K}$  значительную часть своего тепла генерировал в позднем архее и протерозое и тем самым питал слабый вулканизм этого этапа. Ниже будет показано, что дополнительным источником тепла при формировании астеносферы могут быть также гидrolитические реакции взаимодействия вещества верхней мантии с водой, выносимой из внешнего ядра; эти реакции — экзотермические и проходят с выделением тепла до  $(3,8 \cdot 10^{30}$  кал) [24].

## § 3. Тепловой и водный баланс процесса океанизации

Повсеместное установление двухслойного строения консолидированной коры и природы ее литологического состава позволяет оценить количество образующейся при дегидратации воды и возможность эндогенного разогрева верхней мантии под океанами. Опустившаяся в океанических секторах в разуплотненную астеносферу на глубину более 8 км земная кора мощностью до 40 км на площади  $320 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  заняла в астеносфере следующий объем:

$$320 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 8 \text{ км} = 2,6 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{IV.5})$$

Объем же переброшенного при вулканизме материала ( $1,09 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ ) составил менее половины этого вытесненного объема. Следовательно, проседание действительно происходило в разуплотненную по мере дегазации и вулканизма астеносферу. Вынесенный при дегидратации объем воды составил  $2,3 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  (см. табл. 3, с. 59). Следовательно, большая часть материала приходится не на базальтовую лаву и пирокластику, а на воду и газообразные продукты вулканизма, которые на  $0,8 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  превышают объем астеносферы, занятой опустившейся корой. Это означает, что увеличение емкости океанических впадин будет продолжаться.

Оценим количество тепла, генерируемого долгоживущими изотопами, сосредоточенными в консолидированных слоях земной коры. Примем генерацию тепла (эрг/г·год): гранитами  $Q = 357$ , габбро, базальтами — 53, перидотитами — 0,35 (среднее 26,7 эрг/г·год) [32].

Определим значение теплового потока, генерируемого  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , находящимися в сиалическом и мафическом слоях земной коры, а также мантией Земли:

$$Q_{\text{сиал}} + Q_{\text{маф}} + Q_{\text{м}} = (2,0 + 2,6 + 4,1) \cdot 10^{19} \text{ кал/год} = 8,7 \cdot 10^{19} \text{ кал/год}. \quad (\text{IV.6})$$

В сумме оба слоя генерируют ежегодно  $4,7 \cdot 10^{19}$  кал, или  $3,3 \cdot 10^{27}$  кал за всю океанизацию ( $70 \cdot 10^6$  лет). Полученная величина, конечно, недостаточна для иницирования какого-либо магматизма, она практически ниже фонового тепла ( $Q = 2,0 \cdot 10^{20}$  кал/год). Следовательно, инициация кайнозойского вулканизма действительно происходила не за счет радио-генного тепла долгоживущих элементов, сконцентрированных в коре и верхней мантии. Других мощных, планетарного масштаба источников, кроме тепла и летучих, выносимых из внешнего ядра, здесь нет. Однако определенный вклад (но лишь для инициации очагового вулканизма) могут вносить экзотермические реакции, о которых говорилось выше.

Теперь определим вклад процесса дегидратации и десерпентинизации консолидированной коры при опускании ее на глубину 8 км. Найдем мас-

су погружившейся в процессе океанизации части сиалического и мафического слоев:

$$M_{\text{сиал}} = 320 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 8 \text{ км} \cdot 2,9 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 7,4 \cdot 10^{24} \text{ г}. \quad (\text{IV.7})$$

Выход  $\text{H}_2\text{O}$ , согласно В. И. Вернадскому [14], составит 12%, или  $8,8 \cdot 10^{23}$  г.

$$M_{\text{мафич}} = 320 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 8 \text{ км} \cdot 3,5 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 8,96 \cdot 10^{24} \text{ г}. \quad (\text{IV.8})$$

Отсюда выход воды, составляющей 12%, даст  $10,7 \cdot 10^{23}$  г. Следовательно, оба слоя консолидированной коры при опускании их низов в астеносферу на 8 км дали в новых термодинамических условиях, вследствие дегидратации сиалического и десерпентинизации мафического слоев коры,  $2 \cdot 10^{24}$  г воды. Сравнение этой величины с количеством воды, рассчитанным по графику  $V(t)$  ( $2,2 \cdot 10^{24}$  г), в комментарии не нуждается. Таким образом, механизм дегидратации, всесторонне рассмотренный здесь, следует считать реальным и активно действующим в процессе океанизации Земли.

## § 4. Роль эндогенных поступлений воды в изменении уровня океана за последние 140 лет

Более 300 лет ведутся наблюдения за изменением уровня Мирового океана — начиная с футштоков в Амстердаме (1682 г.) и Кронштадте (1804 г.). В последние годы эти наблюдения ведутся непрерывно на более 2000 водомерных постах, расположенных на берегах морей и океанов. Одновременно с этим проводятся непрерывные измерения приземной температуры на континентальной суше. С середины 50-х гг. XX столетия ведутся исследования динамики ледяного покрова Антарктиды, а несколько позднее стал осуществляться спутниковый мониторинг шельфовых ледников. Американские исследователи, подводя итоги этих 25-летних наблюдений, в начале 1980-х гг. оценили объем ежегодно откалывающихся айсбергов от шельфовых ледников Антарктиды в  $250 \text{ км}^3/\text{год}$ , что соответствует  $0,69 \text{ мм/год}$  по уровню [27]. На первый взгляд, приведенные цифры можно было бы принять в качестве вклада ледового стока в океан, однако большая часть краевых шельфовых ледников Антарктиды находится на плаву. Поэтому они уже включены в объем вод океана и не могут влиять на его изменение. В связи с этим представляется интересным изучить современный вклад Антарктиды в ежегодный ледово-айсберговый сток в океан. По данным В. М. Котлякова [27], баланс антарктического ледникового покрова составляет:  $2230 \pm 280 \text{ км}^3$  — приход,  $2335 \pm 490 \text{ км}^3$  — расход, т.е. отмечается небольшой отрицательный ба-

ланс, порядка  $100 \text{ км}^3$ . Наблюдаемый откол айсбергов составляет  $1940 \text{ км}^3$  [27]. Р.К. Клиге приводит несколько иную оценку объема поступления айсбергов — от 300 до  $1000 \text{ км}^3/\text{год}$  [26]. Вокруг Антарктиды постоянно плавают до  $15\,000 \text{ км}^3$  многолетних и свежих айсбергов [27].

В арктическом секторе океана основная масса льда находится также на плаву. Поставщиком материкового льда является преимущественно Гренландия. Объем попадающих в океан материковых айсбергов, по-видимому, невелик и не превышает нескольких десятков  $\text{км}^3$  [44]. Таким образом, точное количество впервые попавшего в океан льда остается неизвестным.

Как было установлено автором [44], постоянный вклад в изменение уровня океана вносят эндогенные поступления воды в объеме  $289 \text{ км}^3/\text{год}$ , или  $0,8 \text{ мм/год}$  — по уровню (см. рис. 9, с. 59), образующейся в результате дегидратации низов земной коры, суммарное проседание которой в астеносферу за последние 70 млн лет составило 8 км. Кроме того, в структуру уровня должны быть включены: твердый сток рек в океан —  $7 \text{ км}^3$ , или  $0,02 \text{ мм/год}$ ; подводный вулканизм —  $3 \text{ км}^3$ , или  $0,01 \text{ мм/год}$ ; потери на фотоллиз —  $9 \text{ км}^3$ , или  $0,03 \text{ мм/год}$  по уровню. В итоге на долю ледового стока приходится  $0,7 \text{ мм}$  по уровню, или  $253 \text{ км}^3$  по объему. В результате средняя скорость подъема уровня океана на начало 80-х гг. прошлого столетия составила:

$$(0,8 + 0,7 + 0,01 + 0,02 - 0,03) \text{ мм} = 1,5 \text{ мм/год},$$

или  $542 \text{ км}^3$  по объему.

(IV.9)

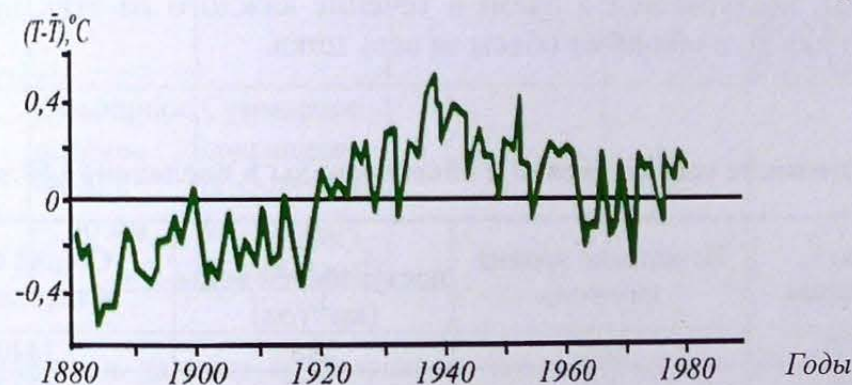
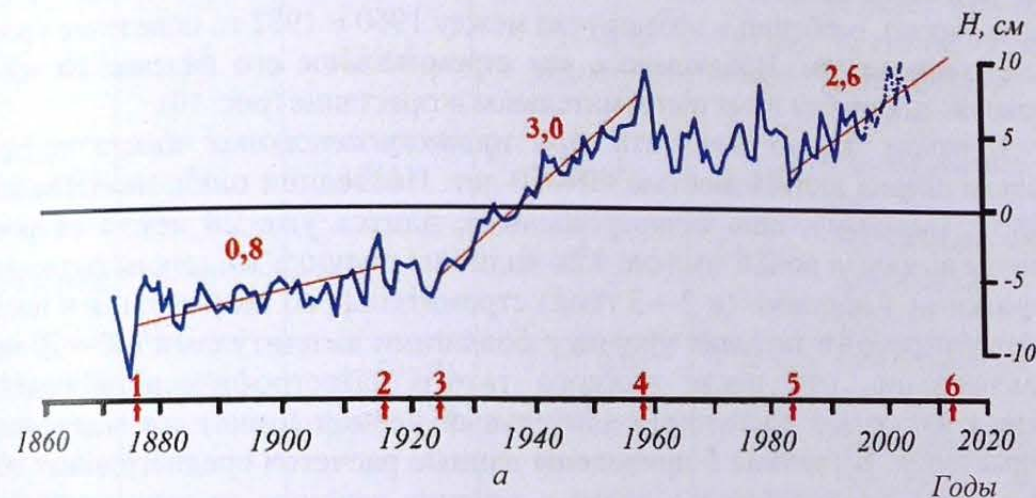
В структуре изменения уровня океана эндогенная составляющая должна присутствовать всегда, так как процесс опускания дна океана и поступление эндогенной воды установился много миллионов лет назад (см. рис. 9, с. 59) и его внезапные изменения в ту или иную сторону невозможны [48]. Полученное значение ледового стока ( $0,7 \text{ мм/год}$ ) совпадает с данными Института водных проблем СССР, определенными на начало 1980-х гг. До последнего времени автор предполагал, что эндогенная составляющая в балансе воды будет постоянной величиной. Однако, если бы это было так, то возникла бы заманчивая возможность количественной оценки ежегодного объема ледово-айсбергового стока. Как это следует из уравнения водного баланса, данный параметр в нем стал бы единственной переменной:

$$E - P - R - F + T = L, \text{ при } E - P - R \approx 0, \text{ тогда } T + A = L, \quad (\text{IV.10})$$

где  $P$  — осадки,  $E$  — испарение,  $R$  — речной и подземный стоки в океан,  $T$  — внутриземные поступления воды,  $A$  — ледово-айсберговый сток [48].

Однако эта надежда не оправдалась, так как при анализе многолетнего изменения уровня океана оказалось, что эндогенная составляющая ( $T$ ) также подвержена значительным изменениям.

Рассмотрим результаты наблюдения за изменением уровня Мирового океана за последние 140 лет (рис. 10) [25; 26]. Прежде всего, отмечается общая тенденция возрастания уровня начиная с 1870 г., суммарная величина которого к 2008 г. составила более 200 мм, а его средняя скорость —  $1,43 \text{ мм/год}$ . Однако за этой средней цифрой скрывается по меньшей мере три продолжительных периода, когда скорость существенно (в 2—4 раза) отличалась от среднего значения. Так, с 1870 по 1920 г. средняя скорость подъема уровня на протяжении 50 лет составляла всего  $0,8 \text{ мм/год}$  и фактически совпадала со значением эндогенных поступлений воды, т. е. ледово-айсберговый сток практически отсутствовал из-за общего похолодания климата.



б

Рис. 10. Изменение обобщенного уровня Мирового океана (а) за последние 140 лет [25] и приземной температуры на средних широтах (б) за 100 лет [88]

С 1920 по 1960 г. подъем уровня увеличился до 3,0 мм/год, и эта скорость не менялась в течение 40 лет.

С 1959 по 1972 г. наблюдалось, наоборот, значительное падение уровня со скоростью -3,6 мм/год. Однако с 1980 г. по настоящее время (2008 г.) уровень океана стал опять подниматься со средней скоростью 2,6 мм/год (рис. 10).

Сравнение изменения уровня Мирового океана с наблюдениями за изменением приземной температуры на континентальной суше в средних широтах [88] обнаруживает общую тенденцию возрастания температуры по мере подъема уровня океана, которая в целом за первые 70 лет (1870—1940) составила 0,8°C (рис. 10). Однако, несмотря на продолжающийся до 1960 г. подъем уровня, в последующие 40 лет (с 1940 по 1980 г.), приземная температура непрерывно падала и в среднем суммарное падение составило 0,25°C. Эта картина подтверждается наблюдениями за среднезимней и среднелетней температурой воздуха в арктических широтах (60 N — 80 N) [18]. Здесь после максимума в начале 1940-х гг. среднее значение температуры падало до 1980 г., после чего вновь начался устойчивый подъем, составивший к 2000 г. 1,5—2°C. В это же время, особенно в промежутке между 1960 и 1982 г., поведение уровня было хаотическим. Наблюдалось как стремительное его падение на значительную амплитуду и так и стремительное возрастание (рис. 10).

В целом можно выделить *три продолжительных цикла* подъема уровня океана длительностью 40—50 лет. Последний цикл, начавшийся в 1980 г. (вероятно, еще незавершенный), длится уже 28 лет, а скорость уровня возросла до 2,6 мм/год. Как видно из рисунка 10, циклы разделены короткими эпизодами (в 2—3 года) стремительного возрастания и последующего резкого падения уровня с большими амплитудами (40—70 мм). Замечательно, что после каждого такого катастрофического падения уровня наступает достаточно длительный период (цикл) его медленного возрастания. В таблице 5 приведены данные расчетов среднегодовых объемов воды, поступавшей в океан в течение каждого из этих продолжительных циклов, и общий ее объем за весь цикл.

Таблица 5

Изменение уровня океана и объемов воды в последние 140 лет

Годы наблюдений	Изменение уровня (мм/год)	Объем поступившей воды (км <sup>3</sup> /год)	Общий объем за период (км <sup>3</sup> )
1870—1920	0,8	288	14400
1920—1960	3,0	1083	43320
1981—2008	2,6	938	25326
Итого за 140 лет	Суммарное повышение уровня за 120 лет (время подъема) ~230 мм	Ср. в год — 770 км <sup>3</sup>	Суммарный объем воды, поступившей при повышении уровня, — 85 000 км <sup>3</sup>

Одновременно были выполнены расчеты сокращения объема воды в моменты быстрого падения уровня, которые сопоставлены с событиями сильных землетрясений (табл. 6).

Таблица 6

Кратковременное падение уровня океана, изменение объемов воды и опускание дна

Годы	Амплитуда падения уровня (мм)	Измененный объем воды (км <sup>3</sup> )	Вероятная площадь опустившегося дна океана (км <sup>2</sup> )	Амплитуда опускания дна (м)	События: землетрясения, вулканизм и др.
1870—1883	65	23465	~ 3·10 <sup>6</sup> или ~ 3·10 <sup>5</sup>	~ 10 или ~ 100	Взрыв вулкана Кракатау, гигантское цунами (M ≈ 9)
1918—1920	51	18411	1,8·10 <sup>5</sup>	~ 100	Землетрясение M > 8,6
1959—1962	70	25270	3·10 <sup>6</sup> или 3·10 <sup>5</sup>	~ 10 или ~ 100	Чилийское землетрясение (M ≈ 9)
1979—1981	75	27075	3·10 <sup>6</sup> или 3·10 <sup>5</sup>	~ 10 или ~ 100	Землетрясение M > 8,6
2005	—	—	~ 3·10 <sup>6</sup>	~ 10	Землетрясение в Зондской островной дуге (M > 8,0)
Итого:	Суммарное падение уровня ~260 мм	Суммарное сокращение объема воды 94221 км <sup>3</sup> (~95000 км <sup>3</sup> )	—	—	—

Приведенные данные показывают, что сокращение объема воды во время коротких циклов нередко оказывается сопоставимым с объемом воды, поступившей за 40—50 лет предыдущего продолжительного цикла. Из 140 лет, в течение которых проводились наблюдения, 120 лет уровень Мирового океана поднимался, и около 20 лет ушло на кратковременные циклы его падения. При этом общий подъем за 120 лет составил ~230 мм.



за это же время в океан поступило около  $85\,000\text{ км}^3$  воды. За 20 лет *падения* уровня его суммарная амплитуда составила 260 мм, а объем уменьшения воды при этом (вследствие увеличения емкости впадин)  $\sim 95\,000\text{ км}^3$ . Таким образом, наблюдается удивительное совпадение баланса поступления и поглощения (за счет падения уровня) объемов воды. С другой стороны, если бы не было этого поглощения, то за последние 140 лет суммарный подъем уровня составил бы не 230 мм, а в 2 раза больше: 490 мм, или около 0,5 м.

В связи с этим возникает вопрос: в чем причина таких колебаний в изменении уровня океана?

Большинство исследователей, не вдаваясь ни в какие детали, объясняют повышение уровня океана общим потеплением климата. Однако, как мы видели, это повышение не всегда сопровождалось потеплением: наоборот, на фоне повышения уровня с 1940 г. началось длительное падение среднегодовой температуры на средних широтах Северного полушария и заметное похолодание.

Отметим еще одну закономерность — быстрому и даже катастрофическому падению уровня океана чаще всего предшествует столь же быстрый и высокоамплитудный подъем уровня (см. рис. 10, с. 77). Проведенный выше анализ бюджета динамики антарктического ледникового покрова — как одного из главных поставщиков льда в океан — показывает, что даже если бы весь годовой ледово-айсберговый сток в объеме  $2300\text{ км}^3$  обрушить в океан, то он поднял бы уровень всего на 6,7 мм. Поэтому айсберги не являются причиной кратковременных циклов падения или подъемов уровня. Что же касается климата, то он чаще всего *следует за изменением уровня океана, а не предшествует ему*. Однако, несмотря на большую инерционность климатической машины Земли, отмечается стремительное падение приземной температуры *одновременно* с резким падением уровня (см. рис. 10, с. 77).

Быстрое похолодание может быть следствием крупных вулканических извержений, увеличивающих непрозрачность стратосферы и тем самым уменьшающих солнечную радиацию (табл. 7). Однако вулканическое извержение, если оно не сопровождается мощным землетрясением в области океана, не оказывает влияние на резкое изменение уровня. Таким образом, остается единственная причина резких падений уровня океана, имевших место на рубеже двух веков. Это — тектонический фактор. Быстрое увеличение емкости океана может произойти только в одном случае — при стремительном опускании блоков земной коры и океанического дна, что происходит обычно во время сильных землетрясений (см. табл. 6).

Таблица 7

## Вулканическая активность за последние 100 лет

Показатель	Период вулканических извержений									
	1883—1892	1893—1902	1903—1912	1913—1922	1929—1932	1933—1942	1943—1952	1953—1962	1963—1972	1973—1982
Число извержений	5	3	4	2	5	1	3	2	7	8
Сумма выбросов в стратосфере (в Мт)	53,7	13,8	17,4	5,4	10,4	2,4	6,3	6,1	26,0	15,3
Сумма отклонений от нормы прозрачности атмосферы после извержений (%)	27,4	11,7	17,7	2,6	7,8	0,0	5,5	1,7	6,0	8,2

Важно отметить, что многим сильным землетрясениям (с магнитудой порядка 8,6—9) предшествует подъем крупных блоков земной коры. Такой подъем может вытеснить значительный объем океанской воды (до 12—15 тыс.  $\text{км}^3$ ), не сравнимый ни с какими айсбергами, но по достижении лимита прочности горных пород происходит разрыв их сплошности и резкий сброс поднимающихся и соседних блоков земной коры. При этом обнаруживается интересная закономерность: после каждого катастрофического падения уровня начинается новый цикл длительного его подъема. Обычно этот цикл длится 40—50 лет. Так было после быстрого падения в 1878—1883, 1920—1922, 1958—1960 гг. и в 1981 г. (см. рис. 10, с. 77). Современный значительный подъем уровня начался после особенно сильного и быстрого его падения (на 65 мм) в 1980—1985 гг. Тектоническая причина таких стремительных изменений емкости гигантской впадины Мирового океана очевидна. Становится понятным, что после землетрясения и быстрого опускания одного из участков дна океана возрастает интенсивность дегидратации низов коры, что вызывает увеличение массы выносимой в океан эндогенной воды, сопровождающееся подъемом уровня.

Из приведенного следует очень важный вывод: *глобальное изменение уровня Мирового океана происходит не вследствие потепления климата, а в результате продолжающегося проседания различных участков дна океана и возрастания объемов воды, выносимой в океан вследствие усиления процессов дегидратации низов коры*. Наблюдаемое потепление климата в рассматриваемом историческом периоде времени вызвано

именно этим процессом. Многие исследователи, изучающие изменение уровня океана, к сожалению, не учитывают эндогенный фактор, как и фотолитические потери воды. Но от этого они не исчезают в реальности и влияют на структуру изменения уровня океана, так как Земля является открытой термодинамической системой, где вода поступает из недр по глубинным разломам, а часть ее (в объеме  $9 \text{ км}^3$ ) теряется при фотолитизе и диссипирует в космическое пространство.

Продолжающаяся океанизация Земли — главный регулятор этого процесса. Что же касается увеличения содержания атмосферного  $\text{CO}_2$  и его возможного парникового эффекта, то его можно рассматривать в качестве одного из *второстепенных факторов* потепления климата, поскольку извержение одного среднего вулкана приводит к выбросу такой массы  $\text{CO}_2$ , которая может быть соизмерима с многолетним антропогенным ее поступлением. Парниковый эффект  $\text{CO}_2$  более чем в 4 раза меньше парникового эффекта, создаваемого парами воды. Поэтому возрастание объема испарений будет продолжаться вследствие повышения увлажненности поверхности Земли, а не из-за роста объема атмосферного  $\text{CO}_2$ , который при его увеличении будет интенсивнее ассимилироваться карбонатной системой Мирового океана и зелеными растениями суши.

Нельзя также забывать при этом и не учитывать значительный вклад урбанизации территорий, иссушение и засоление земель, с которых исчезает растительность, участвующая в фотосинтезе и утилизации атмосферного  $\text{CO}_2$ . Поэтому повсеместное восстановление зеленых насаждений является одним из необходимых путей уменьшения этого газа в атмосфере Земли.

Возникает вопрос: каковы ближайшие перспективы изменения уровня океана и связанных с ним климатических изменений?

Исследованный здесь ряд наблюдений слишком короток, чтобы получить достаточно обоснованный прогноз на будущее. Тем не менее общая тенденция направленности изменения всей исследуемой системы вполне определилась. Уровень Мирового океана в целом поднимается, что вызывает изменение соотношения площади суши и моря, а вместе с ним — повышение увлажненности и потепление климата. Этот процесс возник не вчера, а почти 70 млн лет назад, вместе с образованием Мирового океана современных размеров и глубины. Проседание дна океана продолжается, увеличивая емкость океанических впадин, но одновременно с этим активизируются процессы дегидратации коры и возрастает вынос на поверхность все больших объемов эндогенной воды. Можно говорить, по-видимому, о цикличности изменения скорости подъема уровня. Продолжительность циклов в 40—50 лет, очевидно, отражает предел прочности

океанической коры и тем самым определяет периоды крупных ее подвижек, сопровождающихся мощными землетрясениями.

Настоящий цикл, начавшийся в 1980 г., длится еще только 28 лет, следовательно, до его завершения пройдет еще по меньшей мере 12 лет. Начиная с 2020 г. следует ожидать новых крупных землетрясений в океаническом секторе, в основном по периферии Тихого океана, в зонах Антильской, Южно-Сандвичевой и Зондской островных дуг Атлантического и Индийского океанов. Одним из признаков предстоящих сильных землетрясений является первоначально резкий подъем уровня океана, а затем быстрое его падение. Обычно оно сопровождается глобальным понижением температуры в Северном полушарии на величину порядка  $0,2^\circ\text{C}$ . Например, после последнего сильнейшего землетрясения в районе Зондской островной дуги зимой 2005 г. и резкого падения океанского уровня на следующий год в Северном полушарии наблюдалась долгая и чрезвычайно морозная зима с необычайно низкими температурами ( $-35\dots-40^\circ\text{C}$ ).

В динамике уровня океана (моря) совместно с изменением приземной температуры обнаруживается прогностический потенциал по предупреждению сильных землетрясений, а также грядущих значительных, хотя и кратковременных, климатических изменений, особенно на средних широтах в Северном полушарии. Появляется возможность по амплитуде быстрого изменения уровня рассчитать изменения объема поступления или сокращения воды и сделать оценку адекватной ему амплитуды и площади опусканий дна морей или океана в районе эпицентра.

В связи с этим представляется актуальной необходимость создания сети водомерных постов (футштоков) на берегах бесприливных морей (например, Балтийского, Черного, Каспийского, оз. Байкал), а также на Тихоокеанском побережье с целью оперативного мониторинга региональной сейсмичности.

Сильное землетрясение в западной части Восточно-Европейской платформы с магнитудой 5,4 по шкале Рихтера, случившееся в сентябре 2004 г., заставило пересмотреть укоренившиеся представления о слабой сейсмичности платформенных структур и искать пути перехода от пассивной регистрации событий в этих областях к предупреждению сейсмической опасности. Одним из таких инструментов может быть мониторинг характера изменения уровня моря (в данном случае Балтийского), для чего необходимо сооружение водомерного поста (футштока) на побережье Калининградской области.

Ввиду больших различий в размерах океанических бассейнов, инерционности их водных масс возникает вопрос: насколько реально отражает

картину анализируемый обобщенный график изменения уровня Мирового океана? Согласно наблюдениям, скорость изменения уровня в каждом из океанов меняется неодинаково [26]. Однако общая тенденция его повышения сохраняется везде.

В заключение остановимся на проблеме изменения уровня во время последних материковых оледенений плейстоцена. Как следует из рисунка 9 (с. 59), современная скорость поступления эндогенной воды после завершения деградации валдайского (вюрмского, висконсинского) оледенения Северного полушария составляет в среднем 1 мм/год. В период оледенения, длившегося 100 тыс. лет, уровень океана поднялся на 100 м, что, несомненно, способствовало значительному потеплению климата наряду с орбитальным фактором Миланковича. Этим объясняется быстрая деградация материковых льдов. В итоге в океан в течение 5—7 тыс. лет добавилось 44 млн км<sup>3</sup> воды по объему, или 120 м по уровню, что привело к затоплению 25 млн км<sup>2</sup> прилегающей низменной суши материков. Таким образом, общий подъем уровня океана в течение последнего оледенения и последующей его деградации составил не 120 м, как это считается в литературе, а 220 м. Отсюда следует, что во время предыдущего — днепровского (рисского, иллинойского) — оледенения (120—220 тыс. лет назад) уровень моря стоял ниже современного еще, по меньшей мере, на 200—220 м, т.е. шельфы перед днепровским оледенением не были затоплены и представляли собой обширную сушу. Но днепровское оледенение было самым холодным, ледники доходили до широт Крыма и покрывали Альпы. Причина этого похолодания очевидна — оно было вызвано значительным сокращением площади Мирового океана (более чем на 25 млн км<sup>2</sup>). Этот факт позволяет предположить, что грядущее в конце нынешнего тысячелетия новое оледенение не будет таким жестоким, как все предыдущие, благодаря более высокому стоянию уровня океана, который будет продолжать подниматься со скоростью 1 м/1000 лет. Это значительно сгладит влияние фактора Миланковича, так что оледенение может и не состояться, а возникнет только длительное похолодание в Северном полушарии. Что касается современного потепления, то оно происходит на фоне чрезвычайно быстрого подъема уровня Мирового океана, которое с 1,5 мм/год за последние 140 лет (начиная с 1980 г.), возросло до 2,6 мм/год. Это значительное ускорение вызвано увеличением объемов поступления эндогенной воды, главным образом через рифты срединно-океанических хребтов. Климатический фактор — явление вторичное и зависит, прежде всего, от соотношения площади суши и моря. При увеличении площади океана климат становится более влажным и, следовательно, более мягким. И наоборот: при уменьшении площади океана климат будет более суровым и холодным.

## БУДУЩЕЕ ЗЕМНЫХ ОКЕАНОВ

## § 1. Расчет содержания воды на Земле

Представляет интерес оценить, какими запасами воды обладала молодая Земля 4,4 · 10<sup>9</sup> лет назад, полагая ее массу тогда 6,02 · 10<sup>27</sup> г (см. гл. VI). За вычетом массы внутреннего металлического ядра 0,12 · 10<sup>27</sup> г, которое возникло изначально и служило центром конденсации пылегазового облака, масса первичной мантии будет 5,90 · 10<sup>27</sup> г. За время внутренней активности часть вещества мантии была переработана и сформировались: внешнее ядро с массой 1,62 · 10<sup>27</sup> г, земная кора 6 · 10<sup>25</sup> г (рис. 11) и свободная вода массой 2,96 · 10<sup>24</sup> г. Сюда входят и потери на фотолиз в процессе океанизации, в доокеанический период фанерозоя, а также за всю предыдущую докембрийскую историю Земли. Общая масса фотолиза составила 1,38 · 10<sup>24</sup> г. Таким образом, переработке подверглось 1,68 · 10<sup>27</sup> г мантийного вещества. Оставшееся протовещество мантии, не прошедшее через горнило реакций на границе с ядром и в астеносфере, составляет 4,10 · 10<sup>27</sup> г, в том числе — 2,05 · 10<sup>25</sup> г воды (табл. 8).

Подсчитаем количество воды, содержащейся в молодой мантии (5,90 · 10<sup>27</sup> г) 4,5 · 10<sup>9</sup> лет назад, с учетом данных по метеоритам (0,5% от массы). В итоге получим 2,95 · 10<sup>25</sup> г воды. За это же время при переработке 1,68 · 10<sup>27</sup> г мантийно-

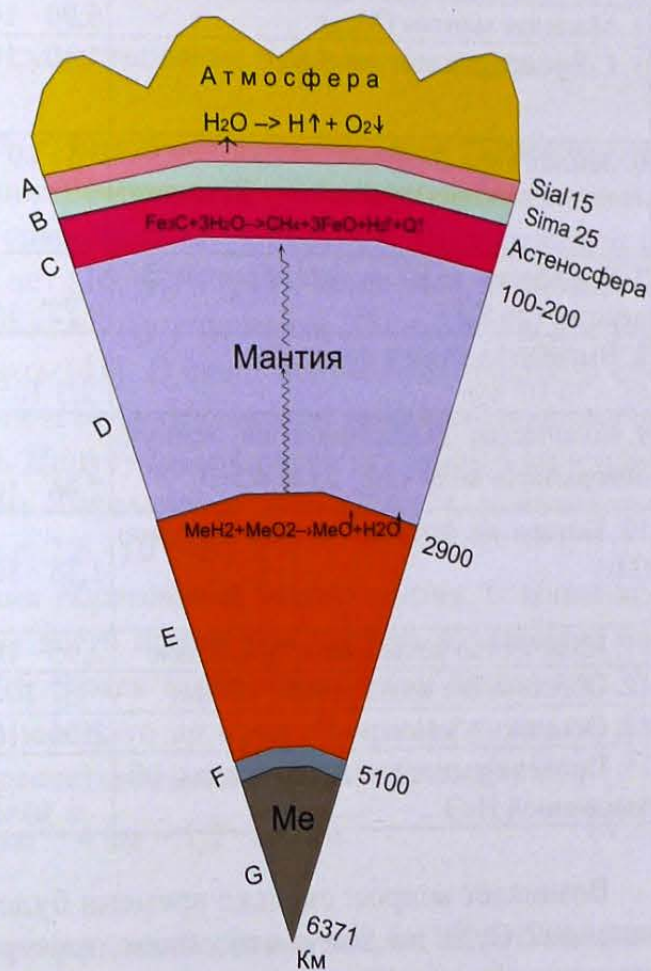


Рис. 11. Термохимические реакторы внутри Земли

го вещества образовалось  $0,85 \cdot 10^{25}$  г воды; осталось в мантии  $2,07 \cdot 10^{25}$  г. Выход свободной воды на поверхность составил  $2,96 \cdot 10^{24}$  г, или около 30% от общей массы выработанной воды. Следовательно, возможный вынос оставшейся в мантии воды составит  $4,0 \cdot 10^{24}$  г, или около трех объемов современного Мирового океана (табл. 8).

Таблица 8

## Количество воды на Земле

Показатель	Масса (г)	Примечание
1. Молодая Земля ( $M_3$ )	$6,02 \cdot 10^{27}$	$4,5 \cdot 10^9$ лет назад
2. Металлическое ядро ( $M_{мя}$ ) реликтовое	$0,12 \cdot 10^{27}$	Современная Земля — $M = 5,98 \cdot 10^{27}$ г
3. Внешнее ядро ( $M_{вя}$ ) современное	$1,62 \cdot 10^{27}$	—
4. Молодая мантия ( $M_{мм}$ )	$5,90 \cdot 10^{27}$	$M_3 - M_{мя}$
5. Современная мантия ( $M_{см}$ )	$4,10 \cdot 10^{27}$	$M_{мм} - (M_{мя} + M_{вя} + M_{зк} + M_{H_2O} + M_F)$
6. Земная кора ( $M_{зк}$ )	$6 \cdot 10^{25}$	$h_{sial} = 14,6$ км, $\rho = 2,7$ г/см <sup>3</sup> $h_{sima} = 25$ км, $\rho = 3,0$ г/см <sup>3</sup> , $S = 5,1 \cdot 10^8$ км <sup>2</sup>
7. Выработка воды в докембрии и фанерозое (до KZ)	$0,85 \cdot 10^{24}$	—
8. Выработка воды в последние 65—70·10 <sup>6</sup> лет	$2,3 \cdot 10^{24}$ г	—
9. Количество вынесенной на земную поверхность воды ( $M_{H_2O}$ ) за $4,5 \cdot 10^9$ л	$2,96 \cdot 10^{24}$	—
10. Потери на фотолиз за всю историю ( $M_F$ )	$1,35 \cdot 10^{24}$	Константа фотолиза $F = 2,5 \cdot 10^7$ г/км <sup>2</sup> ·год Для Солнца с $t = 6000$ К
11. Количество воды в молодой Земле	$2,95 \cdot 10^{25}$	—
12. Образование воды за $4,5 \cdot 10^9$ лет	$1,7 \cdot 10^{25}$	$0,85 \cdot 10^{25}$ г нижней мантии
13. Осталось в мантии	$2,05 \cdot 10^{25}$	—
14. Процент выноса воды от массы, образованной H <sub>2</sub> O	$\approx 30\%$	—

Возникает вопрос: сколько времени будет продолжаться процесс океанизации? Судя по тому, что объем пространства астеносферы, занятый опустившейся корой, меньше объема вынесенного на поверхность вулканогенного материала и воды на  $0,8 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>, дно океана может опуститься еще на несколько сот метров. Этот процесс уже идет. Подобное погружение продолжается в глубоководных котловинах океанов и вдоль желобов

островных дуг. В любом случае, в ближайшем геологическом будущем процесс выноса эндогенной воды из зоны внешнего ядра в астеносферу будет сокращаться ввиду наметившегося уменьшения ресурсов внешнего ядра, которые являются главным источником кайнозойского глобального вулканизма. Это следует из наблюдающегося значительного сокращения напряженности вулканизма в четвертичном периоде, начавшегося с конца миоцена и составляющего сегодня 2—3 км<sup>3</sup> в год, а также уменьшения площадей, на которых происходит вулканизм, до гребневой зоны рифтовых хребтов и цепей островных дуг. Эти зоны, очевидно, являются проекцией деформаций в мантии, вызванных сокращением объема Земли. Поэтому весьма вероятно, что ресурсы оставшихся долгоживущих радиоактивных <sup>238</sup>U и <sup>232</sup>Th во внешнем ядре в значительной мере истощены. Находящаяся в современной мантии вода в количестве  $2,05 \cdot 10^{25}$  г может никогда не выйти на поверхность.

## § 2. Почему невозможно существование океана в протерозое?

Длительное время в науке существуют представления (впрочем, не имеющие должного обоснования) о большой древности глубоководного океана, близкого по размерам современному, который якобы существует с начала протерозоя —  $2,6 \cdot 10^9$  лет [26; 30; 40; 41]. Более того, утверждается, что Земля будет вырабатывать воду еще почти 2 млрд лет, и все это время океан будет существовать [41]. В свете полученных данных о содержании воды в мантии Земли и ее балансе в ходе эволюции оценим реальность этих предположений. Допустим, что океан глубиной 4 км и площадью, несколько меньше, чем современная ( $300 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>), действительно существует с протерозоя, т.е.  $2,6 \cdot 10^9$  лет.

Во-первых, неясен источник образования такого океана. С конца катархея ( $4 \cdot 10^9$  лет) и в течение всего протерозоя уровень вулканизма составлял всего  $0,13$  км<sup>3</sup>/год, т.е. Земля была практически безводной. Но предположим, что вследствие каких-то не известных нам причин он все же существовал. Произведем расчеты объема и массы праокеана:

$$300 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 4 \text{ км} = 1,2 \cdot 10^9 \text{ км}^3, \quad (V.1)$$

или по массе  $1,2 \cdot 10^{24}$  г.

Оценим фотолитические потери такого океана за  $2,6 \cdot 10^9$  лет (средняя константа фотолиза для данного спектрального класса Солнца —  $2,0 \cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup>·год):

$$300 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 2,6 \cdot 10^9 \text{ лет} \cdot 2,0 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 1,6 \cdot 10^{25} \text{ г}. \quad (V.2)$$

Таким образом, за столь длительное время существования глубоководного океана только на фотолит диссипировало бы  $1,6 \cdot 10^{25}$  г воды, т.е. больше, чем Земля произвела за всю свою историю ( $1,25 \cdot 10^{25}$  г) (см. табл. 8, с. 86). При этом, как было показано выше, выход на поверхность воды составил 30% ( $2,78 \cdot 10^{24}$  г). Из всего этого следует, что Земля не обладала и не будет обладать в дальнейшем ресурсами для производства и удержания в течение миллиардов лет огромного глубоководного океана. Образно говоря, Земле «не по карману» производить и постоянно иметь такую массу свободной воды на поверхности. Поэтому идея «вечного» океана явно несостоятельна и от нее следует решительно отказаться.

Однако почему-то не принимаются во внимание данные докембрийской геологии о существовании длительной паузы в вулканизме с конца катархея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет) до венда ( $0,6 \cdot 10^9$  лет) [19; 50; 51; 56], когда за  $3,4 \cdot 10^9$  лет на земную поверхность было вынесено всего  $4,5 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup> вулканического материала, или по массе:

$$4,5 \cdot 10^8 \text{ км}^3 \cdot 2,7 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 1,3 \cdot 10^{24} \text{ г.} \quad (\text{V.3})$$

Отсюда ежегодные поступления вулканического материала составят:

$$1,3 \cdot 10^{24} \text{ г} / 3,4 \cdot 10^9 \text{ лет} = 3,8 \cdot 10^{14} \text{ г/год.} \quad (\text{V.4})$$

Соответственно 10% от этой массы приходится на воду, т.е.  $3,8 \cdot 10^{13}$  г/год, а ее масса за  $3,4 \cdot 10^9$  лет составит  $1,3 \cdot 10^{23}$  г, или  $1,3 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup> — по объему.

Определим глубину праокеана, полагая его площадь ( $S_{\text{ок}}$ ) равной средней площади земной поверхности в протерозое —  $5,2 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup> (см. гл. VI):

$$V_{\text{H}_2\text{O}} / S_{\text{зем}} = 1,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 5,2 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,25 \text{ км.} \quad (\text{V.5})$$

Таким образом, глубина этого гипотетического праокеана будет не более 250 м! Теперь рассчитаем фотолитические потери с площади этого океана, равной половине площади Земли ( $2,6 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>), полагая константу фотолита ( $F_{\text{п}}$ ) для спектрального класса Солнца в интервале времени ( $4,0$ — $0,6$ )  $\cdot 10^9$  лет равной  $1,6 \cdot 10^7$  г/год:

$$F = F_{\text{п}} \cdot S_{\text{ок}} = 1,6 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} \cdot 2,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 4,2 \cdot 10^{15} \text{ г/год.} \quad (\text{V.6})$$

Время существования такого океана будет:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F = 1,3 \cdot 10^{23} \text{ г} / 4,2 \cdot 10^{15} \text{ г/год} = 3,1 \cdot 10^7 \text{ лет.} \quad (\text{V.7})$$

Следовательно, такой мелководный «всемирный океан» даже в условиях более холодного, чем в настоящее время, Солнца просуществует всего 30 млн лет!

Океан меньшей площадью, например занимающий 1/5 часть поверхности Земли в протерозое ( $S_{\text{ок}} = 1 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>), просуществует несколько дольше:

$$F = 1 \cdot 10^8 \text{ км}^2 \cdot 1,6 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 1,6 \cdot 10^{15} \text{ г/год,} \quad (\text{V.8})$$

$$t = 1,3 \cdot 10^{23} \text{ г} / 1,6 \cdot 10^{15} \text{ г/год} = 8,1 \cdot 10^7 \text{ лет.} \quad (\text{V.9})$$

Как видим, и такой океан, в три раза меньшей площади, чем современный, но имеющий глубину уже 1,3 км

$$H = 1,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 10^8 \text{ км}^2 = 1,3 \text{ км,} \quad (\text{V.10})$$

просуществует не миллиарды лет (как это утверждается в многочисленных научных трудах, в которых говорится, что океан близких к современным размерам существует на Земле чуть ли не с начала протерозоя —  $2,6 \cdot 10^9$  лет), а только около 100 млн лет! В связи с этим интересно определить размеры морского бассейна, который при найденном объеме воды ( $1,3 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup>), образованной за  $3,4 \cdot 10^9$  лет позднего архея и протерозоя, просуществовал бы 4 млрд лет, т.е. до наших дней. Несложный расчет показывает, что площадь такого бассейна будет равна  $2,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>; при этом его глубина составит:

$$H = V_{\text{H}_2\text{O}} / S_{\text{ок}} = 1,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 2,5 \cdot 10^6 \text{ км}^2 = 52 \text{ км.} \quad (\text{V.11})$$

Нетрудно понять, что таких глубоких впадин на Земле никогда не было. Современная максимальная глубина погружения земной коры в районе глубоководных желобов островных дуг не превышает 11 км, а в пределах узких и глубоких компенсированных прогибов в районах континентальной суши — не более 10 км (например, Днепровско-Донецкий авлакоген). Рельеф же земной поверхности в протерозое, равно как и в архее, имел значительно меньшую амплитуду расчлененности и в конце фанерозоя представлял собой слабо всхолмленные обширные равнины, чередующиеся с пологими низинами, местами осложненными вулканическими образованиями.

Из приведенного следует, что на громадных пространствах Земли в протерозое почти не было воды. Скорее всего, были сотни мелких озер, болот, речек, распределявшихся более или менее равномерно по поверхности планеты; они периодически высыхали или покрывались льдом, так как Солнце было значительно холоднее современного, а пары воды и вулканические газы, обеспечивающие парниковый эффект, практически отсутствовали. Этим можно объяснить отмечаемую И. А. Резановым [56] длительную задержку в развитии биосферы на Земле после катархея.

Из приведенных данных следует, что идея «вечного океана», который якобы существовал уже в начале протерозоя, оказывается явно несостоятельной. Не было на Земле такого океана, так как тогда еще не сложились необходимые условия, способные запустить сложный механизм процесса океанизации.

### § 3. Как долго просуществует современный океан?

Мировой океан возник лишь в конце эволюции нашей планеты, а его образованию предшествовала эпоха мощного вулканизма, начавшегося в конце мелового периода и фактически завершившегося в плиоцене. Основная масса воды была образована в то время за счет дегидратации опустившейся на 8 км в астеносферу земной коры и последующего выноса воды по глубинным разломам, а также дегазации и ювенильным путем. Современный приток воды, составляющий наибольшую за всю историю Земли величину, равную  $360 \text{ км}^3/\text{год}$ , обеспечивается ее выносом через систему планетарных рифтовых разломов срединно-океанических хребтов, протянувшихся на 60 тыс. км. При этом объем ежегодного вулканизма составляет всего 2—3  $\text{км}^3$  [35]. *Этот факт — наиболее яркое доказательство тому, что источником поступления воды в настоящее время, как и в период формирования астеносферы и океанизации, является не вулканизм, а дегидратация и дегазация низов земной коры, опустившейся в разуплотненное пространство астеносферы.*

Судя по завершению (как отмечено выше) активной фазы кайнозойского глобального вулканизма, в будущем следует ожидать продолжения подъема уровня Мирового океана, увеличения массы воды до  $1,5 \cdot 10^{24} \text{ г}$  и площади поверхности — до  $400 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ . После этого начнется снижение скорости поступления эндогенной воды и сокращение площади океана. По всей вероятности, такое уменьшение скорости будет проходить по закону, аналогичному поступлению воды во время океанизации, но с обратным знаком, что зафиксировано левой частью графика  $V(t)$  (см. рис. 9, с. 59), из которого видно, что поступление воды на поверхность планеты практически прекратится через 70 млн лет.

Оценим продолжительность существования кайнозойского океана, приняв в качестве средней площадь  $S = 300 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ .

Ежегодные потери на фотолиз при этом составят:

$$300 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 2,5 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 7,5 \cdot 10^{15} \text{ г/год.} \quad (\text{V.12})$$

Время, в течение которого фотолиз уничтожит современный океан, составит:

$$1,5 \cdot 10^{24} \text{ г} / 7,5 \cdot 10^{15} \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 2 \cdot 10^8 \text{ год.} \quad (\text{V.13})$$

Таким образом, даже такой громадный и глубоководный океан, который занимает две трети поверхности Земли, при прекращении поступления эндогенной воды исчезает с земной поверхности всего за 200 млн лет.

Больше у Земли нет и не будет ресурсов для повторения эпохи глобального вулканизма и его производной — современного Мирового океана.

А пока уровень океана неуклонно поднимается, и вместе с опусканием низменной суши, особенно в приустьевых участках рек, составляет до  $3,5 \text{ м}/1000 \text{ лет}$ . Уже в наши дни уровень многих рек, впадающих в моря и океаны, сравнялся с уровнем Мирового океана, поэтому при нагонных ветрах и обилии осадков морские воды на десятки километров проникают через устье рек далеко в пределы суши, затопливая города и посевы.

Океан расширяет границы, наступая на сушу. Достаточно сказать, что во времена египетских фараонов (5 тыс. лет назад) не было пролива Ла-Манш, а большая часть Северного моря представляла собой заболоченную сушу. Наблюдающееся в последние 100—150 лет глобальное потепление климата вызвано не столько повышением содержания атмосферного  $\text{CO}_2$ , которое возросло задолго до экономического бума, а прогрессивным изменением соотношения площади суши и моря в сторону увеличения последнего. Следствием этого является неизбежное увлажнение климата, усиление парникового эффекта и заметное потепление. Океан уже подошел к порогу нашего дома — и это не совсем образное выражение. Многие страны вынуждены защищаться от его наступления, затрачивая на это огромные ресурсы. Уже через тысячу лет уровень моря станет выше современного на 3,5 м и многие центры цивилизации, расположенные на низменных побережьях и в устьях рек, окажутся перед угрозой затопления, если раньше не начнется очередной этап оледенения в Северном полушарии.

Глава VI

КАТАРХЕЙСКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
И ФОРМИРОВАНИЕ СИАЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 1. Догеологическое состояние Земли

В истории Земли следует различать две основные стадии — космологическую и геологическую. В ходе космологической стадии произошли события, которые привели к формированию центральной дозвездной массы прото-Солнца и планетных тел Солнечной системы. В ходе последовавшей после завершения аккреции геологической стадии начался процесс интенсивного вулканизма и преобразования планетного вещества (физического, химического, биологического). Поскольку основой геологического процесса является вулканизм, то возникает вопрос: каковы были предпосылки развития вулканизма не только на Земле, но и на других планетах? К сожалению, однозначного ответа на этот вопрос в научной литературе нет.

Не менее важно понять и то, как происходила аккреция планетных тел — была она однородной или гетерогенной? В настоящее время преобладают две гипотезы: согласно первой планеты формировались из гомогенного материала с последующим разделением на геосферы путем химической дифференциации по удельному весу [20; 24; 40; 41]. По второй гипотезе существующее разделение на геосферы было заложено изначально — в ходе гетерогенной аккреции. При этом центральное металлическое ядро образовалось также изначально [50; 60]. Предполагается, что образование внешнего жидкого ядра происходило за счет нагрева протовещества в результате преобразования кинетической энергии падения крупных внеземных тел на поверхность металлического ядра в тепловую. Возникший при этом расплав в результате начавшейся аккреции оказался захороненным пылегазовым материалом [60]. Принятие такой идеи образования жидкого ядра не может объяснить его длительное стационарное существование на протяжении  $4,5 \cdot 10^9$  лет, а также последующее увеличение его размеров, что находит отражение в возрастании магнитного момента и напряженности магнитного поля Земли от докембрия к фанерозою [49; 63].

Что касается первой гипотезы дифференциации вещества, то в условиях высоких давлений, которые в мантии Земли достигают сотен тысяч атмосфер, физически представить свободное расслоение вещества по удельному весу не представляется возможным. С другой стороны, не ясен механизм фрагментации гомогенного материнского облака Солнечной системы с образованием центров масс прото-Солнца и планет. Трудно представить, чтобы в первичной пылегазовой туманности массивные аг-

ломерации протовещества возникли самопроизвольно, без центральных ядер конденсации, образовавшихся ранее на стадии гравитационной неустойчивости из многочисленных обломков железного, железоникелевого состава. Эти массивные металлические агломерации стали центрами конденсации более легкого железосиликатного и силикатного материала с акклюдируемыми на них летучими и водой. В частности, по закону Стокса [60] железные и железоникелевые частицы материнского облака будут объединяться и падать на поверхность формирующегося ядра в миллион раз быстрее силикатных и тем более газовых компонентов туманностей.

Сейсмические измерения на Земле и Луне, изучение их моментов инерции вращения, а также собственные колебания Земли от сильных землетрясений обнаруживают наличие у этих космических объектов центральных металлических ядер радиусом 1270 км и 360 км соответственно. Из оценки средней плотности и моментов инерции аналогичные центральные ядра металлического состава предполагаются и у других планет, как, впрочем, и у прото-Солнца [6; 10; 20; 32; 37; 63]. Сравнение параметров Земли и Луны показывает, что отношения объемов планет и металлического ядра и отношения их масс с приведенной плотностью ( $\rho$ ) являются величинами постоянными. Так, для Земли имеем:

$$V_{пл}/V_{ядра} \approx 126; \frac{M_{пл}/M_{ядра}}{\rho_{пл}} \approx 16,1; \quad (VI.1)$$

для Луны, соответственно,

$$V_{пл}/V_{ядра} \approx 113; \frac{M_{пл}/M_{ядра}}{\rho_{пл}} \approx 14,5, \quad (VI.2)$$

т. е. измеренные параметры отличаются на величину не более 10%.

Расчеты для других планет дают близкий к земным результат (табл. 9).

Таблица 9

Отношения объемов и масс планет к объему и массе их металлического ядра — по сейсмическим измерениям (\*) и рассчитанным теоретически (\*\*)

Показатель	Юпитер	Земля	Венера	Марс	Луна
$V_{пл}/V_{ядра}$	125,4**	126*	125,6**	123**	113*
					126**
$M_{пл}/M_{ядра}$	111,8	89*	87,5	64	48,4*
					54,5**

Окончание табл. 9

Показатель	Юпитер	Земля	Венера	Марс	Луна
Средняя плотность $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	6,84 [24]	5,52*	5,25	3,94	3,34
$M_{пл} / M_{ядра}$ , см <sup>3</sup> /г					14,5*
$\rho_{пл}$	16,3	16,1*	16,6	16,2	16,3**
R ядра, км	8084	1270*	1210	678	360*
					346**

Приведенные данные свидетельствуют, что на каждый грамм ядра приходится 16,3 см<sup>3</sup> планетного тела. Иными словами, объем планеты оказывается пропорционален массе первичного металлического ядра! Найденная закономерность позволяет, используя известные астрономические параметры планет, в частности их объем и радиус, определить объем и радиус их твердого ядра:

$$V_{ядра} = V_{пл}/126; R_{пл}/R_{ядра} = 5,0; R_{ядра} = R_{пл}/5,0. \quad (VI.3)$$

Нормируя параметр  $M_{пл}/M_{ядра}$  по средней плотности ( $\rho$ ), получаем:

$$\frac{M_{пл} / M_{ядра}}{\rho_{пл}} = 16,3 \text{ см}^3/2 \quad (VI.4)$$

Отсюда можно определить массу ядра по астрономическому параметру объема планеты и, полагая плотность ядра ( $\rho$ ) равной 7,8 г/см<sup>3</sup> (плотность железа), получим:

$$M_{ядра} = V_{пл} / \sqrt[3]{126 \cdot \rho} \quad (VI.5)$$

Учет сжатия можно определить по изменению плотности ( $\rho$ ) ядра на Земле и Луне [6].

Функциональная связь между размерами твердого ядра и объемом планеты могла реализовываться только через гравитационное поле, создаваемое массой ядра. Напряженность такого поля будет определяться выражением:

$$g = g_0 R^2 / (R + H)^2, \quad (VI.6)$$

где  $g_0$  — напряженность поля силы тяжести на поверхности ядра радиуса;  $R$ ;  $H$  — расстояние от поверхности ядра (изменяется в радиусах).

Изменение силы тяжести ( $g$ ) и плотности вещества ( $\rho$ ) пылегазовой туманности на различных расстояниях от металлического ядра можно представить в виде следующей таблицы:

Таблица 10

Изменение силы тяжести и плотности вещества пылегазовой туманности

Высота над поверхностью ядра	R = 0 (на поверхности ядра)	R	2 R	3 R	4 R	...	9 R
Напряженность силы тяжести	$g_0 = 0$ (на поверхности ядра)	$1/4 g_0$	$1/9 g_0$	$1/16 g_0$	$1/25 g_0$	...	$1/100 g_0$
Плотность облака $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho = 1,0$ (на поверхности ядра)	0,25	0,11	0,06	0,04	...	0,007

Расчеты показывают, что сила гравитационного притяжения масс, расположенных в пространстве вокруг центрального ядра, убывает по мере удаления от него по обратно квадратичному закону и на расстоянии 10 R уменьшается в 100 раз, а на расстоянии в 100 R — в 10000 раз. Аналогичным образом, подчиняясь закону гравитации, происходит увеличение плотности пылегазового облака от 10<sup>-6</sup> г/см<sup>3</sup> на расстоянии 100 R до 0,25—0,007 г/см<sup>3</sup> при расстояниях от поверхности ядра от R до 10 R, т. е. плотность вещества облака нарастает лавинообразно при приближении к гравитирующей массе, увеличиваясь за 130 тыс. км почти в миллион раз. Таким образом, вокруг ядер конденсации будущих планет и прото-Солнца в начальный период гравитационной неустойчивости Солнечной системы существовали значительные сгущения пылегазового материала и обширные разреженные пространства при удалении от гравитирующих масс. В результате взрыва сверхновой в окрестностях Солнечной системы центральная протосолнечная и периферийные протопланетные туманности приобрели вращательный момент. Одновременно лавина долгоживущих изотопов <sup>232</sup>Th, <sup>235</sup>U и <sup>40</sup>K, свидетельствующих, что сверхновая была далеко проэволюционировавшей звездой позднего спектрального класса<sup>1</sup>, прошла через всю туманность, лишь слегка обогатив ее разреженную часть радиоактивными элементами (до 10<sup>-9</sup> г/г). При этом наибольшая концентрация радиоактивных возникла в сгущениях протовещества вокруг ядер (до 10<sup>-4</sup>—10<sup>-5</sup> г/г). Последовавшая аккреция обедненными долгоживущими изотопами силикатного и газового материала туманности захоронила эту толщу между центральным ядром и нижней мантией Земли и планет.

<sup>1</sup> Такие звезды не продуцируют короткоживущие изотопы, которые являются продуктом молодых горячих звезд ранних спектральных классов.



Таким образом, формирование планетных тел и светила шло гетерогенным путем, при котором образование так называемого внешнего ядра происходило не из горячего, расплавленного в результате падения планетозималей материала [60], а из холодной пылегазовой материи. При этом масса радиоактивного вещества была пропорциональна объему и массе центрального металлического ядра, и это в дальнейшем сыграло, как будет показано, выдающуюся роль в эволюции Земли, больших планет земной группы и планет-гигантов.

Идеи химической дифференциации родились из наблюдений доменного процесса плавления металлов, в условиях которого отсутствуют давления, аналогичные наблюдаемым в земных недрах. Можно предположить, что в очень ограниченных масштабах дифференциация происходит в очагах вулканизма, расположенных на глубинах 50—70 км. Нельзя исключить также некоторую дифференциацию в зоне так называемого жидкого внешнего ядра при разогреве ее до точки плавления радиогенным теплом; эту зону в дальнейшем, исходя из генезиса, будем называть зоной радиогенного тепла, или сокращенно — ЗРТ.

## § 2. Состояние и эволюция Солнца

С единых позиций универсальности вещества при разнообразии масс мы должны подходить к проблеме строения и эволюции Солнца. Его современное состояние находится в полном соответствии с гигантской массой светила, равной  $2 \cdot 10^{33}$  г и заключающей более 99% всей массы вещества Солнечной системы. В центре такой массы развивается давление в сотни миллиардов атмосфер ( $10^{10}$  атм), а температура достигает более  $15 \cdot 10^6$  К. Пусковой температурой, с которой термоядерные реакции перерастают в реакции термоядерного синтеза, является, как известно [73], температура  $10^7$  К. С этого момента тело вступает на звездный путь эволюции. Однако этот процесс, как будет показано далее, занимает значительное время, что не согласуется с существующими физическими моделями [73], но позволяет объяснить многие особенности эволюции земной коры и биосферы в докембрии.

Концепция полностью водородного состава Солнца была выведена из анализа звездных атмосфер. Преимущественно водородный их состав был перенесен и на весь объем светила. В этой модели мы встречаемся с теми же трудностями, что и при реконструкции истории планет [24]. Неясно, как и почему произошла фрагментация гетерогенного по составу материнского облака на газовую и твердомонолитную фракции и каким образом легчайший газ — водород — был сконденсирован в самую большую

массу, в то время как на строительство ближайших к протозвезде планет пошел более тяжелый железокремнистый материал. Однако механизм конденсации центральной и периферийных масс Солнечной системы был неизбежно общим [49]. Различным было лишь количество вещества, заключенное в области гравитационного захвата каждого из центров конденсации, т.е. конденсация главной массы протозвезды происходила по тем же законам, что и конденсация планет, особенно на начальной стадии аккреции.

Первоначальная структура прото-Солнца мало чем отличалась от современного Юпитера, кроме, конечно, размеров. По мере возрастания гравитационного сжатия, происходившего не только за счет наращивания массы, но и благодаря уменьшению угловой скорости вращения прото-Солнца за счет роста радиуса и тормозящего эффекта магнитного поля, возрастали давление и температура, необходимые для запуска реакции термоядерного синтеза водорода. Эти реакции начались одновременно с образованием плазменного состояния ЗРТ, вследствие растущего давления и температуры в нижней мантии на границе с металлическим ядром (рис. 12).

Возникли также благоприятные условия для запуска термохимического реактора взаимодействия дигидридов и пероксидов металлов. Однако процесс этот термодинамически был возможен в условиях огромной массы прото-Солнца на глубине порядка 500 км от поверхности, где давление было около  $750 \cdot 10^3$  атмосфер, т.е. примерно такое же, как на внешней границе ЗРТ Земли. Он должен был инициировать начальный мощный вулканизм. Реликтовая газовая атмосфера, захваченная мощным гравитационным полем прото-Солнца, простиралась над его поверхностью

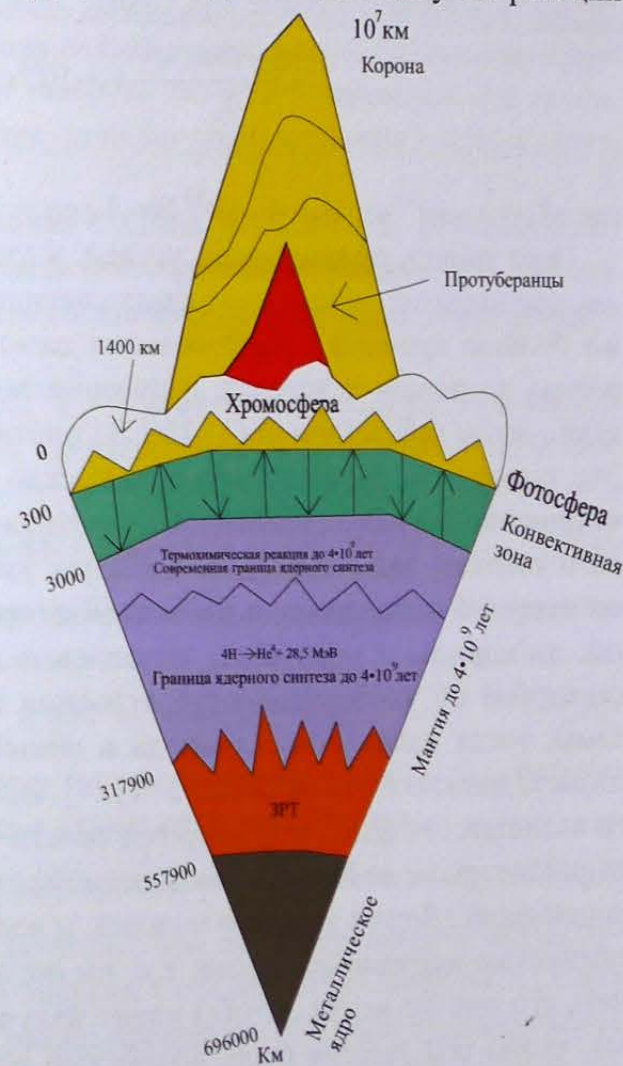


Рис. 12. Внутреннее строение Солнца

на расстоянии в миллионы и, возможно, десятки миллионов километров. По мере возрастания гравитационного сжатия и роста температуры за атомный порог  $10^7$  К химические процессы медленно перерастали в термоядерные. Как известно, наиболее вероятно в термодинамических условиях протосолнца реакция превращения четырех ядер атомов водорода в гелий с выделением энергии — реакция протон-протонного (PP) цикла:



Только за счет гравитационного сжатия время активной жизни светила было бы не более 30—40 млн лет.

Если исходить из гипотезы полностью водородного состава Солнца, то при наблюдаемой энергии излучения  $I_0 = 1,2 \cdot 10^{41}$  эрг/год ( $4 \cdot 10^{26}$  Вт/год) время активной жизни его составит:

$$\frac{M_0 \cdot 0,007c^2}{I_0} \approx 3 \cdot 10^{18} \text{ с} \approx 10^{11} \text{ лет,} \quad (\text{VI.8})$$

где  $M_0 = 2 \cdot 10^{30}$  кг,  $I_0 = 4 \cdot 10^{26}$  Вт, 1 год =  $3 \cdot 10^7$  с.

Этот вывод, приводимый, кстати, в учебниках, явно неприемлем, так как продолжительность излучения светила оказывается сравнима или даже больше времени существования самой Метагалактики. Кроме того, полная расчетная мощность излучения водородного Солнца оказывается много выше наблюдаемой ( $3 \cdot 10^{27}$  Вт против  $3,86 \cdot 10^{26}$  Вт  $\approx 4 \cdot 10^{26}$  Вт/год). Это значит, что кроме водорода вещество Солнца содержит значительное количество других элементов, не участвующих напрямую в реакции ядерного синтеза: это металлическое ядро, которое, по расчетам автора, составляет 1/5 часть радиуса Солнца ( $R_0$ ) (см. далее), различные катализаторы, дигидриды и пероксиды металлов и др. Если же исходить из представлений об универсальности строения протовещества Солнечной системы, тогда количество водорода в общей массе протосолнца, как и у планет, должно быть не более 2% [24]. Важным аргументом в пользу этого является тот факт, что непрозрачность звезды зависит от наличия в ее веществе *кроме водорода* тяжелых элементов — металлов, силикатов и их соединений. Дело в том, что и гелий, и водород в недрах звезды являются полностью ионизированными, т.е. ни поглощать излучение, ни переизлучать его они не могут. Чтобы квант излучения был поглощен, необходимо, чтобы его энергия была полностью израсходована на отрыв электронов от ядра [73]. У ионизованных Н и He уже нечего «отрывать», поэтому единственным эффективным источником передачи лучевой энергии из недр звезды становятся тяжелые элементы (металлы). Они еще сохраняют

часть своих электронов и поэтому у них остается способность поглощать кванты излучения и переизлучать их вдоль радиуса вверх [73]. Современные наблюдения подтверждают это предположение: в химическом спектре Солнца присутствуют многочисленные линии металлов, указывающие на далеко проэволюционировавшее состояние протовещества звезды. Этот факт служит еще одним важным подтверждением того, что состав звезды, и в частности Солнца, не может быть полностью водородным. Он должен включать также силикаты, металлы и их соединения. Передавая энергию, тяжелые ядра не расходуются, выгорает только водород. Температура порядка  $10^7$  К для таких ядер недостаточна для преодоления кулоновского барьера. Реализация ядерных реакций на тяжелых элементах возможна лишь при повышении давления и температуры на несколько порядков выше  $10^7$  К, что возможно только при взрыве сверхновых звезд. Таким образом, в случае признания гипотезы полностью водородного состава Солнца ядерные реакции синтеза водорода оказались бы невозможны! Ниже будет приведен еще один весомый аргумент в пользу неводородного состава светила.

Рассчитаем время существования Солнца, исходя не из 100%-ного содержания в нем водорода, а полагая его содержание равным 2%, как это следует из химико-эквивалентных соотношений протопланетного вещества [24].

При массе Солнца  $M_0 = 2 \cdot 10^{33}$  г содержание водорода (2% от массы) составит  $4 \cdot 10^{31}$  г. Найдем запас ядерной энергии при таком количестве водорода:

$$E = M_0 \cdot \Delta m \cdot c^2, \quad (\text{VI.9})$$

где  $\Delta m$  — дефицит массы между четырьмя ядрами водорода и ядром гелия, равный 0,007;  $c$  — скорость света.

$$E = 4 \cdot 10^{31} \text{ г} \cdot 0,007 \cdot c^2 = 4 \cdot 10^{50} \text{ эрг.} \quad (\text{VI.10})$$

Учитывая современную энергию излучения Солнца  $I_0$ , равную  $1,2 \cdot 10^{41}$  эрг/год, рассчитаем время активной жизни Солнца:

$$4 \cdot 10^{50} \text{ эрг} / 1,2 \cdot 10^{41} \text{ эрг/год} = 3,3 \cdot 10^9 \text{ лет.} \quad (\text{VI.11})$$

Отсюда следует важное заключение, что при современной интенсивности излучения запаса ядерной энергии Солнца хватит лишь на 3,3 млрд лет. Если бы это было так, то Солнце прекратило бы свое существование 700 млн лет назад. Но, поскольку этого не произошло, значит, энергия излучения длительное время была *значительно ниже* современной! В геологической истории Земли есть вехи, которые позволяют оценить время,

когда могли произойти изменения солнечной активности. Переход Солнца в современную стадию желтого спектрального класса с температурой на фотосфере 6000 К, по всей вероятности, произошел на рубеже девона и карбона ( $400 \cdot 10^6$  лет назад), который характеризуется повсеместным выходом растительности на сушу и, следовательно, значительным общим потеплением на Земле (рис. 13).

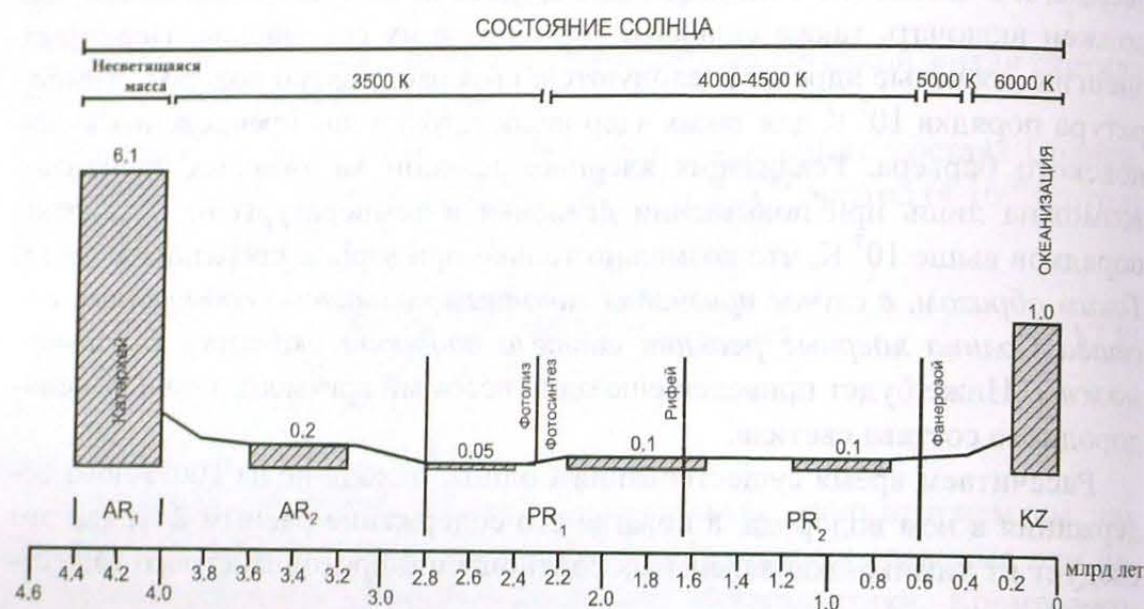


Рис. 13. Крупнейшие этапы глобального вулканизма на Земле и состояние Солнца (цифрами показаны объемы ( $\times 10^9 \text{ км}^3$ ) переброшенных на земную поверхность магматических пород, с уточнениями и дополнениями) [50; 51]

Еще один отчетливый рубеж имел место  $2,3 \cdot 10^9$  лет назад (ранний верхний протерозой). Он характеризуется началом массового фотосинтеза зеленых растений и, соответственно, фотолиза молекулы воды в атмосфере Земли [56]. Этот рубеж указывает на повышение температуры Солнца до 4000—4500 К. И, наконец, третий отчетливый рубеж соответствует границе катархея и неоархея ( $4 \cdot 10^9$  лет назад). Этот рубеж характеризует переход Солнца от стадии горячей несветящейся массы, существовавшей на протяжении всего катархея ( $4,5\text{—}4,0 \cdot 10^9$  лет), в стадию звезды переменного блеска типа Т-Тельца с температурой 3500 К (рис. 13). Можно также предположить, что с конца рифея и по девон — ( $600\text{—}400$ )  $\cdot 10^6$  лет назад — Солнце вступило в переходную стадию — оранжевого спектрального класса с температурой фотосферы 5000 К (табл. 11).

Таблица 11

Изменение энергии излучения Солнца за  $4 \cdot 10^9$  лет

Показатель	Температура (К) и спектральный класс Солнца				
	6000 G	5000 K	4000 M	3500 T-тельца	
Интервал времени существования ( $\times 10^6$ лет)	0—400	400—600	600—2300	2300—4000	
$T_{\text{совр}}/T_s$	1,0	0,83	0,67	0,58	
Энергия излучения $I_0$ (эрг/год)	$1,2 \cdot 10^{41}$	$1,0 \cdot 10^{41}$	$0,8 \cdot 10^{41}$	$0,7 \cdot 10^{41}$	
Израсходованная энергия излучения $E(t)$ (эрг)	$0,48 \cdot 10^{50}$	$0,2 \cdot 10^{50}$	$1,36 \cdot 10^{50}$	$1,19 \cdot 10^{50}$	$\Sigma E = 3,23 \cdot 10^{50}$

Нормируя современное излучение Солнца по фотосфере 6000 К, можно определить характер изменения энергетики излучения по выделенным классам светимости Солнца. Как видно из таблицы 11, она менялась от  $0,7 \cdot 10^{41}$  эрг/год в начальной стадии Т-Тельца, до современной  $1,2 \cdot 10^{41}$  эрг. Суммарные затраты энергии Солнца за период его активности ( $4 \cdot 10^9$  лет) составили  $\Sigma E = 3,23 \cdot 10^{50}$  эрг. Найдем разницу между теоретическим запасом термоядерной энергии и энергией, уже израсходованной Солнцем за прошедшее  $4 \cdot 10^9$  лет. Она составляет:

$$3,3 \cdot 10^{50} - 3,23 \cdot 10^{50} \text{ эрг} = 0,07 \cdot 10^{50} \text{ эрг.} \quad (\text{VI.12})$$

При сохранении современной мощности излучения время существования Солнца будет:

$$t_0 = 0,07 \cdot 10^{50} \text{ эрг} / 1,2 \cdot 10^{41} = 5,8 \cdot 10^7 \text{ лет} \approx 58 \text{ млн лет.} \quad (\text{VI.13})$$

Полученная оценка соответствует затратам энергии Солнца за минувшие 4 млрд лет его существования в звездном режиме. Из приведенного с очевидностью следует, что Солнце, вопреки известной теории об *изначальном* выходе его в спектральный класс G (на диаграмме Герцшпрунга — Рессела), на самом деле могло выйти на этот спектр лишь в последние 400 млн лет. Все остальное время средняя светимость Солнца составляла всего  $0,78 \cdot 10^{41}$  эрг/год, что соответствовало более низкой светимости, чем современная. Температура фотосферы была порядка  $\sim 3500\text{—}4500$  К (см. табл. 11).

Учитывая постепенный характер нарастания звездной активности Солнца, следует предположить, что и завершение ее начнется с постепенного спада интенсивности излучения. В связи с этим последнее материковое оледенение четвертичного периода на Земле, закончившееся всего 10 тыс. лет назад и длившееся около 600 тыс. лет, прерываясь через каждые 100 тыс. лет краткими (10 тыс. лет) потеплениями, по мнению автора, было обусловлено в первую очередь падением уровня интенсивности излучения солнечной энергии, вызванным эндогенной перестройкой вещества звезды в связи со значительной выработкой водорода и уменьшением ее объема. Можно предположить, что это падение — лишь предвестник будущего неизбежного спада светимости Солнца, а выбросы протуберанцев и отчасти 11-летний цикл изменения солнечной активности предвещают нарушение стационарности процесса излучения, вызванного нарушением равновесия между гравитационным сжатием и газовым противодействием  $GM/R^2 \neq P$ . Заметим, что если бы возраст таких звезд, как Солнце, исчислялся в соответствии с физической теорией —  $10^{11}$  лет, то наблюдать взрывы далеко проэволюционировавших сверхновых звезд было бы невозможно, так как их возраст был бы сопоставим с возрастом Метагалактики. Однако этот класс сверхновых наблюдаем, как и их предвестники — красные гиганты спектрального класса М и остатки сверхновых — белые карлики. К сказанному можно добавить, что теоретически предсказываемый поток нейтрино, который так и не удастся зафиксировать у Солнца [73], может быть объяснен незначительным количеством оставшихся в его недрах запасов водорода, в результате чего для испускания нейтрино не хватает энергии светила. Оставшийся запас ядерной энергии на водороде, как мы видели, составляет  $0,07 \cdot 10^{50}$  эрг. С учетом того, что 1 г водорода в термоядерном синтезе дает энергии порядка  $10^{19}$  эрг, масса оставшегося водорода будет:

$$0,07 \cdot 10^{50} \text{ эрг} / 10^{19} \text{ эрг/год} = 7 \cdot 10^{29} \text{ г}, \quad (\text{VI.14})$$

что составляет немногим более 2% от исходной массы водорода.

В связи с этим небезынтересно определить глубинное строение звезды и размеры металлического ядра, которое образовалось в начале ее формирования, чтобы учесть его массу. На Земле и Луне, по данным сейсмических измерений, радиус ядра составляет примерно пятую часть радиуса этих планет. Поскольку объемы ядра конденсации мало менялись в ходе эволюции, то радиус первичного металлического ядра конденсации у Солнца будет составлять 138900 км (см. рис. 12, с. 97). На первоначальной, дозвездной стадии, когда действовали только термохимические реакции, можно оценить также параметры зоны радиогенного тепла (ЗРТ), мантии и горячей атмосферы, используя коэффициенты пропорциональности, полученные для Земли и Луны. В условиях Земли и планет-гигантов радиус мантии составляет 1:2,2, т.е. у Солнца он будет 314 900 км, а радиус ЗРТ, соответственно, 1:2,9 от общего радиуса Земли, т.е. у Солнца —

240 000 км. Размеры газовой атмосферы определяются как разность найденных значений параметров Солнца и его внешнего радиуса ( $R_0$ ) (см. рис. 12, с. 97). Ее радиус равен 3000 км. Рассчитанная модель Солнца соответствует его дозвездной стадии развития. К настоящему времени зона радиогенного тепла, где начались реакции термоядерного синтеза водорода, неизбежно значительно расширилась. Процесс переработки вещества мантии продолжается, вовлекая все более высокие ее горизонты, он давно перерос в термоядерный синтез, при котором давление уже не играет роли, а всё определяется температурой. Как следует из расчетов автора, запасы водорода сократились почти до 2% от первоначальной массы. В случае 100%-ного водородного состава Солнца его расход за  $5,6 \cdot 10^9$  лет составил бы:

$$1,2 \cdot 10^{41} \text{ эрг} \cdot 5,6 \cdot 10^9 \text{ лет} = 6,7 \cdot 10^{50} \text{ эрг}.$$

Горение 1 г  $H_2$  сопровождается выделением порядка  $10^{19}$  эрг. Следовательно, расход водорода составил  $6,7 \cdot 10^{31}$  г. Трудно представить, что после такой большой потери массы радиус водородной звезды оставался бы неизменным. При неизбежном нарушении равновесия между гравитационным потенциалом и газовым противодействием возможны значительные изменения стационарности излучения звезды. Они могут иметь и катастрофический характер, и более медленное изменение интенсивности излучения — как в сторону резкого возрастания, так и в сторону резкого уменьшения. Найдем энергию гравитационного сжатия (E) шара — звезды — для определения реального изменения его радиуса. Для этого продифференцируем энергию поля тяготения U:

$$U = \frac{3}{5} \frac{GM^2}{R}, \quad (\text{VI.15})$$

где  $M_0$  — масса Солнца,  $R_0$  — его радиус, G — гравитационная постоянная.

$$\frac{\partial U}{\partial R} = \frac{3GM^2}{5R^2} = \frac{3 \cdot 6,67 \cdot 10^{-8} \cdot 4 \cdot 10^{66}}{5 \cdot 49 \cdot 10^{20}} = 3,3 \cdot 10^{37} \text{ эрг/см}. \quad (\text{VI.16})$$

Учитывая современную энергию излучения Солнца ( $1,2 \cdot 10^{41}$  эрг/год), найдем время, за которое найденная величина сжатия сократит радиус Солнца на 1 км:

$$3,3 \cdot 10^{37} \cdot 10^5 \text{ эрг/км} / 1,2 \cdot 10^{41} \text{ эрг/год} = 27,5 \text{ лет}. \quad (\text{VI.17})$$

Отсюда следует, что сжатие радиуса Солнца на 1 км произойдет за 27,5 лет. Однако современные наблюдения не обнаруживают такого сокращения радиуса. Это значит, что наблюдается атмосфера Солнца, а не его твердое тело. Термоядерные реакции идут в настоящее время в верхней части мантии звезды (рис. 12, с. 97). Начало же реакции осуществлялось в нижней мантии на границе с металлическим ядром, где давление  $10^{10}$  атм обеспечивало необходимое для преодоления кулоновского барьера

ера сжатие протовещества и температуру выше  $10^7$  К. Обилие в нижней мантии долгоживущих изотопов тория, урана и калия дало дополнительную энергию и температуру для запуска реакции термоядерного синтеза водорода, содержащегося в протовеществе мантии. Выход Солнца на стадию звездного развития с температурой 3500 К произошло только  $4,0 \cdot 10^9$  лет назад, т.е. спустя 500 млн лет после завершения аккреции планет и Солнца. Следовательно, в течение катархея солнечная энергия на поверхность Земли не поступала. Оно пребывало в стадии несветящейся горячей массы. В дальнейшем по мере расширения объема протовещества мантии, вовлеченного в процесс ядерных реакций, возрастала и энергия светимости Солнца. При 2%-ном содержании водорода в мантии сокращение объема звезды по мере его выработки значительно меньше влияло бы на интенсивность излучения, так как основной объем протовещества не был затронут переработкой, что и обеспечивало длительную стационарность излучения.

В заключение остановимся на исследовании температурного режима последнего межледниковья (голоцена). Расчеты палеотемператур с использованием различных климатических характеристик [85] показали, что климат последних 10 тыс. лет периодически менялся от теплого до очень холодного, причем последний пик такого холодного климата (250 лет назад) получил в научной литературе название «малый ледниковый период». Всего, по данным Джона Имбри [85], имело место четыре холодных периода и четыре теплых. Климатический оптимум, когда глобальная температура превышала современные ее значения на  $2^\circ\text{C}$  и составляла  $16^\circ\text{C}$ , имел место 7 тыс. лет назад (табл. 12). В настоящее время глобальная температура составляет  $14^\circ\text{C}$ . Продолжительность циклов колебания климата — 2,5 тыс. лет с амплитудой около  $2^\circ\text{C}$ . Пики похолодания наблюдались 250 лет назад, 2800, 5300, 8000 и 10500 лет назад [85].

Таблица 12

Состояние Солнца в конце плейстоцена и в голоцене

Событие	Температура фотосферы	Средняя глобальная температура	Интервал события
Современное состояние	6000 К	$14^\circ\text{C}$	0—400·10 <sup>6</sup> лет
Климатический оптимум	6860 К	$16^\circ\text{C}$	8500—7500 лет
Малый ледниковый период	5400 К	$12,6^\circ\text{C}$	1450—1850 гг.
Ледниковый период	4285 К	$10^\circ\text{C}$	10,5 тыс. лет назад

Нет никаких данных для предположения, что эта цикличность климата вызвана внутриземными процессами. Не связаны они также с изменениями орбитального состояния и наклоном земной оси. Как известно, причи-

на материковых оледенений обусловлена изменением наклона оси вращения Земли, эксцентриситетом земной орбиты и прецессией. В течение последних 600 тыс. лет периодичность наступления ледниковых периодов составляла 100 тыс. лет, что соответствует периоду изменения эксцентриситета орбиты. Изменение наклона оси вращения Земли происходило через каждую 41 тыс. лет. Периодические изменения прецессии имели период 23 и 19 тыс. лет. Таким образом, орбитальный фактор Миланковича также не был причиной короткопериодной цикличности климата голоцена. Остается единственное объяснение этому явлению — оно связано с изменением светимости Солнца. В старой физической теории Солнца эта высокопериодная цикличность его светимости не обсуждалась. Природа волнообразной светимости, очевидно, связана с периодичностью активности термоядерных реакций на Солнце, в результате чего фотосфера испытывает попеременное нагревание и охлаждение с амплитудой до 2000 К. Солнце светит не как электрическая лампочка (не мигая — постоянным светом), а имеет место волнообразный процесс свечения с периодом 2500 лет. Интересно, что изменения в 2000 К температуры фотосферы на границе с атмосферой Земли трансформируются в температуру с амплитудой в  $2^\circ\text{C}$ . В климатическом оптимуме, имевшем место 8500—7500 лет назад, температура фотосферы была 6860 К, а средняя глобальная температура составляла  $16^\circ\text{C}$ . В малый ледниковый период (1450—1850) температура фотосферы составляла 5400 К, а глобальная температура опускалась до  $12,6^\circ\text{C}$ . Во время ледникового периода (10,5 тыс. лет назад) глобальная температура опускалась до  $10^\circ\text{C}$ , что соответствовало температуре фотосферы 4285 К (см. табл. 12).

Попытаемся понять ситуацию, используя для этого уравнение состояния для однородного газа, которым обычно описывается термодинамика звезд. Для 1 моль уравнение состояния будет иметь вид:

$$PV = RT,$$

где P, V, T — давление, объем газа и его термодинамическая температура;

$R = 8,3 \cdot \text{Дж} \cdot \text{моль}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  — газовая постоянная.

Перепишем уравнение состояния газа в виде:

$$V = RT/P.$$

Из приведенного следует, что при значительном нагревании атмосферы Солнца, каковой является его фотосфера, объем газа возрастает, а давление падает. Поскольку основным процессом регулирования температуры является конвекция, то расширение происходит по мере расходования внутренней энергии системы, которая сменяется сжатием и охлаждением поверхности фотосферы. Очевидно, что циклы расширения — сжатия являются отражением периодичности термоядерного синтеза в поверхностных областях Солнца. Как мы видели, эта периодичность в условиях Земли реализуется цикличностью палеотемператур, а с ними и изменением

климата в голоцене. Очевидно, эта цикличность не ограничивается межледниковьем, она должна наблюдаться и в периоды основных материковых оледенений. Спектральный анализ инсоляционных кривых, записанных в колонках глубоководных осадков, а также в длинных кернах льда Гренландии и Антарктиды может подтвердить это предположение.

### § 3. Сокращение радиуса и определение теплотерь Земли и планет

В науках о Земле продолжают существовать различные, нередко противоположные мнения о направленности эволюции нашей планеты. Одни исследователи придерживаются гипотезы расширения Земли, другие настаивают на ее якобы пульсационном развитии, и лишь очень немногие разделяют классические идеи контракции. Это свидетельствует об отсутствии убедительных и объективных измерений изменения радиуса Земли. Большой разброс значений этих измерений — от 25 км [40] до 7150 км [24] — зависит от принятия исходной гипотезы формирования планетных тел. Согласно старой гипотезе химической дифференциации вещества по удельному весу во всем объеме планеты считают возможным формирование ее из гомогенного облака [40]; другие авторы предполагают дифференциацию ограниченного масштаба лишь в области внешнего ядра, а сокращение радиуса связывают с тепломассопотерями [24]. В радикальной гидридной гипотезе расширения Земли предполагаются ее водородное строение и расширение объема на сотни километров, что противоречит гравитационной организации протоматерии в Солнечной системе.

В основу настоящего исследования положено представление о гетерогенной аккреции планетных тел [42; 60].

Непосредственное измерение длины окружности Земли по экватору и четырем меридианам по современному и докембрийскому рельефу фундамента, а также расчет изменения радиуса по гравитационному сжатию Земли позволили получить надежные данные о его вековом сокращении. Используя зависимость количества тепловой энергии от потенциала сжатия решена обратная задача нахождения теплотерь Земли и планет.

**Измерение радиуса Земли.** При принятии гипотезы сокращения объема планеты вследствие ее гравитационного сжатия и тепломассопотерь возникает вопрос: каким образом происходит укладка площади сферы или (в плоском варианте — большего радиуса) на поверхность (окружность) меньшего радиуса (рис. 14)? В контракционной гипотезе Эли де Бомона и Зюсса такая укладка осуществляется за счет пликативной складчатости земной коры. Однако современные наблюдения показывают, что сокращение периметра окружности Земли происходит не за счет ее горизонтального стяжения, а вследствие проседания отдельных блоков земной коры, сопровождающегося увеличением амплитуды рельефа.

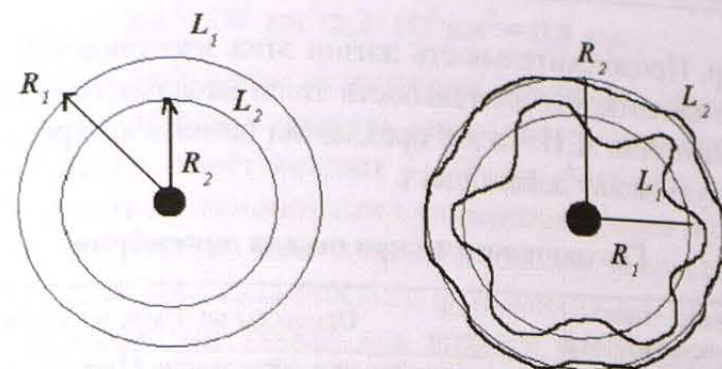


Рис. 14. К определению длины окружности по современному ( $R_2$ ) и докембрийскому ( $R_1$ ) рельефу: справа — схема положения докембрийской поверхности фундамента и современного рельефа, слева — положение окружностей после осреднения кривых  $L_1$  и  $L_2$  (длина  $L_1$  оказывается больше, чем  $L_2$ , отсюда  $R_1$  больше  $R_2$ )

Таким образом, задача измерения радиуса заключается в определении длины окружности ( $L$ ) Земли через равные расстояния, в соответствии с масштабом карты по амплитудам современного рельефа и поверхности кристаллического фундамента, отсчитываемым от уровня моря. Этой операцией достигается выравнивание гармоник рельефа в ровную поверхность, которая займет положение выше среднего уровня, совпадающего в первом случае с уровнем моря, а во втором — со средним уровнем поверхности кристаллического фундамента (рис. 14). Эту операцию возможно выразить формулами, определяющими длины древней ( $L_1$ ) и современной ( $L_2$ ) окружности Земли и сокращение их радиуса:

$$L_1 = 2\pi \cdot R_1; L_2 = 2\pi \cdot R_2, \quad (\text{VI.18})$$

откуда определяются радиусы  $R_1, R_2$ .

На вопрос о древности современного рельефа ответить невозможно, поскольку поверхность Земли покрыта разновозрастными горными породами — от докембрийских до четвертичных. Поэтому в качестве репера, возраст которого надежно установлен, была принята поверхность кристаллического фундамента щитов и платформ, в большинстве случаев совпадающая с гранито-метаморфическим комплексом «алдания», впервые выделенным Л.И. Саломом [61]. Возраст алдания по включениям циркона (как наиболее устойчивого к высокотемпературным условиям минерала) датируется  $4,0\text{—}4,3 \cdot 10^9$  лет. Завершение аккреции протопланетного вещества произошло  $4,5 \cdot 10^9$  лет назад, а для разогрева недр и начала общепланетарного вулканизма, в результате которого был создан комплекс «алдания», требуется не менее 100 млн лет [51; 56]. Тогда период формирования алдания следует принять равным  $4,4\text{—}4,0 \cdot 10^9$  лет. Как было показано [51], единственным источником общепланетарного вулканизма большой интенсивности ( $15 \text{ км}^3/\text{год}$ ) могла быть энергия радиоактивного распада большого количества короткоживущих изотопов  $^{235}\text{U}$ ,

<sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be и др. Продолжительность жизни этих изотопов ( $10^6$ — $10^8$  лет [16]) полностью регламентирует длительность этапа начального общепланетарного вулканизма. Этот этап Л. И. Салоп предложил назвать катархеем [61] (см. геохронологическую шкалу докембрия).

**Геохронологическая шкала докембрия**

Эоны, их подразделения и продолжительность ( $10^6$ лет)		Процессы на Земле и Солнце		
КРИПТОЗОЙ	ПРОТЕРОЗОЙ	ФАНЕРОЗОЙ 570	Океанизация Земли и образование Мирового океана (70 млн лет назад) Образование первых мелководных внутриконтинентальных морей	
		Венд (680)	Ослабление вулканизма. Переход Солнца в стадию оранжевого спектрального класса с температурой фотосферы 5000 К	
		Рифей (1650)	Ослабление вулканизма	
		КАРЕЛИЙ	3 (1900)	Ослабление вулканизма
			2 (2300)	Начало фотосинтеза. Ослабление вулканизма. Переход Солнца в стадию красного спектрального класса с температурой на фотосфере 4000-4500 К
	1 (2600)		Ослабление вулканизма	
	АРХЕЙ	Верхний (3100)	Ослабление вулканизма	
		Нижний 3500	Ослабление вулканизма. Переход Солнца в звездную стадию развития (Т-тельца) с температурой на фотосфере 3500 К. Начало процесса фотолиза молекулы воды и образование атмосферного кислорода O <sub>2</sub>	
	КАТАРХЕЙ	4000	Образование первичного мелководного океана Солнце в дозвездной стадии. Начальный глобальный вулканизм	
		4400		
4500—4600		ДОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ		

В начале 1980-х гг. этот выдающийся знаток докембрия обратил внимание автора на то, что возраст, стратиграфия и литологический состав алдания поразительным образом совпадают с возрастом, литологией и стратиграфией аналогичных комплексов древнейших пород на докембрийских щитах всех континентов. Это указывает на единые условия формирования сиалического слоя фундамента платформ и щитов и грандиозный масштаб вулканизма в финале аккреции Земли и планет [51; 61]. Следует также учесть, что в дальнейшем на протяжении позднего архея и всего протерозоя происходило значительное ослабление вулканизма [51; 56]. Если в период формирования алдания на земную поверхность было выброшено более  $6 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> вулканогенного материала, то в неоархее и протерозое было образовано всего  $0,45 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>, или  $0,12$  км<sup>3</sup> ежегодно. Столь ничтожные объемы вулканических масс не смогли повсеместно перекрыть алданий, за исключением локальных, преимущественно геосинклинальных, прогибов. И действительно, за  $3,9 \cdot 10^9$  лет (включая большую часть фанерозоя) средняя мощность вулканогенных образований не превысила  $0,8$  км:

$$0,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 5,2 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,8 \text{ км.} \quad (VI.19)$$

Поэтому на большей части территории Земли под осадочными отложениями фанерозоя должны залегать преимущественно породы алдания, поверхность которого имеет возраст  $4 \cdot 10^9$  лет. Местами он может быть размыт или перекрыт маломощными вулканитами более позднего возраста, что, однако, не мешает нам сохранять оценку возраста поверхности основного комплекса кристаллического фундамента в  $4 \cdot 10^9$  лет.

Имея такой надежный репер, как возраст поверхности алдания, по картам океанов масштаба 1: 10 000 000 и др. с шагом от 100 км автор измерил амплитуды между отметками древнейшего и современного рельефа по экватору (0°) и по меридианам: 30° в.д., 40° в.д., 60° з.д., 70° з.д. (табл. 12). Этот метод определения сокращения радиуса был применен еще в 1980 г. [42]. Однако из-за отсутствия тогда данных о преобладающем возрасте кристаллического фундамента он был принят равным  $1 \cdot 10^9$  лет, что значительно увеличивало общее сокращение радиуса. Поэтому, вернувшись вновь к данной методике, изменение радиуса пересчитали с использованием нового репера, в качестве которого был принят алданий.

Для поверхности алдания средний радиус Земли составил 6901 км, а среднее сокращение планетарного радиуса за  $4,0 \cdot 10^9$  лет — 53,0 км (табл. 13), что соответствует его уменьшению на  $1,33 \cdot 10^{-3}$  см/год, или 13,3 км за 1 млрд лет.

Таблица 13

**Сокращение радиуса Земли, по измерениям ее окружности L**

$\lambda$	$L_2$ по амплитуде современного рельефа (км)	$L_1$ по амплитуде рельефа до поверхности алдания (км)	$R_2 = L_2/2\pi$ , по амплитуде современного рельефа (км)	$R_1 = L_1/2\pi$ , по амплитуде докембрийского рельефа (км)	$\Delta R_1 = (R_1 - R_{\text{совр}}) / 10$ (км)	$R((0^\circ) - R(\lambda)) / 10$ (км)
0	42344	43523	6742	6930,4	56,0	—
30° в.д.	41566	42785	6618	6812,8	44,3	12,4
40° в.д.	40365	42974	6427	6842,9	47,3	31,5
60° в.д.	40899	44079	6511	7018,9	64,8	23,1
70° в.д.	40213	45059(?)	6403	7175(?)	80,4(?)	33,9
Среднее	41077	43340	6489**	6901,0	53,0	25,2***

\*  $R_{\text{совр}} = 6371$  км.

\*\* Средний меридиональный радиус; данные 70-го меридиана исключены из расчетов из-за большого (40%) отклонения от среднего.

\*\*\* Из современных наблюдений разность экваториального и полярного радиусов составляет 21,3 км.

Найденная величина сокращения радиуса Земли  $\Delta R$  за  $4,0 \cdot 10^9$  лет, т. е. с конца катархея, составила 53,0 км. Это позволяет определить ежегодные изменения:

$$53,0 \text{ км} / 4,0 \cdot 10^9 \text{ лет} = 1,33 \cdot 10^{-3} \text{ см/год.}$$

Таким образом:

$$\frac{dR}{dt} = 1,33 \cdot 10^{-3} \text{ см/год,}$$

откуда

$$dR = 1,33 \cdot 10^{-3} \text{ см/год} \cdot dt.$$

Общее уравнение гравитационного сокращения радиуса Земли будет иметь вид:

$$R = R_{\text{ср}} + 1,33 \cdot 10^{-3} \text{ см/год} \cdot dt, \quad (\text{VI.20})$$

где  $0 \leq dt \leq 4,5 \cdot 10^9$  лет;  $R_{\text{ср}} = 6371$  км;  $\Delta R = 60$  км.

Установление изменения радиуса Земли ( $\sim 60$  км за  $4,5 \cdot 10^9$  лет) позволяет определить объем и площадь поверхности молодой Земли (табл. 14). Оказалось, что земная поверхность за 4,5 млрд лет сократилась всего на  $11,1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Это позволило уточнить объем и массу вулканогенного материала, переброшенного на поверхность во время начального катархейского вулканизма, с  $5,0$  до  $6,0 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> и с  $1,5 \cdot 10^{25}$  г до  $1,8 \cdot 10^{25}$  г соответственно, приняв среднюю мощность алдания 11,5 км [56; 71].

Таблица 14

**Изменение параметров Земли в геологической истории**

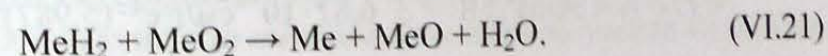
Время (лет)	$R = L/2\pi$ , км	$V = 4/3\pi R^3$ , км <sup>3</sup>	$S = 4\pi R^2$ , км <sup>2</sup>	$M = V\rho$ , г	$\rho$ , 10 <sup>3</sup> кг/м <sup>3</sup>
Современное	6371	$1,083 \cdot 10^{12}$	$510 \cdot 10^6$	$5,98 \cdot 10^{27}$	5,52
Поздний протерозой (PR <sub>2</sub> ), $1 \cdot 10^9$	6384	$1,092 \cdot 10^{12}$	$513,5 \cdot 10^6$	$6,0 \cdot 10^{27}$	5,50
Алданий (AR <sub>1</sub> ), $4 \cdot 10^9$	6423	$1,107 \cdot 10^{12}$	$519,8 \cdot 10^6$	$6,02 \cdot 10^{27}$	5,44
Молодая Земля, $4,5 \cdot 10^9$	6431	$1,12 \cdot 10^{12}$	$521,1 \cdot 10^6$	$6,02 \cdot 10^{27}$	5,37
По В. Кесареву, 1976	7150	$1,5 \cdot 10^{12}$	$641,1 \cdot 10^6$	$6,01 \cdot 10^{27}$	3,84

**Определение массы диссипировавшего водорода.** Для определения массы и средней плотности молодой Земли важен учет потерь за счет

диссипации водорода к моменту завершения глобального вулканизма, т. е. к концу катархея ( $4 \cdot 10^9$  лет) [51]. Это нуждается в пояснении. Дело в том, что на данном этапе Солнце пребывало в стадии несветящейся массы [51]. Об этом, в частности, свидетельствуют особенности развития первичной прокариотной биосферы, в которой отсутствовали признаки фотосинтеза [56]. Свою энергию она получала за счет вулканического тепла и парникового эффекта мощной первичной, преимущественно водородной, атмосферы, которая в ходе извержений дополнительно насыщалась вулканическими газами, дымами и парами воды. На этом этапе диссипация водорода и других летучих практически не происходила ввиду отсутствия жесткого солнечного излучения, поэтому масса молодой Земли не менялась (табл. 14), а выносимая с вулканизмом вода сохранялась. Процесс фотолитиза воды и, следовательно, диссипации водорода начался с конца катархея, с выходом Солнца в стадию Т-Тельца переменного блеска, с температурой поверхности 3500 К [51].

Для оценки диссипации водорода важно учесть его содержание в мантии Земли, составляющее, как это следует из химико-эквивалентных соотношений и данных по метеоритам, 1,9% [24; 62].

Исходя из гипотезы гетерогенной аккреции Земли [42; 51; 60], примем, что ее внутреннее металлическое ядро первично, нижняя часть мантии представлена веществом, подобным железокремнистым метеоритам, а ее верхняя часть — веществу каменных метеоритов [32; 51; 62; 63]. Внешнее жидкое ядро, по мнению автора [51], представляет собой выработанную часть протовещества нижней мантии. Его масса  $1,62 \cdot 10^{27}$  г содержала водорода (H<sub>2</sub>) из расчета 1,9% —  $3,08 \cdot 10^{25}$  г. В ходе химических реакций взаимодействия дигидридов (MeH<sub>2</sub>) и пероксидов (MeO<sub>2</sub>) металлов формировался главный планетный продукт — вода [24]:



Общая масса диссипировавшего водорода с учетом фотолитических потерь ( $0,14 \cdot 10^{25}$  г) [51] составляет:

$$(3,08 + 0,14) \cdot 10^{25} \text{ г} = 3,22 \cdot 10^{25} \text{ г}. \quad (\text{VI.22})$$

Большая теплоемкость молекулы водорода, его необыкновенная летучесть и проницаемость, позволяющая буквально течь через плотные породы, обеспечивала своего рода продувку внешнего ядра и вынос избытков тепла, летучих и воды к периферии планеты. Таким образом, появляется возможность рассчитать массу Земли на конец катархея:

$$(5,987 + 0,0322) \cdot 10^{27} \text{ г} = 6,02 \cdot 10^{27} \text{ г}. \quad (\text{VI.23})$$



Отсюда определяется значение средней плотности Земли для возраста  $4 \cdot 10^9$  лет; она равна  $5,44 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> (см. табл. 14).

По найденному значению плотности и ее современной величине ( $5,52 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>), построив график изменения плотности во времени, можно определить ее среднее значение для любого возраста Земли путем интерполяции. Рассчитанные параметры Земли (см. табл. 14) показывают их сравнительно незначительные изменения за время, прошедшее после образования планеты. Оценим влияние массопотерь за счет диссипации, главным образом водорода, на изменение объема и радиуса Земли. Значению массы  $H_2 = 3,22 \cdot 10^{25}$  г соответствует сокращению радиуса Земли всего на 23 км, а площади ее поверхности — на  $3,0 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>! Однако это сокращение не нашло отражения в измеренном значении  $\Delta R$  по окружности поверхности кристаллического фундамента  $L_1$ , которое, как будет показано дальше, полностью совпадает с величиной сокращения радиуса  $\Delta R$  за счет гравитационного сжатия Земли.

**Гравитационное сокращение радиуса Земли.** Шаровая форма Земли, планет и астероидов свидетельствует о гравитационной организации вещества, выражающейся в равномерном стремлении его частиц к центру масс. В результате потенциальная энергия сжатия переходит в кинетическую, а затем в тепловую энергию с последующим излучением ее через поверхность планет. Воспользовавшись ньютоновским потенциалом, запишем выражение энергии  $E$  поля тяготения шара в виде [42]:

$$E = 3GM^2/5R, \quad (VI.24)$$

где  $G$  — гравитационная постоянная,  $M$  — масса Земли,  $R$  — ее радиус.

Найдем энергию гравитационного сжатия Земли на единицу измерения (см):

$$\begin{aligned} \partial E / \partial R &= 3GM^2/5R^2 = 3 \cdot 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см/г} \cdot \text{с}^2 \cdot (5,987)^2 / 5 \cdot (6371)^2 = \\ &= 3,6 \cdot 10^{30} \text{ эрг/см} \quad (3,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж/см}). \end{aligned} \quad (VI.25)$$

Полученное значение характеризует количество энергии, возникающей при сжатии земного шара на 1 см. Для того чтобы воспользоваться этой величиной и определить значение сжатия в единицу времени (год), рассмотрим структуру наблюдаемого теплового потока на поверхности Земли, который составляет  $2 \cdot 10^{20}$  кал/год ( $8,3 \cdot 10^{20}$  Дж/год [32; 63]). До сих пор считается, что все это тепло имеет радиогенную природу, обусловленную распадом долгоживущих изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  [63; 69]. Однако период полураспада  $^{40}\text{K}$  составляет  $1,31 \cdot 10^9$  лет, следовательно, он свои ресурсы исчерпал  $2,62 \cdot 10^9$  лет назад. Поэтому в дальнейших расчетах он учитываться не будет.

Оценим содержание упомянутых радиоактивных в сиалическом слое земной коры ( $10^{-5}$  г/г), в подстилающем его мафическом слое, состоящем из комплекса ультраосновных и основных пород ( $10^{-6}$  г/г), и в мантии, расположенной выше границы внешнего ядра ( $6,9 \cdot 10^{-8}$  г/г) [32; 63].

Масса вещества мантии составляет  $4,1 \cdot 10^{27}$  г, сиалического слоя средней мощностью 11,5 км и плотностью  $2,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> —  $1,6 \cdot 10^{25}$  г, масса мафического слоя мощностью 25 км и плотностью  $3,0 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> —  $3,8 \cdot 10^{25}$  г [51], современная площадь Земли —  $S = 5,1 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>. Примем генерацию тепла  $^{238}\text{U}$  — 0,94 эрг/г·с,  $^{232}\text{Th}$  — 0,29 эрг/г·с; габбро, базальт и перидотиты мафического слоя генерируют соответственно 53 и 0,35 эрг/г·год (среднее 0,62 эрг/г·год) [32; 63]. Отсюда генерация тепла сиалическим слоем составит  $8,3 \cdot 10^{19}$  Дж/год; мафическим слоем земной коры —  $10,8 \cdot 10^{19}$  Дж/год, вклад мантии будет  $17,5 \cdot 10^{19}$  Дж/год.

Следовательно, в структуре наблюдаемого теплового потока Земли ( $8,3 \cdot 10^{20}$  Дж/год) радиогенное тепло составляет  $3,6 \cdot 10^{20}$  Дж/год. Следовательно, оставшаяся величина  $4,7 \cdot 10^{20}$  Дж/год инициируется энергией гравитационного сжатия Земли. Используя полученное выражение для  $\partial E / \partial R$ , составим уравнение для определения ежегодного сокращения радиуса:

$$\Delta R = 4,7 \cdot 10^{20} \text{ Дж/год} / 3,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж/см} = 1,30 \cdot 10^{-3} \text{ см/год}. \quad (VI.26)$$

Сравнивая полученные выражения сокращения радиуса за счет гравитационного сжатия ( $1,30 \cdot 10^{-3}$  см/год) с найденным выше значением сокращения радиуса путем измерения окружности  $L_1$  по поверхности алдани ( $1,33 \cdot 10^{-3}$  см/год), можно заключить, что они практически совпадают. За  $4 \cdot 10^9$  лет сокращение радиуса Земли за счет гравитационного сжатия составило 52 км, за  $4,5 \cdot 10^9$  лет — 58,5 км. Отсюда общее сокращение радиуса можно найти как среднее из двух значений, равное 59,2 км, или, округляя, — 60 км. Это значит, что *тепломассопотери не влияли на изменение объема Земли!*

**Определение теплопотерь.** За всю историю Земли в результате гравитационного сжатия выделилось тепла:

$$4,7 \cdot 10^{20} \text{ Дж/год} \cdot 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет} = 2,1 \cdot 10^{30} \text{ Дж}. \quad (VI.27)$$

Ввиду постоянной диффузии через земную поверхность этого тепла было бы недостаточно для инициирования общепланетарного вулканизма на Земле и тем более на планетах, имеющих меньшую массу и, соответственно, меньшую энергию  $E$  гравитационного сжатия (см. табл. 15, с. 115). Сравнение современных теплопотерь ( $4,7 \cdot 10^{20}$  Дж/год) со средними теплопотерями при глобальном вулканизме показывает [51], что в прошлом значение теплового потока через земную поверхность было более высо-

ким. К такому же заключению приходит и известный итальянский геолог Ф.С. Везель. Оно было максимальным в эпохи начального ( $4,4—4,0 \cdot 10^9$  лет) и кайнозойского ( $65,0—3,0 \cdot 10^6$  лет) глобального вулканизма, когда его интенсивность составляла  $15—16 \text{ км}^3/\text{год}$  [51]. С позднего архея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет) до позднего мела ( $70 \cdot 10^6$  лет) интенсивность вулканизма резко сокращается до  $0,13—0,01 \text{ км}^3/\text{год}$  [51]. Это более чем в 20 раз меньше современной интенсивности ( $2—3 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Следовательно, в течение почти  $3,9 \cdot 10^9$  лет величина теплового потока через поверхность Земли (судя по интенсивности вулканизма) составляла всего  $\sim 2,0 \cdot 10^{19}$  Дж/год, а общие теплотери за  $3,9 \cdot 10^9$  лет —  $7,6 \cdot 10^{28}$  Дж.

Оценим общее количество тепла, вынесенного за  $4,4 \cdot 10^9$  лет геологической активности. За время начального вулканизма общая генерация тепла за счет распада короткоживущих изотопов составила за  $500 \cdot 10^6$  лет  $1,3 \cdot 10^{32}$  Дж [51]. В эпоху кайнозойского вулканизма (в течение последних  $65—70 \cdot 10^6$  лет) генерация тепла долгоживущими изотопами на границе металлического ядра и нижней мантии составила  $1,5 \cdot 10^{31}$  Дж [51]. Отсюда общие теплотери составили  $1,45 \cdot 10^{32}$  Дж. Следовательно, за время начального и кайнозойского глобального вулканизма (570 млн лет) среднегодовые теплотери составили  $2,6 \cdot 10^{23}$  Дж:

$$1,5 \cdot 10^{32} \text{ Дж} / 570 \cdot 10^6 \text{ лет} = 2,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж/год}. \quad (\text{VI.28})$$

Полученный результат закономерно отражает усиление генерации тепла за счет короткоживущих изотопов в эпоху начального вулканизма и усилившегося выноса тепла за счет распада долгоживущих изотопов  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  на границе ядра и мантии в кайнозойскую эру. Именно это радиогенное тепло определило энергетику глобального вулканизма в катархее и кайнозойской эре. Однако и эти теплотери не влияли на сокращение радиуса Земли. Это можно объяснить их непрерывной диффузией через земную поверхность с последующей диссипацией в космическое пространство.

Тем не менее найденное значение гравитационного сокращения радиуса и объема планеты в целом не могло не сказаться на глобальной перестройке плана земной коры. Отмечено [51; 56] совпадение главных этапов кратонизации земной коры в конце архея ( $4,0—3,9 \cdot 10^9$  лет), начале протерозоя ( $2,6—2,7 \cdot 10^9$  лет), рифея ( $1,75 \cdot 10^9$  лет), конце мезозоя ( $70 \cdot 10^6$  лет). Интервал следования глобальной перестройки плана земной коры составляет  $1,4 \cdot 10^9$ ,  $1,1 \cdot 10^9$  и  $1,4 \cdot 10^9$  лет, что соответствует уменьшению радиуса Земли на 18,6, 14,6 и 18,6 км соответственно. Накапливающиеся вследствие уменьшения объема планеты напряжения во внешней коре неизбежно приводили к расколу ее на крупные блоки с заложением планетарной системы геосинклинальных прогибов и глубинных разломов.

Таким образом, подтверждаются основные идеи «холодной» контракции Земли [24; 42; 51] — векового сокращения ее объема и радиуса, вследствие чего верхняя каменная оболочка постоянно приспосабливалась к этому уменьшению сферы, что отразилось в ее деформациях, вертикальных подвижках, землетрясениях. Уменьшение объема Земли, несомненно, является главным механизмом, определяющим тектонический процесс в земной коре.

**Гравитационное сокращение радиуса планет.** Установленное в структуре наблюдаемого теплового потока значение, обусловленное гравитационным сжатием Земли, позволяет решить обратную задачу: определив сокращение радиуса планет, рассчитать соответствующее ему значение теплового потока на поверхности этих планет:

$$\Delta R_{\text{пл}}^{\text{грав}} = E_{\text{пл}}/E_{\text{зем}} \cdot 1,30 \cdot 10^{-3} \text{ см/год}. \quad (\text{VI.29})$$

Результаты расчетов сокращения радиусов Земли и планет и их теплового потока за счет гравитационного сжатия приведены в таблице 15.

Таблица 15

#### Гравитационное сокращение радиуса Земли и планет и значения теплового потока

Планета	Масса (г)	Гравитационное сжатие E (Дж/см)	$E_{\text{пл}}/E_{\text{зем}}$	Сокращение радиуса $\Delta R = E_{\text{пл}}/E_{\text{зем}} \times 1,30 \cdot 10^{-3}$ (см/год)	Сокращение радиуса за $4,5 \cdot 10^9$ лет (км)	Сокращение радиуса за $4 \cdot 10^9$ лет (км)	Тепловой поток $Q_{\text{грав}} \cdot Q_{\text{рад}}$ (Дж/год)
Земля	$5,987 \cdot 10^{27}$	$3,6 \cdot 10^{23}$	1	$1,30 \cdot 10^{-3}$	58,5	52,0	$4,7 \cdot 10^{20}$ $3,6 \cdot 10^{20}$
Венера	$4,87 \cdot 10^{27}$	$2,6 \cdot 10^{23}$	0,72	$0,94 \cdot 10^{-3}$	42,3	37,6	$3,3 \cdot 10^{20}$ $2,7 \cdot 10^{20}$
Марс	$6,4 \cdot 10^{26}$	$1,4 \cdot 10^{23}$	0,39	$0,51 \cdot 10^{-3}$	22,9	20,4	$1,8 \cdot 10^{20}$ $1,4 \cdot 10^{20}$
Меркурий	$3,3 \cdot 10^{26}$	$7,4 \cdot 10^{21}$	$0,2 \cdot 10^{-1}$	$0,26 \cdot 10^{-4}$	1,2	1,04	$0,9 \cdot 10^{19}$ $0,66 \cdot 10^{19}$
Луна	$7,3 \cdot 10^{25}$	$7,0 \cdot 10^{20}$	$0,2 \cdot 10^{-2}$	$0,26 \cdot 10^{-5}$	0,120	0,104	$1,9 \cdot 10^{18}$ $9,4 \cdot 10^{17}$ $7,5 \cdot 10^{17}$ $\Sigma Q = 1,7 \cdot 10^{18}$

\* Измеренные значение Q на лунной поверхности [69] и поверхности Земли [63].  
\*\* Рассчитанное автором значение Q на лунной поверхности ( $Q_{\text{грав}} + Q_{\text{рад}} = \Sigma Q$ ).

Для расчета теплового потока на поверхности планет составим уравнение:

$$Q_{пл}^{грав} = Q_{зем}^{грав} / \Delta R_{зем}^{грав} \cdot \Delta R_{пл}^{грав} \quad (VI.30)$$

Подставив значения  $Q_{зем}^{грав}$  и  $\Delta R_{зем}^{грав}$ , получим окончательное выражение для расчета современного теплового потока на поверхности планет:

$$Q_{пл}^{грав} = 3,6 \cdot 10^{23} \cdot \Delta R_{пл}^{грав} \quad (\text{Дж/год}) \quad (VI.31)$$

Проведенные американскими астронавтами измерения теплового потока на поверхности Луны ( $17 \text{ эрг/см}^2 \cdot \text{с}$ ) [69] при пересчете на среднегодовое значение ( $1,9 \cdot 10^{18} \text{ Дж/год}$ ) практически совпадает с рассчитанными нами теоретически ( $1,7 \cdot 10^{18} \text{ Дж/год}$ ) (табл. 15).

#### § 4. Начальный глобальный вулканизм

Современная научная литература по ранней истории Земли содержит большую и разнообразную информацию о формировании и аккреции планетного тела Земли, влиянии космического окружения, составе протовещества, характере его эволюции, развитии биосферы [24; 31; 32; 37; 38; 51; 59; 62; 63; 69; 79, 90]. Однако нет единого мнения о хронологии раннего докембрия и выделения в нем эонов древнее  $3,5 \cdot 10^9$  лет. Отсутствуют убедительные данные о динамике и объеме вулканизма на разных этапах геологической истории, не исследуются источники и режим земной гидросферы, никогда не изучались фотолитические потери воды и их влияние на состояние гидросферы. По-прежнему считается незыблемым принцип актуализма Чарльза Лайеля, постулирующий неизменность скорости течения геологических процессов на протяжении всей истории Земли. Не изменилось и представление о длительном, исчисляемом миллиардами лет существовании Мирового океана; о том, что однажды поступившая на поверхность с вулканизмом вода должна чуть ли не вечно существовать на фоне изменяющейся вокруг природной среды. Не разработан механизм дистанционного геологического анализа строения и эволюции других планет. Существуют серьезные противоречия между геологической информацией и физическими моделями полностью водородного Солнца и водородных планет-гигантов, их ледяных спутников, и, что самое главное, эти модели не дают научно обоснованного прогноза относительно направленности изменения природных комплексов не только Земли, но и ближнего космоса, и в первую очередь грядущих изменений на Солнце. В настоящей работе автор попытался ответить на ряд этих вопросов, но центральным здесь является исследование ранней истории Земли — сразу после завершения аккреции планетного тела. Понимание

того, что является определяющим на этом этапе, позволяет найти объяснение многим дальнейшим геологическим событиям и процессам, определившим, в конечном итоге, современное соотношение площади суши и моря, изменения климата и эволюцию живого вещества.

Исследователи разных стран, опираясь на данные геологии докембрия, довольно единодушно признают факт возникновения на раннем этапе геологической истории мощного вулканизма на всей территории Земли. Однако причины его возникновения исследованы слабо. Многие вопросы остаются дискуссионными и нуждаются в дальнейшем изучении. Успехи изучения геологии докембрия [19; 51; 53; 56; 60; 61; 71; 74; 75; 79; 86; 89; 91] показали, что основной объем гранитно-метаморфического фундамента щитов, континентальных и океанических платформ был образован в результате интенсивного вулканизма, охватившего всю поверхность Земли, сразу после завершения формирования планеты в первые  $4,5—4,0 \cdot 10^9$  лет. Примечательно, что, судя по возрасту древнейших изверженных пород на Луне, имевших два пика —  $4,5—4,0 \cdot 10^9$  и  $3,95—3,6 \cdot 10^9$  лет (рис. 15), — первый, более древний интервал совпадает со временем катархейского вулканизма, выделенного С. Л. Салопом, Р. Ф. Черкасовым и другими при исследовании Алданского щита в Восточной Сибири [61; 71]. Изученный комплекс, названный *алданием*, — это древнейшее из всех известных на Земле вулканогенно-осадочное образование. Его возраст, определяемый по зернам циркония, —  $4,0—4,3 \cdot 10^9$  лет.

Имеются также единичные измерения, дающие метки  $4,4 \cdot 10^9$  лет [56]. На сегодняшний день таких определений немного, около 40. Но тем не менее они сходны по возрасту с древнейшими вулканидами Луны. Более молодые лунные породы возраста  $3,95—3,6 \cdot 10^9$  лет соответствуют «морским» базальтам, образовавшим обширные так называемые лунные моря в результате интенсивной метеоритной бомбардировки, относящейся к этому времени [91]. Такие моря занимают около 40% видимой поверхности Луны и свидетельствуют о неглубоком залегании огромных размеров

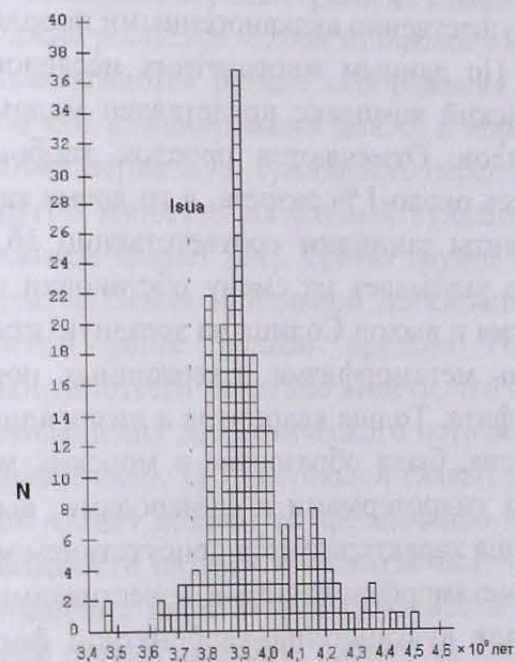


Рис. 15. Возраст магматических пород Луны [76; 79]

магматических резервуаров и, следовательно, неглубоком расположении источников тепла. Для выявления особенностей палеогеографической обстановки катархея необходимо остановиться на рассмотрении литологии пород алдания [61; 71].

Комплекс алдания состоит из трех основных слоев: нижнего гнейсо-кварцитового слоя мощностью 2,5 км, среднего гнейсового слоя (5 км) и верхнего карбонатно-гнейсового слоя (1,5—2 км); при этом 3/4 объема пород представлены вулканитами. Большая часть из них несет следы глубокого метаморфизма, переплавления и гранитизации, которые имели место в конце катархея [71]. Степень метаморфизма доходит до гранулитовой фации, возникающей при температуре 500—700 °С и давлении порядка  $7\text{—}8 \cdot 10^4$  атм. Низы комплекса, по геофизическим данным, простираются до глубин 11—14 км, где они, по всей вероятности, сложены преимущественно вулканогенными породами [61; 71].

По данным многолетних исследований Р. Ф. Черкасова [71], катархейский комплекс представлен маломощными дайками, жилами гранитоидов. Отмечаются прослои карбонатных пород, которые занимают здесь около 1% разреза, в то время как в позднем архее карбонаты и доломиты занимают соответственно 16,5 и 22% осадочных образований. Это указывает на смену обстановки седиментации в послекатархейское время и выход Солнца на звездную стадию своей эволюции. Высокая степень метаморфизма изверженных пород сопровождается образованием графита. Толща кварцитов в низах алдания, по предположению Р. Ф. Черкасова, была образована в морских мелководных бассейнах, изобилующих гидротермами и фумаролами, выносившими кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ). Эта толща характеризуется присутствием мрамора и кальцифиоров, являющихся метаморфизованными известняками и доломитами, которые входят в состав вулканогенно-карбонатной формации алдания. Наличие высокоглиноземистых гнейсов и диопсидовых сланцев свидетельствует о глинистой компоненте коры выветривания с отложениями ее в морских бассейнах. Более тяжелый изотопный состав графитов, карбонатных отложений, магнезиальных и сульфидных осадков, по мнению других исследователей [61; 71], указывает на их биогенную природу. Нередко в них обнаруживаются мумифицированные (микронного размера) останки прокариотных организмов. По мнению И. А. Резанова [56], в алдании имела широкое развитие прокариотная биосфера, энергетика которой подпитывалась в отсутствие солнечного света теплом действующих вулканов в подогретых лавами морских вод, а также мощным парниковым эффектом, создаваемым плотной реликтовой газовой-вулканической атмосферой. Предполагается, что графиты, карбонаты, а позднее джеспилиты являются метабали-

тами прокариотной биосферы. Высокая степень метаморфизма алдания большинством исследователей объясняется значительным вертикальным градиентом температуры 50—80 °С/км. По геофизическим данным, кварцитовая толща алдания подстилается гнейсово-вулканическими породами до глубины 11—16 км. В связи с высоким вертикальным градиентом температуры гранулитовый метаморфизм алдания проходил не на глубинах 20—25 км, как это предполагается, а на глубине порядка 4—7 км [56; 71]. В связи с этим удается избежать неразрешимой проблемы громадного эрозионного среза архейской коры мощностью 25—30 км, так как никаких геологических свидетельств о возникновении огромной массы терригенного материала до катархея не существует. В целом возраст алдания оценивается от  $4\text{—}4,5 \cdot 10^9$  лет до  $3,6 \cdot 10^9$  лет и менее [61]. Это чрезвычайно важный вопрос, и он связан с определением верхней границы катархея. По мнению автора, эта проблема должна решаться исходя из оценки энергетики начального вулканизма. Высказываются разные соображения на этот счет. По одной гипотезе, вулканизм инициировался долго- и короткоживущими изотопами, обогатившими первичную туманность перед началом аккреции планет [40]. По другой гипотезе, начальный вулканизм инициировался гравитационным сжатием планет [24]. Третья группа гипотез пытается объяснить вулканизм на Земле приливной диссипацией энергии, вызванной располагавшейся ранее вблизи предела Роша (9400 км) Луной [41]. Анализируя эти гипотезы, нетрудно видеть, что они не могут быть приняты в качестве объяснения энергетического источника начального вулканизма. Произведенный выше (§ 3 настоящей главы) расчет энергии гравитационного сжатия планет показал ее чрезвычайно низкое значение, которое не дает возможности назвать это сжатие источником вулканизма. Что касается обогащения пылегазовой туманности короткоживущими изотопами на ранней стадии аккреции планет, то в этом предположении есть две ошибки. Во-первых, далеко проэволюционировавшая сверхновая не имеет короткоживущих изотопов, они выработаны в начале эволюции звездного вещества и образуются только при взрыве молодых сверхновых, развивающихся по углеродно-азотному циклу [73]. Во-вторых, если бы случилось невероятное и сверхновая обогатила бы короткоживущими изотопами все протопланетное облако, то в первые же миллионы лет своего существования все планеты превратились бы в огненно-жидкие шары. Что касается Луны как источника приливной энергетической, то непонятно, каким образом она оказалась у предела Роша и не была при этом разорвана на куски километровыми приливами, в результате чего у Земли образовалось бы каменное кольцо, подобное кольцам Сатурна. В-третьих, вследствие приливного торможения и обмена момента-

ми количества движения Луна *всегда* удалялась от Земли со средней скоростью, которая, по расчетам Мельхиора [36], была равна  $\frac{\partial w}{\partial t} = 3,6$  см/год.

С катархея до настоящего времени она удалилась на 1/3 современного орбитального радиуса, т.е. примерно на 150 тыс. км. Следовательно,  $4,0-4,5 \cdot 10^9$  лет Луна располагалась на расстоянии 230 тыс. км от Земли. На этом расстоянии гравитационное притяжение возрастает всего в 4 раза, т.е. если сегодня высота твердого лунного прилива на Земле равна около 40 см, то в катархее она не превышала 1,5 м. Но предположим невероятное: Луна оказалась вблизи предела Роша и мощные приливы разогрели мантию Земли и Луны до необходимой точки плавления пород. Но как быть тогда с Меркурием, Венерой, Марсом, где одновременно с Землей проходил начальный вулканизм большой интенсивности? Однако у них нет своей Луны! Так что и этот вариант не проходит. Остается предложенная автором много лет назад [50] гипотеза, согласно которой источником раннего глобального вулканизма на Земле и других планетах Солнечной системы могли быть только короткоживущие изотопы  $^{235}\text{U}$ ,  $^{236}\text{U}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и другие с периодом полураспада  $10^6-10^8$  лет (табл. 16), которые обогатили верхнюю мантию планет в финале их аккреции после взрыва молодой сверхновой, развивавшейся по углеродно-азотному циклу [49]. Следы распада этих изотопов на Земле многочисленны, что подтверждает факт их бывшего обильного присутствия в коре [16; 17].

Таблица 16

Короткоживущие изотопы [16; 17]

Изотоп	Энергия (Дж/г)	Период полураспада (лет)
$^{235}\text{U}$	18	$7,13 \cdot 10^8$
$^{244}\text{Pu}$	50,36	$8,2 \cdot 10^7$
$^{247}\text{Cm}$	279,7	$1,64 \cdot 10^7$
$^{129}\text{I}$	4,53	$1,72 \cdot 10^7$

Долгоживущие  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  через 100 млн лет после образования планет еще не могли дать никакого тепла. Основное тепло  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  стали генерировать спустя 3,5 млрд лет, к концу протерозоя — началу фанерозоя. Поэтому продолжительность катархея и установление его верхней границы регламентируется длительностью распада короткоживущих изотопов, а этот период в целом не превышает  $400-500 \cdot 10^6$  лет. Это замечательным образом совпадает с данными геологии и определением

возраста алдания по цирконию. Доказательством тому является *одновременное* завершение начального вулканизма на Земле и планетах на рубеже  $4-3,9 \cdot 10^9$  лет. Этот возраст показывают образцы вулканогенных пород с лунной поверхности [75; 76]. Как видно из рисунка 15 (с. 117), на гистограмме возраста лунных вулкаников имеется два экстремума:  $4,4-4,0 \cdot 10^9$  и  $3,9-3,6 \cdot 10^9$  лет. Первый экстремум соответствует возрасту пород, образовавшихся за счет вулканизма, второй — магматизму, возникшему при интенсивной метеоритной бомбардировке лунной поверхности в интервале  $3,9-3,6$  млрд лет.

Расчет генерации тепла по  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в коре и мантии (см. табл. 4, с.72) показывает, что кора дает в целом  $4,7 \cdot 10^{19}$  кал/год, а мантия  $4,1 \cdot 10^{19}$  кал/год. Количество тепла от распада *короткоживущих* изотопов рассчитано только по  $^{235}\text{U}$ , содержание которого оценивается в  $10^{-4}$  г/г в верхней мантии толщиной 50—100 км. Оно генерирует  $7,3 \cdot 10^{22}$  кал/год, что за 500 млн лет катархея составило  $4 \cdot 10^{31}$  кал. Этого тепла было вполне достаточно для расплава верхней мантии во всем объеме нахождения короткоживущих изотопов мощностью 50—100 км. Других источников, которые могли бы инициировать одновременно на всех планетах Солнечной системы мощный вулканизм, длившийся почти 500 млн лет, просто не существует.

#### Расчет объема и массы вулканического материала и воды, образованных во время начального вулканизма

Найденные в § 3 настоящей главы параметры ранней Земли позволяют впервые реально оценить объемы начального вулканизма, а вместе с ним и массу вынесенной на земную поверхность воды. Вслед за геологами [56; 61; 71] примем среднюю мощность консолидированной толщи гранитно-метаморфического фундамента алдания равной 11,5 км. Площадь (S) ранней Земли была  $5,21 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>. Определим объем вулканогенного материала, переброшенного на земную поверхность в течение 400 млн лет начального вулканизма:

$$V_{\text{влк}} = S \cdot H = 5,21 \cdot 10^8 \text{ км}^2 \cdot 11,5 \text{ км} \approx 6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (\text{VI.32})$$

Вследствие метаморфизма и гранитизации алдания его среднюю плотность будем принимать равной  $3,0$  г/см<sup>3</sup>, отсюда масса алдания будет:

$$6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 = 1,8 \cdot 10^{25} \text{ г}. \quad (\text{VI.33})$$

Таким образом, мы получили две базовые величины, характеризующие объем и массу вулканогенного материала, вынесенного на поверхность во время начального вулканизма на Земле. Из-за отсутствия на этом раннем этапе сколько-нибудь развитой астеносферы расчет содержания

воды в первичном планетном веществе следует проводить, исходя из его содержания в метеоритах (0,5% от массы). Найдем массу и объем вынесенной в катархее с вулканизмом воды:

$$M_{H_2O} = 0,5\% \text{ от } 1,8 \cdot 10^{25} \text{ г} = 0,9 \cdot 10^{23} \text{ г } H_2O; \quad (VI.34)$$

$$V_{H_2O} = 0,9 \cdot 10^{23} \text{ г} \cdot 10^{-15} \text{ см}^3 = 0,9 \cdot 10^8 \text{ км}^3. \quad (VI.35)$$

Найденные значения массы и объема воды позволяют рассчитать площадь  $S_{ок}$  и глубину  $h$  океанического бассейна, которые соответствуют этим значениям. Для начала примем площадь океана ( $S_{ок}$ ) равной площади земной поверхности в катархее, т.е.  $5,21 \cdot 10^8 \text{ км}^2$ . Найдем глубину такого «всемирного» океана:

$$h = V_{H_2O} / S_{H_2O} = 0,9 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 5,21 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,17 \text{ км}. \quad (VI.36)$$

Таким образом, первичный катархейский океан, возникший в конце начального этапа вулканизма, мог бы занимать всю поверхность Земли, но иметь глубину только 170 м. Но поскольку такого не могло быть вследствие существовавшего рельефа, представлявшего собой чередование обширных возвышенностей архейских пологих куполов и депрессий между ними, этот океан мог занимать примерно только половину поверхности Земли; при этом средняя глубина его возрастает до 340 м. Так как в катархее была мощная реликтово-вулканическая атмосфера, а Солнце находилось в стадии несветящейся массы, то потери воды на фотоллиз не происходили. Однако расход ее все-таки имел место: на испарение, увлажнение осадочных пород, расходы на химические реакции в атмосфере и при метаморфизме в горных породах и др. Кроме того, на протяжении всего катархея могло происходить формирование осадочных пород, подводный вулканизм и образование мощных толщ кварцитов.

Важным информационным параметром интенсивности вулканизма является объем его ежегодных поступлений:

$$6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 4,0 \cdot 10^8 \text{ лет} = 15 \text{ км}^3/\text{год}, \quad (VI.37)$$

т.е. интенсивность начального вулканизма в пересчете на консолидированные породы была примерно такой же, как и кайнозойского глобального вулканизма, —  $\approx 16 \text{ км}^3$  (табл. 17). Главным различием двух этапов вулканизма является меньшая масса воды, образованная при начальном вулканизме ( $9 \cdot 10^{22} \text{ г}$ ), в сравнении с кайнозойским ( $3,0 \cdot 10^{23} \text{ г}$ ). Вода в катархее поступала медленно и в небольших количествах — меньше  $1 \text{ км}^3$  в год ( $0,23 \text{ км}^3/\text{год}$ ) (табл. 17).

Таблица 17

Эпохи глобального вулканизма в геологической истории Земли

Эпоха	Объем вулканизма	Масса вулкаников	Объем воды	Масса воды
1. Катархейский глобальный вулканизм, (4,4—4,0) · 10 <sup>9</sup> лет	6,0 · 10 <sup>9</sup> км <sup>3</sup> , 15 км <sup>3</sup> /год	1,8 · 10 <sup>25</sup> г, 4,5 · 10 <sup>16</sup> г/год	0,9 · 10 <sup>8</sup> км <sup>3</sup> , 0,23 км <sup>3</sup> /год	0,9 · 10 <sup>23</sup> г,* 2,3 · 10 <sup>14</sup> г/год
2. Мегапауза в вулканизме, (4,0—0,07) · 10 <sup>9</sup> лет	0,45 · 10 <sup>9</sup> км <sup>3</sup> , 0,12 км <sup>3</sup> /год	1,22 · 10 <sup>24</sup> г, 0,32 · 10 <sup>15</sup> г/год	1,22 · 10 <sup>8</sup> км <sup>3</sup> , 0,032 км <sup>3</sup> /год	1,22 · 10 <sup>23</sup> г,** 3,2 · 10 <sup>13</sup> г/год
3. Кайнозойский глобальный вулканизм (последние 70 · 10 <sup>6</sup> лет)	1,0 · 10 <sup>9</sup> км <sup>3</sup> , ≈ 16 км <sup>3</sup> /год	3,0 · 10 <sup>24</sup> г, 4,28 · 10 <sup>16</sup> г/год	3,0 · 10 <sup>8</sup> км <sup>3</sup> , 4,28 км <sup>3</sup> /год	3,0 · 10 <sup>23</sup> г,** 4,28 · 10 <sup>15</sup> г/год
Итого за 4,4 · 10 <sup>9</sup> лет	7,45 км <sup>3</sup>	2,22 · 10 <sup>25</sup> г	5,12 · 10 <sup>8</sup> км <sup>3</sup>	5,12 · 10 <sup>23</sup> г

\* 0,5% от массы вулканического материала.

\*\* 10% от массы вулканического материала.

Учитывая, что количество короткоживущих изотопов, аккумулярованных планетами в финале аккреции, пропорционально их объему и, следовательно, площади планет, имеется возможность получить очень важное соотношение объема планет к объему вулканических пород, произведенных во время начального вулканизма, и, найдя его для Земли, рассчитать объем вулканизма на других планетах:

$$V_{пл} / V_{влк} = N. \quad (VI.38)$$

Используя эту формулу, рассчитаем соотношение (N) для Земли:

$$1,12 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 = 186. \quad (VI.39)$$

Отсюда объем начального вулканизма на любой планете определяется из простого выражения:

$$V_{пл} / 186 = V_{влк}. \quad (VI.40)$$

Чтобы не задаваться никакими гипотезами, будем определять мощность вулканических образований на планетах, полагая, что площадь вулканических извержений равна площади планет:

$$N = V_{влк} / S_{пл} \text{ (км)}. \quad (VI.41)$$

Полученные таким образом мощности вулканических образований на планетах Солнечной системы приведены в таблице 18. Кроме Земли использованы современные объемы планет, что позволяет определять нижний предел объема вулкаников.

Таблица 18

Количество вулканогенного материала, образованного на поверхности Земли и планет в эпоху начального глобального вулканизма

Планета	Объем планеты $V_{пл}$ (км <sup>3</sup> )	Площадь поверхности планеты $S_{пл}$ (км <sup>2</sup> )	Объем вулканизма $V_{влк}$ (км <sup>3</sup> )	Масса вулканического материала $M_{влк}$ (г), $\rho = 3,0 \text{ г/см}^3$	Мощность вулканогенного слоя $H$ (км)
Земля	$1,12 \cdot 10^{12}$	$5,21 \cdot 10^8$	$6,0 \cdot 10^9$	$1,8 \cdot 10^{25}$	11,5
Венера	$9,3 \cdot 10^{11}$	$4,6 \cdot 10^8$	$5,0 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^{25}$	10,8
Луна	$2,2 \cdot 10^{10}$	$3,8 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^8$	$3,6 \cdot 10^{23}$	3,2
Марс	$1,63 \cdot 10^{11}$	$1,45 \cdot 10^8$	$8,7 \cdot 10^8$	$2,6 \cdot 10^{24}$	6,0
Меркурий	$6,1 \cdot 10^{10}$	$7,48 \cdot 10^7$	$3,3 \cdot 10^8$	$9,9 \cdot 10^{23}$	4,4
Юпитер*	$276 \cdot 10^{12}$	$2,0 \cdot 10^{10}$	$1,5 \cdot 10^{12}$	$4,5 \cdot 10^{27}$	75
Сатурн*	$97,2 \cdot 10^{12}$	$5,4 \cdot 10^9$	$5,2 \cdot 10^{11}$	$1,56 \cdot 10^{27}$	96
Уран*	$15,7 \cdot 10^{12}$	$3,0 \cdot 10^9$	$0,8 \cdot 10^{11}$	$2,4 \cdot 10^{26}$	26
Нептун*	$18,2 \cdot 10^{12}$	$3,3 \cdot 10^9$	$9,7 \cdot 10^{10}$	$2,9 \cdot 10^{26}$	29,0
Расчетные формулы	$\frac{4}{3} \pi \cdot R^3 = V_{пл}$	$4\pi \cdot R^2 = S_{пл}$	$V_{вкл}^{пл} = V_{пл}/186$	$V_{пл} \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 = M_{вкл}$	$V_{вкл}^{пл}/S_{пл} = H$

\* Современный объем планет-гигантов по [24].

Например, на Венере мощность вулканических образований равна 10,8 км, на Луне — 3,2 км. Казалось бы, немного, но надо иметь в виду, что речь идет о начальном вулканизме, проходившем, как и на Земле, на всей поверхности планет. Процессы же метаморфизма и выветривания этих пород на планетах не происходили, в отличие от земных. Переброшенные вулканами лавы навечно оставались в застывшей форме, практически не погруженные под первичную поверхность планет, поэтому высота рельефа планет, по существу, отражает мощность переброшенного вулканического материала. Первичная гидросфера Земли и планет с определенными потерями на увлажнение и испарение существовала до позднего архея, т.е. до выхода Солнца на звездную стадию своей эволюции с температурой на фотосфере 3500 К. Поэтому уже в течение первых миллионов лет фотолит уничтожил первичную гидросферу Земли и планет (табл. 19).

Таблица 19

Расчетные параметры площади и глубины первичного океана и времени его существования на планетах земной группы и в атмосфере планет-гигантов ( $4,0 \cdot 10^9$  лет назад)

Планета	Объем планеты $V_{пл}$ (км <sup>3</sup> )	Площадь поверхности планеты $S = 4\pi R^2$ км <sup>2</sup> ( $4,0 \cdot 10^9$ лет назад)	Объем вулканизма $V$ (км <sup>3</sup> )	Масса вулканического материала (г) $M_{влк} = V_{влк} \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 \times 10^{15} \text{ см}^3$	Объем вынесенной воды $V_{H_2O}$ (км <sup>3</sup> ) $M_{H_2O}/10^{15}$	Масса воды $M_{H_2O}$ (г) (0,5% от $M_{влк}$ )	Площадь первичного океана $S_{ок}$ (км <sup>2</sup> ) $0,5S_{пл} = S_{ок}$	Глубина океана $h$ (км) $h = V_{H_2O}/S_{ок}$	Константа фотолитиза $F_n$ (г·км <sup>2</sup> /год)	Потери на фотолитиз в год с площади $S_{H_2O}$ , $F = F_n \cdot S_{H_2O}$	Время существования первичного океана $t$ (лет) $t = M_{H_2O}/F$ после $4 \cdot 10^9$ лет
Земля	$1,38 \cdot 10^{12}$	$5,21 \cdot 10^8$	$6,0 \cdot 10^9$	$1,8 \cdot 10^{25}$	$0,9 \cdot 10^8$	$0,9 \cdot 10^{23}$	$2,6 \cdot 10^8$	$1,3 \cdot 10^7$	$3,4 \cdot 10^{15}$	$2,6 \cdot 10^7$	
Меркурий	$6,1 \cdot 10^{10}$	$7,48 \cdot 10^7$	$3,3 \cdot 10^8$	$9,9 \cdot 10^{23}$	$5,0 \cdot 10^6$	$5,0 \cdot 10^{21}$	$3,75 \cdot 10^7$	$40 \cdot 10^7$	$1,5 \cdot 10^{16}$	$3,3 \cdot 10^5$	
Венера	$9,3 \cdot 10^{11}$	$4,6 \cdot 10^8$	$5,0 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^{25}$	$0,75 \cdot 10^8$	$0,75 \cdot 10^{23}$	$2,3 \cdot 10^8$	$2,6 \cdot 10^7$	$0,6 \cdot 10^{16}$	$12,5 \cdot 10^6$	
Луна	$2,2 \cdot 10^{10}$	$3,8 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^8$	$3,6 \cdot 10^{23}$	$1,8 \cdot 10^6$	$1,8 \cdot 10^{21}$	$1,9 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^7$	$2,4 \cdot 10^{14}$	$7,5 \cdot 10^6$	
Марс	$1,63 \cdot 10^{11}$	$1,45 \cdot 10^8$	$8,7 \cdot 10^8$	$2,6 \cdot 10^{24}$	$1,3 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^{22}$	$0,7 \cdot 10^8$	$1,1 \cdot 10^7$	$0,75 \cdot 10^{15}$	$1,7 \cdot 10^7$	
Юпитер	$276 \cdot 10^{12}$	$2,0 \cdot 10^{10}$	$1,46 \cdot 10^{12}$	$4,4 \cdot 10^{27}$	$2,2 \cdot 10^{10}$	$2,2 \cdot 10^{25}$					
Сатурн	$97,2 \cdot 10^{12}$	$5,4 \cdot 10^9$	$5,2 \cdot 10^{11}$	$15,6 \cdot 10^{26}$	$7,8 \cdot 10^9$	$7,8 \cdot 10^{24}$					
Уран	$15,7 \cdot 10^{12}$	$3,0 \cdot 10^9$	$0,8 \cdot 10^{11}$	$2,1 \cdot 10^{26}$	$1,0 \cdot 10^9$	$1,0 \cdot 10^{24}$					
Нептун	$18,2 \cdot 10^{12}$	$3,3 \cdot 10^9$	$0,97 \cdot 10^{11}$	$2,9 \cdot 10^{26}$	$1,4 \cdot 10^9$	$1,4 \cdot 10^{24}$					

Одновременно с этим реликтовая атмосфера малых планет и Луны была частично рассеяна вторжением многочисленных метеоритов и планетозималей, а также вследствие начавшейся диссипации водорода, гелия и диссоциации молекулы воды. С уничтожением атмосферы малые планеты подверглись ожесточенной бомбардировке, свидетельством чего являются многочисленные ударные кратеры на их поверхности. Кратеры деформируют вулканический рельеф. Это доказывает, что вулканизм происходил раньше бомбардировки. В формации Исуа (Гренландия) возраста  $3,8 \cdot 10^9$  лет и в окружающих породах не было обнаружено следов воздействия планетозималей [75], т.е. реликтовая атмосфера Земли еще не была разрушена и сдерживала метеоритный поток. По этой же причине отсутствие обильных метеоритных кратеров на Венере и отчасти на Марсе свидетельствует о длительном существовании у этих планет мощной реликтовой и реликтово-вулканической атмосферы.

#### § 5. Роль короткоживущих радиоактивных элементов в инициации начального вулканизма

Как показано выше, на Земле и других планетах основным источником начального вулканизма могло быть только обилие короткоживущих изотопов  $^{235}\text{U}$ ,  $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{129}\text{I}$  и других, которые обрушились на их поверхность с остатками пылегазового облака на завершающейся стадии аккреции планет. Это произошло в результате взрыва массивной молодой сверхновой, развивавшейся по катастрофическому азотно-углеродному циклу [49]. Если бы это случилось раньше, то обилие короткоживущих изотопов, оказавшись во всей массе мантий Земли и планет, привели бы к их полному расплаву. К счастью, этого не произошло, и короткоживущие изотопы сконцентрировались лишь в поверхностном слое планет толщиной 50—100 км. Оценим вклад короткоживущих изотопов (см. табл. 16, с. 120) в тепловую энергетику ранней Земли по  $^{235}\text{U}$ , т.е. найдем нижний предел значения радиогенного тепла. Полагая содержание  $^{235}\text{U}$  равным  $10^{-4}$  г/г [17; 61; 62], для площади поверхности Земли в катархее, равной  $5,21 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, и плотности протовещества  $3,0$  г/см<sup>3</sup>, при мощности разогреваемого радиогенными изотопами поверхностного планетного слоя в 100 км, насыщенного этими изотопами, определим количество тепла  $Q$  в год:

$$Q = 521 \cdot 10^6 \cdot 10^{10} \text{ см}^2 \cdot 100 \cdot 10^5 \text{ см} \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 \cdot 4,06 \cdot 10^{-4} \text{ кал/г в год} = \\ = 6,3 \cdot 10^{22} \text{ кал/год.} \quad (\text{VI.42})$$

За  $500 \cdot 10^6$  лет катархее распад короткоживущих изотопов дал:

$$Q = 500 \cdot 10^6 \text{ лет} \cdot 6,3 \cdot 10^{22} \text{ кал/год} = 3,2 \cdot 10^{31} \text{ кал,} \quad (\text{VI.43})$$

причем за первые 100 млн лет было генерировано  $6,3 \cdot 10^{30}$  кал. Этого тепла было достаточно, чтобы запустить процессы вулканизма в планетарном масштабе. Суммарного же количества тепла вместе с гравитационным сжатием ( $5,2 \cdot 10^{30}$  кал) хватило бы для разогрева до точки плавления трети объема Земли. Из приведенного следует объяснение того, почему начало катархее автор отсчитывает не от завершения аккреции планеты —  $4,5 \cdot 10^9$  лет, а с момента начала глобального вулканизма —  $4,4 \cdot 10^9$  лет, т.е. с момента начала геологического процесса на Земле.

Таким образом, из приведенного следует, что единственным источником раннего глобального вулканизма на Земле и других планетах, включая прото-Солнце, был распад короткоживущих изотопов  $^{235}\text{U}$ ,  $^{129}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{247}\text{Sm}$  и других, сосредоточенных в поверхностном слое всех объектов Солнечной системы. Долгоживущие  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  через 100 млн лет после образования планеты не могли дать вообще никакого тепла. Основное тепло они стали генерировать лишь спустя почти 3,5 млрд лет (кроме  $^{40}\text{K}$ ), т.е. к концу протерозоя — началу фанерозоя. Доказательством тому является продолжительная пауза в вулканизме, длившаяся  $3,9 \cdot 10^9$  лет — с конца катархее до конца мезозоя (см. рис. 13, с. 100). В течение этой паузы (как было показано выше) образовалось всего  $4,5 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup> вулканического материала, или  $\approx 0,13$  км<sup>3</sup> в год.

Заметим, что о проблеме более высокой радиоактивности ранней Земли писал В.И. Вернадский. Он полагал, что ее радиоактивность была, по меньшей мере, в 5,5 раза выше современной [14].

Становится понятным, что после исчерпания запасов короткоживущих изотопов в конце катархее ( $4,0 \cdot 10^9$  лет) источников тепла, кроме  $^{40}\text{K}$ , для инициации сколько-нибудь значительного вулканизма на последующем этапе неархее и протерозоя, вплоть до конца мезозоя на Земле, не существовало. Этим, по нашему мнению, объясняется причина столь длительной мегапаузы в земном вулканизме.

Ответ на вопрос, почему в катархее при значительной массе вулканизма не возник океан, становится понятным. Во-первых, содержание воды в протовеществе было всего 0,5 % от массы, как и на Луне; во-вторых, масса воды выносилась в течение почти 400 млн лет. Поэтому ежегодные поступления воды составляли всего

$$0,9 \cdot 10^{22} \text{ г/400} \cdot 10^6 \text{ лет} = 2,3 \cdot 10^{13} \text{ г/год} \quad (\text{VI.44})$$

и могли образовать лишь небольшие мелководные моря. Обширный глубоководный океан в таких условиях не мог образоваться. Кроме того, не



надо забывать о существовании в катархее мощной реликтовой газовой (преимущественно водородной) атмосферы, насыщенной вулканическими дымами. Такая атмосфера создавала приземное давление более 100 атм и парниковый эффект, в результате чего свободная вода интенсивно испарялась, связывая и окисляя вулканические дымы, которые в виде твердых осадков выпадали на земную поверхность. В конце катархей возникший сиалический слой алдания испытал погружение в высокотемпературную зону бывших очагов вулканизма, метаморфизм и гранитизацию. Последнее возможно при температуре более 500 °С. Поэтому длительное существование свободной воды на поверхности алдания, особенно в конце катархей, несмотря на проведенные расчеты, остается под вопросом вследствие начавшегося глубокого метаморфизма алдания.

### § 6. Этап ослабления вулканизма в докембрии

Начальный вулканизм на Земле и планетах земной группы завершился после исчерпания источников энергии — короткоживущих изотопов. В геохронологии этот рубеж определяется границей между катархеем и поздним археем (4,0—3,9·10<sup>9</sup> лет). Он характеризуется резким спадом (более чем в 100 раз) интенсивности вулканизма, годовой объем которого в катархее был 15 км<sup>3</sup>/год, в позднем архее снизился до 0,13 км<sup>3</sup>/год (см. табл. 17, с. 123), а к концу протерозоя и этот объем сократился до 0,06 км<sup>3</sup>/год (см. рис. 13, с. 100). Столь значительное уменьшение интенсивности вулканизма объясняется выработкой к рубежу 2,62·10<sup>9</sup> лет, т. е. к началу протерозоя, изотопа <sup>40</sup>K, имеющего период полураспада 1,31·10<sup>9</sup> лет. Часть его радиогенного тепла пошла на разогрев нижней мантии на границе с металлическим ядром и формирование ЗРТ, часть диффундировала на периферию планеты, где, скапливаясь под подошвой сиалического слоя алдания, способствовала разогреву и переработке пород верхней мантии, а также питала очаговый вулканизм протерозоя.

Общий объем вулканогенных образований в протерозое и большей части фанерозоя составил 0,45·10<sup>9</sup> км<sup>3</sup> [50; 56], или по массе 1,35·10<sup>24</sup> г; 10% от этой массы пришлось на образование воды, т. е. 1,35·10<sup>23</sup> г (см. табл. 17, с. 123):

$$1,35 \cdot 10^{23} \text{ г} / 3,9 \cdot 10^9 \text{ лет} = 3,5 \cdot 10^{13} \text{ г/год.} \quad (\text{VI.45})$$

Увеличение содержания воды в магматических породах и газовых экзгаляциях обусловлено насыщением ею подстилающей верхней мантии за счет гидратации диффундируемых летучих и тепла, генерируемого <sup>40</sup>K в ЗРТ. Значительное уменьшение воды в продуктах начального вулканизма (до 0,5%) подтверждается анализом изверженных пород Луны, характеризующихся существенным недостатком воды [69; 75].

Подсчитаем среднюю мощность вулканогенных образований, поступивших на земную поверхность в течение большей части докембрия и фанерозоя, полагая ее среднюю площадь равной 5,2·10<sup>8</sup> км<sup>2</sup>:

$$0,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 5,2 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,86 \text{ км,} \quad (\text{VI.46})$$

т. е. средние темпы прироста коры были ничтожно малы — 2,5·10<sup>-4</sup> мм/год.

Теперь проанализируем, какие водные ресурсы имелись на рассматриваемом этапе докембрия и фанерозоя. Столь небольшие объемы вулканизма свидетельствуют, что в отличие от катархей в остальной части докембрия он, конечно, не мог быть повсеместным. Долгоживущие изотопы осноточников такого вулканизма могли быть гидролитические реакции при участии воды, которая начала поступать из ЗРТ в зону формирующейся, пока локальной астеносферы. Будучи экзотермическими, эти реакции активизировали вулканизм в зонах выноса летучих и тепла, и поэтому он имел ограниченное по площади распространение.

Положим площадь морских бассейнов равной половине тогдашней поверхности Земли — 2,6·10<sup>8</sup> км<sup>2</sup> — и найдем их среднюю глубину:

$$h_{\text{ок}} = 1,35 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 2,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,5 \text{ км.} \quad (\text{VI.47})$$

Из приведенного видно, что к концу протерозоя на земной поверхности мог образоваться обширный, но сравнительно мелководный океан (500 м). Масса воды в первичном (катархейском) океане была почти на порядок меньше, чем в протерозойском (9·10<sup>22</sup> г). И он мог быть тоже мелководный (340 м).

Время жизни такого океана при  $F_n$  1,3·10<sup>7</sup> г/год было бы равно 2,6·10<sup>7</sup> лет. Здесь  $F_n$  — нормированная константа фотолиза, значение которой приведено в таблице 20.

Таблица 20

Нормированное значение константы фотолиза ( $F_n$ ) в зависимости от состояния Солнца

Температура (К) и спектральный класс Солнца	6000 желтый	5000 оранжевый	4500 красный	3500 типа Т-Тельца переменного блеска
Нормированная константа фотолиза $F_n$ (г/км <sup>2</sup> ·год)	2,5·10 <sup>7</sup>	2,1·10 <sup>7</sup>	1,9·10 <sup>7</sup>	1,3·10 <sup>7</sup>
Время действия константы ( $F_n$ ·10 <sup>6</sup> лет)	0—400	400—600	600—2300	2300—4000

Таким образом, уже через 30 млн лет катархейский океан исчез с поверхности Земли.

Рассчитаем длительность существования протерозойского океана, полагая  $F_n = 1,8 \cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup> · год,  $F = 4,6 \cdot 10^{15}$  г/год,  $t = 2,9 \cdot 10^7$  лет, т. е. время существования протерозойского океана было бы такое же, как катархейского. В реальности эти океаны, скорее всего, превращались в многочисленные мелководные моря и озера, продолжительность существования каждого из которых была еще меньше. В целом возраст увеличивается пропорционально уменьшению площади и глубины бассейна (табл. 21).

Таблица 21

**Время фотолитической ликвидации бассейнов докембрия в зависимости от их площади**

S бассейна, км <sup>2</sup>	$6,5 \cdot 10^8$	$6,5 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^7$	$6,5 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$
t (лет)	$10^7$	$10^8$	$5,0 \cdot 10^8$	$10^9$	$2,0 \cdot 10^9$	$3,0 \cdot 10^9$	$4,0 \cdot 10^9$
h (км)	≈ 0,2	2,0	2,6	20	39	65	86

Из таблицы 21 видно, что скорость фотолитической диссипации гидросферы возрастает с увеличением площади зеркала испаряемого бассейна, но одновременно с этим (вследствие постоянства объема вынесенной за рассматриваемый промежуток времени воды) уменьшается глубина морских бассейнов. Так, при площади  $1,3 \cdot 10^7$  км<sup>2</sup> глубина бассейна будет 2,6 км, а время его диссипации  $5,0 \cdot 10^8$  лет. Бассейн площадью  $6,5$  млн км<sup>2</sup> будет иметь глубину 2 км и время диссипации  $10^9$  лет. Наконец, предельный случай — бассейн площадью  $6,5 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>, фактически покрывающий всю поверхность Земли (площадь Земли в архее и протерозое была  $5,2 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>). Оказывается и такой, можно сказать, Всемирный океан глубиной 200 м полностью исчезает за 10 млн лет. Бассейны, длительность существования которых исчислялась бы от 1 до 4 млрд лет, должны были бы иметь площадь порядка  $10^6$  км<sup>2</sup> и глубину от 20 до 86 км. Однако рельеф земной поверхности в позднем архее и протерозое, вследствие слабого вулканизма и неразвитой гидросферы, имел незначительную дифференциацию с перепадами высот не более первых сотен метров. Поэтому существование таких бассейнов нереально.

Морские бассейны протерозоя формировались по периферии гигантских овальных структур алдания, где происходило заложение первых геосинклиналей [61]. Интересно рассмотреть диссипацию небольших по площади бассейнов. В качестве примера возьмем ежегодные поступления воды с вулканизмом в протерозое, равные  $0,04$  км<sup>3</sup> ( $3,5 \cdot 10^{13}$  г/год) для

разной глубины и, соответственно, площади испаряемого зеркала бассейна, при значении  $F_n = 1,8 \cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup> · год (табл. 22).

Таблица 22

**Расчетное время фотолитической диссипации годового объема водных поступлений в протерозое в зависимости от площади и глубины бассейна**

V (км <sup>3</sup> )	0,04	—	0,04	0,04
h (км)	0,1	0,05	0,025	0,0125
S (км <sup>2</sup> )	0,4	0,8	1,6	3,2
F (г/км <sup>2</sup> · год)	$0,72 \cdot 10^7$	$1,44 \cdot 10^7$	$2,8 \cdot 10^7$	$5,8 \cdot 10^7$
t (лет)	$4,86 \cdot 10^6$	$2,4 \cdot 10^6$	$1,25 \cdot 10^6$	$6,0 \cdot 10^5$

Как следует из таблицы 22, испарение с небольших по площади бассейнов идет медленнее, чем с обширных морских пространств. Но эти малые бассейны существуют длительное время и будут неизбежно соединяться с новыми, такими же небольшими бассейнами, и в течение, например, миллиона лет их площадь увеличится настолько, что скорость фотолитической диссипации станет здесь значительно выше, чем с малых бассейнов.

Из приведенного следует, что на громадных пространствах Земли в протерозое воды было очень мало. Она наполняла многочисленные мелководные морские бассейны, тысячи мелких озер, болот, речек, разбросанных более или менее равномерно по поверхности Земли; эти водоемы периодически высыхали или покрывались льдом, так как Солнце было значительно холоднее современного, а пары воды, вулканические газы, обеспечивающие парниковый эффект, практически отсутствовали. Повсеместное отсутствие в протерозое следов оледенений (тиллитов) объясняется малым количеством воды и отсутствием крупных морских бассейнов, а следовательно, атмосферных осадков, которые могли бы питать ледники. Этот фактор, однако, остается без внимания у сторонников докембрийских ледниковых эпох, которые якобы чередуются с периодами жаркого климата. Во всяком случае, до конца рифея ( $0,9 \cdot 10^9$  лет) на Земле преобладали суровые условия с отрицательными температурами за пределами экваториальной зоны. Смена в разрезе тиллитов и красноцветов, эвапоритов и каолиновой коры выветривания свидетельствует, что в конце рифея светимость Солнца на краткое время значительно возросла, а затем снова уменьшалась. Следует отметить, что из  $2,92 \cdot 10^{24}$  г воды, вынесенной за геологическую историю на поверхность,  $1,38 \cdot 10^{24}$  г диссипировало в результате фотолитического процесса в космическое пространство, т. е. вся вода, обра-

зованная до кайнозойского глобального вулканизма за всю предыдущую историю Земли, не сохранилась на земной поверхности. Вода в современном Мировом океане в объеме  $1,44 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  возникла за последние 65—70 млн лет, и никаких иных древних или космических вод на современной поверхности Земли не существует.

Поверхность докембрийского фундамента лежит на различных гипсометрических уровнях относительно земной поверхности. Она обнажается на щитах, погружена на 2—4 км под осадочной толщей на платформах и опущена на глубину 8—10 км в пределах глубоководных бассейнов океанов. Путем измерения амплитуды погружения поверхности фундамента была определена длина земной окружности и радиус на конец катархея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет), которые были сравнены с результатами теоретических расчетов гравитационного сжатия Земли. Расхождения между ними составили всего 1 км, или  $0,03 \cdot 10^{-3}$  см/год. Из этого следует ряд важных выводов.

1. Сокращение радиуса Земли в течение большей части ее истории было обусловлено исключительно гравитационным сжатием. Никакого видимого изменения радиуса за счет тепломассопотерь не происходит, а их роль в изменении объема планет сильно преувеличена.

2. С установлением преобладающего возраста кристаллического фундамента, равного  $4,0 \cdot 10^9$  лет, будет уместно обозначать его не традиционным названием «*докембрийский*», так как оно не содержит реального и отныне известного возраста, а называть *катархейским*.

3. Существование в океанических бассейнах погруженного на глубину 8—10 км катархейского фундамента позволило установить это удивительное совпадение параметров сжатия, определенных двумя независимыми методами. Следовательно, никакой «океанической» коры под дном океанов не существует. Общепланетарный характер начального вулканизма, и повсеместного образования сиалического слоя фундамента распространяется и на океанические сектора.

Возникает вопрос: почему после завершения начального вулканизма в течение последующего громадного интервала времени ( $3,4 \cdot 10^9$  лет) фундамент не был перекрыт толщей более молодых осадочно-вулканогенных пород? Средняя мощность алдания составила 11,5 км. В неогарее и протерозое средняя мощность вулканических пород составила всего 0,86 км, т. е. их ежегодные поступления не превышали  $2,5 \cdot 10^{-4}$  мм/год.

Нетрудно представить, что этот материал мог локализоваться лишь в депрессиях фундамента, а также в геосинклинальных прогибах по окраинам архейских гранито-гнейсовых куполов. Поэтому на большей части земной поверхности катархейский фундамент оставался обнаженным и длительное время подвергался размыву. При этом выносимая вода ( $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$ ) исключала возможность образования сколько-нибудь крупных и глубоко-

водных морских бассейнов. Поэтому темпы дезинтеграции гранитно-метаморфических пород были малы (порядка  $10^{-4}$  мм/год). При большей скорости эрозии, равной  $10^{-3}$  мм/год, за 3,4 млрд лет было бы срезано 12 км пород, т. е. весь фундамент, чего на самом деле не наблюдается. Поэтому темпы дезинтеграции, равные  $10^{-4}$  мм/год, очевидно, являются оптимальными. В среднем размыву могло подвергнуться не более

$$3,4 \cdot 10^9 \text{ лет} \cdot 10^{-4} \text{ мм/год} = 3,4 \text{ км.}$$

Появляется вопрос: из чего поставлялся терригенный материал в фанерозойские морские бассейны в пределах будущей континентальной суши? На первый взгляд, поставщиками могли быть массивы докембрийских щитов, возвышавшиеся над уровнем морей на 300—500 м. Оценим объем денудируемого со щитов терригенного материала. При площади щитов  $20 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  оптимальная скорость такой денудации будет  $\sim 10^{-3}$  мм/год. За  $500 \cdot 10^6$  лет объем терригенного материала будет  $10^7 \text{ км}^3$ , т. е. срезу подвергнется 0,5 км пород. В настоящее время средняя мощность осадков на платформах равна 2 км. Соотношение биогенного осадконакопления и терригенного составляет 50 на 50%, т. е. объем терригенного материала на платформах на площади  $150 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  будет  $150 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Сравнивая эту цифру с объемом материала, поступившего со щитов ( $10 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ ), убеждаемся, что щиты не являлись основным поставщиком терригенных осадков на платформах. Значит, основной объем терригенного материала поступал с территории, которая по денудируемой площади была бы сопоставима с объемом  $140 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Суша такого размера могла существовать тогда только в секторах будущих океанов, где в фанерозое формировалась мощная астеносфера, а вместе с ней обширная сводовая возвышенность. Ее площадь могла составлять  $200—250 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ . Она занимала срединную область Атлантического и Индийского океанов и области вокруг центральной части Тихого океана. Приведенное служит еще одним подтверждением существования в пределах секторов будущих океанов на протяжении значительной части фанерозоя обширной континентальной суши, которая в кайнозойскую эпоху океанизации погрузилась в астеносферу на глубину более 8 км. Объем опустившейся в астеносферу коры составил  $2,72 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ , вытесненных в формирующиеся впадины океанов воды, платобазальтов и образовавшихся осадков —  $2,68 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ . Таким образом, погружение в разуплотненную мантию консолидированной коры сопровождалось вытеснением равного объема вулканического материала и воды.

## НАЧАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ВОДА НА ДРУГИХ ПЛАНЕТАХ

## § 1. Геологические аспекты анализа проблемы

Проведенные исследования показали, что вода не дается планете изначально. Она появляется и исчезает на определенных этапах развития протопланетного вещества и при определенных условиях внутри планеты и на ее поверхности. Так, в условиях Земли океанизация стала финалом ее эволюции, при этом длительность процесса океанизации составила всего 120—140 млн лет. В отличие от сложившихся представлений о значительной древности современных океанов, вынесенная на земную поверхность вода не лежит сотни миллионов и миллиарды лет неизменной массой на неизменных площадях. Вследствие диссоциации молекулы воды в верхних слоях атмосферы под действием жесткого солнечного излучения происходят ее постоянные потери. Молекула водорода диссипирует в космическое пространство, а тяжелая молекула кислорода пополняет земную атмосферу. Таким образом, фотолиз был мощным природным фактором, формировавшим кислородную атмосферу на абиогенном этапе докембрия, и эффективным регулятором режима гидросферы в геологической истории Земли. Тем не менее он никогда не использовался в естественности. С введением в научный оборот этого фактора [44; 45] стала очевидной невозможность длительного существования на поверхности Земли не только какого-либо обширного мелководного океанического бассейна, но и современного глубоководного Мирового океана. Без постоянной подпитки эндогенной водой такие океаны исчезают с поверхности Земли за десятки-первые сотни миллионов лет.

Для длительного производства и удержания свободной воды необходимо выполнение по меньшей мере следующих трех условий.

1. Планетарная организация вещества с общей массой порядка земной.
2. Оптимальные температурные условия на поверхности, допускающие длительное существование воды в жидкой фазе.
3. Наличие достаточного запаса долгоживущих радиоактивных изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ .

Как показали проведенные автором исследования, такие запасы возможны только у планет, обладающих значительным по объему внутренним металлическим ядром, близким по размерам к земному. Подобное

ядро имеется только у Венеры. У всех остальных планет (кроме планет-гигантов) размеры ядер не превышают 350—600 км по радиусу, и только у Меркурия, имевшего аномальную историю аккреции (см. дальше), он составляет 1800 км, т. е. почти в 1,5 раза больше земного ядра.

На всех планетах земной группы начальный вулканизм имел место (как и на Земле) лишь в катархее ( $4,4—4,0 \cdot 10^9$  лет назад). Он был обусловлен обилием короткоживущих изотопов  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{235}\text{U}$  и других, обогативших верхние 50—100 км протовещества в финале аккреции планет, т. е. имел геологическую природу. Ввиду малой массы планет и небольшого количества содержащихся в мантии изотопов U и Th, а также незначительного потенциала гравитационного сжатия — меньшего, чем у Земли, — единственным источником раннего вулканизма в указанный отрезок времени могла быть только высокая концентрация короткоживущих изотопов в поверхностном слое как планет земной группы, так и некоторых больших спутников планет-гигантов. Отмечаемый на Луне второй пик возраста  $3,8—3,9 \cdot 10^9$  лет (см. рис. 15, с. 117) магматических пород [75; 76] относится к эпохе метеоритной бомбардировки лунной поверхности. Эти образцы пород были взяты американскими астронавтами из области так называемых лунных морей. Все наиболее древние образцы ( $4,0—4,5 \cdot 10^9$  лет) брались из возвышенных районов (горные области). Выровненные плоские поверхности лунных морей, обращенных к Земле, занимают более 40% площади. Преобладающий возраст взятых здесь пород —  $3,8—3,9 \cdot 10^9$  лет при общем интервале возраста от  $3,5—3,92 \cdot 10^9$  лет (см. рис. 15, с. 117). Многочисленные кратеры заполнены лавами и имеют выровненную поверхность. Возраст взятых здесь пород свидетельствует об интенсивной метеоритной бомбардировке поверхности Луны, причем размеры кратеров — от сотен метров до 1000 км и более. Мгновенное заполнение кратеров горячими жидкими лавами свидетельствует о неглубоком расположении (первые десятки километров или меньше) обширных очагов расплавленного вещества верхней мантии. Учитывая слабую гравитационную организацию лунного вещества и отсутствие значительных запасов долгоживущих радиоактивных элементов, следует признать, что в конце катархее, к началу бомбардировки Луны, продолжались разогрев ее верхней мантии короткоживущими изотопами  $^{235}\text{U}$  и другими и плавление пород. Толщина лавовых покровов оценивается нами в 1% от мощности «коры» (50 км) [69], т. е. не более 2,5—5 км.

Отсутствие на Земле и на Венере многочисленных кратеров в катархее свидетельствует о былом наличии у них мощной реликтовой газовой атмосферы, захваченной гравитационным полем планет в финале аккреции. Такая атмосфера способна создать давление на поверхности планетных тел 100—200 атм и более, что соответствует глубине воды 2 км и более.

Это значит, что планетозимали, которые беспрепятственно бомбардировали Луну, другие планеты и их спутники в конце катархея ( $3,92 \cdot 10^9$  лет), не могли пробить такую плотную атмосферу у Земли и Венеры, полностью разрушались и сгорали в ней. В результате такой интервенции атмосфера могла нагреваться до многих сотен градусов и передавать часть этого тепла на поверхность горных пород и существовавших морских бассейнов. Несколько меньшая по массе и толщине реликтовая газовая атмосфера была первоначально (до  $4 \cdot 10^9$  лет) и на остальных планетах земной группы. Однако из-за последовавшей в финале начального вулканизма ( $3,9 \cdot 10^9$  лет) интенсивной бомбардировки эта атмосфера быстро нагревалась, перемешивалась и диссипировала в холодное космическое пространство. Несомненно, значительная часть метеоритного вещества проникала в гигантскую реликтовую атмосферу прото-Солнца, которое в катархее оставалось в виде горячей несветящейся массы. Часть этого метеоритного дождя выпадала на спутники планет-гигантов, о чем свидетельствуют многочисленные кратеры на их поверхности. Однако ввиду мощной газовой атмосферы у самих планет-гигантов, которая также была захвачена ими из пылегазового облака в финале аккреции, поверхность этих планет для метеоритной бомбардировки была недоступна, как и поверхность прото-Солнца.

Как будет показано далее, весь облик этих планет соответствует их огромной массе. Мощное магнитное поле свидетельствует о наличии на этих планетах развитого внешнего жидкого ядра (зоны термофизического и радиогенного разогрева), мощных вулканических процессов, которые выносили глубинные газы в реликтовую атмосферу. Последнее обусловлено тем, что на уровне Юпитера, Урана и Сатурна солнечная постоянная очень мала, поэтому фотолитические потери ничтожны, чего нельзя сказать об их больших спутниках и планетах земной группы, где фотолиз активно участвовал в ликвидации выносимой на поверхность эндогенной воды и льда.

Установленная тесная связь размеров центрального металлического ядра с объемом и массой планетных тел свидетельствует о его функциональной роли на начальном этапе аккреции — как центра конденсации масс пылегазовой туманности. Это дает возможность на основе точных измерений параметров внутренних геосфер Земли и параметров Луны получить коэффициенты пропорциональности между объемами планетных сфер или их радиусами и размерами их внутренних сфер (табл. 23). Это позволяет вывести коэффициенты пропорциональности для земных геосфер, используя простые соотношения. В качестве таковых удобно брать общие, точно измеренные астрономические параметры планет. Такими базовыми параметрами являются объем, радиус и площадь поверхности

планет. В качестве эталона были приняты объем, масса, радиус Земли и ее металлического ядра, а также радиус мантии и внешнего ядра (ЗРТ). Формулы для расчетов внутренних параметров планет приведены далее. Для Земли получены следующие соотношения, опираясь на которые, можно рассчитать внутреннее строение планет земной группы и планет-гигантов, исходя из гипотезы их неводородного строения, а такого же состава, как и спутники, метеориты и планеты земной группы. Так, отношение радиуса Земли к радиусу внутреннего металлического ядра будет:

$$R_{\text{зем}}/R_{\text{ядр}}=5,01; \quad (\text{VII.1})$$

отношение радиуса Земли к радиусу современной мантии:

$$R_{\text{зем}}/R_{\text{мант}}=2,2; \quad (\text{VII.2})$$

отношение радиуса Земли к радиусу внешнего ядра (ЗРТ):

$$R_{\text{зем}}/R_{\text{ЗРТ}}=2,9. \quad (\text{VII.3})$$

Таблица 23

#### Внутреннее строение планет земной группы

Планета	Радиус $R_{\text{пл}}$ (км)	Мощность вулкаников* (км)	Мантия (км) $R_{\text{мант}} = R_{\text{пл}}/2,2$	ЗРТ (км) $R_{\text{ЗРТ}} = R_{\text{пл}}/2,9$	Металлическое ядро (км) $R_{\text{ядр}} = R_{\text{пл}}/5,01$
Земля	6371	12,3	2960	2200	1270
Венера	6051	10,8	2738	2086	1210
Марс	3394	6,0	1542	1170	677
Меркурий	2439	4,4	600	Нет	1884
Луна	1738	3,2	785	598	347

$$* H = V_{\text{влк}} / S_{\text{пл}} \text{ (км)}.$$

Аналогичным образом можно получить базовые выражения для расчета параметров начального глобального вулканизма на планетах, опираясь на полученные данные о мощности, объеме вулканических пород и воды в катархее на Земле. Наиболее объективным параметром, отражающим единство процесса начального вулканизма на объектах Солнечной системы, является отношение объема молодой планеты к объему начального вулканизма:

$$V_{\text{пл}}/V_{\text{влк}}=N. \quad (\text{VII.4})$$

Для Земли имеем (см. табл. 18, с. 124):

$$1,12 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 = 186. \quad (\text{VII.5})$$

Отсюда получаем возможность рассчитать объем пород начального вулканизма на любой планете:

$$V_{\text{влк}}^{\text{пл}} = V_{\text{пл}} / 186. \quad (\text{VII.6})$$

Полагая среднюю плотность вулканитов  $\rho = 3,0 \text{ г/см}^3$ , находим массу вулканических образований:

$$M_{\text{влк}} = V_{\text{влк}} \cdot 3,0 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3. \quad (\text{VII.7})$$

Поскольку начальный вулканизм имел, как и на Земле, общепланетарный характер, для определения мощности вулканогенных образований необходимо брать всю площадь поверхности планет ( $S_{\text{пл}}$ ):

$$H = V_{\text{влк}} / S_{\text{пл}}. \quad (\text{VII.8})$$

Теперь появляется возможность для определения количества воды, выносимой с начальным вулканизмом, на других планетах. Как и на Земле, количество воды следует положить равным ее содержанию в метеоритном веществе (0,5 % от массы):

$$0,5\% \text{ от } M_{\text{влк}} = M_{\text{H}_2\text{O}}. \quad (\text{VII.9})$$

Отсюда легко находим объем вынесенной воды в  $\text{км}^3$ :

$$V_{\text{H}_2\text{O}} = M_{\text{H}_2\text{O}} (\text{г}) / 10^{15} \text{ см}^3, \quad (\text{VII.10})$$

где  $10^{15} \text{ см}^3 = 1 \text{ км}^3$ .

Для определения длительности существования возникших на планетах в результате начального вулканизма морских бассейнов необходимо вначале рассчитать фотолитические потери ( $F$ ) с площади бассейна, используя для этого константу фотолитиза, соответствующую начальной температуре Солнца после катархея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет), которая определяется для каждой планетной орбиты в соответствии с таблицей 24.

Таблица 24

**Солнечная постоянная ( $Q$ ), константа фотолитиза ( $F_n$ ) и фотолитические потери ( $F$ ) планет-гигантов (по кромке их атмосфер)**

Показатель	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун
$Q_1$ (6000 К) (кал/см <sup>2</sup> ·мин)	0,36	0,2	0,1	0,06
$Q_2$ (3000 К) (кал/см <sup>2</sup> ·мин)	0,18	0,1	0,05	0,03
Константа фотолитиза $F_n$ (3000 К) · 10 <sup>7</sup> (г/км <sup>2</sup> ·год)	0,25	0,14	0,07	0,04
Фотолитиз (3000К) $F = F_n \cdot S_{\text{атм}}$ (г/год)	$1,3 \cdot 10^{17}$	$0,57 \cdot 10^{17}$	$0,5 \cdot 10^{16}$	Нет фотолитиза
Фотолитиз (6000К) $F(6000 \text{ К}) = 2F(3000 \text{ К})$	$2,6 \cdot 10^{17}$	$1,14 \cdot 10^{17}$	$1,0 \cdot 10^{16}$	Нет фотолитиза

В качестве площади морских бассейнов удобно принимать площадь, равную половине поверхности данной планеты, так как имеющийся первичный рельеф не позволит сформироваться всепланетному океану. Таким образом, фотолитиз определяется из выражения:

$$F = F_n \cdot 0,5 S_{\text{пл}}. \quad (\text{VII.11})$$

Отсюда легко найти длительность существования данного океанического бассейна:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F \quad (\text{VII.12})$$

и его глубину  $h = V_{\text{H}_2\text{O}} / 0,5 S_{\text{пл}}$ .

## § 2. Планеты земной группы

### Меркурий

Это ближайшая к Солнцу планета, она характеризуется следующими параметрами, анализ которых позволяет получить представление о внутреннем строении и путях эволюции этого аномального объекта Солнечной системы.

Масса Меркурия равна  $0,33 \cdot 10^{27}$  г, что составляет 1/18 массы Земли. Несмотря на небольшие размеры (диаметр 4880 км, радиус 2440 км), эта планета имеет необычайно высокую плотность —  $5,42 \text{ г/см}^3$ , что ненамного меньше плотности Земли ( $5,52 \text{ г/см}^3$ ).

Расстояние от Солнца в перигелии — 47 млн км, в афелии — 70 млн км, среднее орбитальное — 53 млн км. Таким образом, Меркурий имеет одну из самых вытянутых среди планет Солнечной системы эллиптических орбит, которая возникла (как будет показано) в результате особых событий, происшедших на ранней стадии эволюции системы Меркурий — Солнце. Полный оборот вокруг Солнца он делает за 88 земных суток. Вокруг своей оси Меркурий вращается очень медленно — один полный оборот за 58,65 суток. Тем не менее американская межпланетная станция «Маринер-10» в 1974 г., сделав множество фотоснимков поверхности планеты, обнаружила у нее слабое магнитное поле напряженностью порядка 100 нТ, что в 100 раз меньше земного магнитного поля. Ввиду близости светила поверхность дневной стороны планеты буквально выжигается — температура поднимается до  $437^\circ\text{C}$ . На теневой стороне она падает до  $-173^\circ\text{C}$ . Солнечная постоянная  $Q_0 = 60 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ , что в 29 раз больше, чем получает Земля от Солнца. Ничего земного живого не может существовать и развиваться в условиях меркурианской температуры. Нет здесь и воды — ни жидкой, ни атмосферной, как нет и самой атмосферы. Это безжизненная планета, поверхность которой местами тускло блестит свинцовыми озерами.

Поверхность Меркурия имеет низкую отражательную способность (альbedo 0,056). Это указывает на преобладание темноцветных минералов в коре планеты — скорее всего, железисто-магнезиальных силикатов [69].

В пользу такого предположения свидетельствует и высокая средняя плотность вещества планеты.

На фотографиях «Маринер-10» поверхность Меркурия представляет собой луноподобный пейзаж, плотно усеянный кратерами размером от 50 м до 200 км и более. Между кратерами располагаются весьма протяженные равнины. Это первое отличие от Луны, где нет межкратерных равнин [23]. Кратеры имеют плоское дно без центральной горки, как на Луне. Все они ударного происхождения, образовывались за счет падения крупных и мелких метеоритов, астероидов и, возможно, комет. Судя по возрасту пород подобных кратеров на Луне, образование их на Меркурии происходило одновременно с лунной бомбардировкой ( $3,9—3,6 \cdot 10^9$  лет). Отмечается большое количество глыбообразных холмов и гор высотой 250—2000 м.

Изучая фотографии, геологи обнаружили еще одно существенное различие между Меркурием и Луной: по всей планете встречаются крупные уступы с мелкими зубцами высотой 2—3 км и длиной в несколько тысяч километров [23; 69]. Такие геологические образования возникают обычно в результате сжатия (контракции) тела планеты и уменьшения площади ее поверхности. Сжатие было обусловлено охлаждением недр Меркурия.

Какие же выводы можно сделать из приведенного фактического материала о природе ближайшей к Солнцу планеты и ее внутреннем строении?

Отсутствие атмосферы однозначно указывает на давно угасшую вулканическую деятельность на Меркурии. Отсутствие в большинстве кратеров центральной горки — вулкана и лавовых образований — свидетельствует о большой глубине залегания или отсутствии неглубоких крупных очагов расплава протовещества, подобных лунному. Часть лавовых заполнений кратеров могла происходить за счет местного импактного расплава пород, возникающего при преобразовании кинетической энергии метеоритного удара в тепловую.

По оценкам исследователей [37; 38; 69], высокая плотность Меркурия объясняется наличием у него мощного металлического, по всей вероятности железного, ядра, диаметр которого достигает 3600 км, т. е. сравним с размерами Луны. Толщина вышележащей мантии, состоящей, видимо, из силикатных пород, в этом случае будет около 640 км. Типичная плотность силикатов —  $3,3 \text{ г/см}^3$ , железа —  $8,95 \text{ г/см}^3$ . Если железо составляет 60% массы планеты, их смесь дает искомую ( $5,44 \text{ г/см}^3$ ) плотность Меркурия.

При таком мощном железном ядре у Меркурия не остается места для достаточного развития жидкого внешнего ядра, подобного земному. При большом объеме ядра очевидное отсутствие на Меркурии запасов U, Th и K представляется непонятным. Однако можно предположить, что близкое прото-Солнце с его гигантской реликтовой газовой атмосферой, распро-

странявшейся на многие миллионы километров, могло экранировать поток радиоактивных элементов от взорвавшейся сверхновой в начале аккреции планетных тел.

Возникает вопрос о природе наблюдаемого магнитного поля, также имеющего дипольную структуру. Здесь могут быть два предположения: либо оно генерируется намагниченным в прошлые эпохи железным ядром — вследствие более быстрого вращения планеты, либо оно вбито солнечным ветром магнитного поля внешней короны Солнца.

Первое предположение нам кажется более правдоподобным, ибо это согласуется с наблюдаемым дипольным характером поля. Современное медленное вращение планеты обусловлено вековым приливным торможением ее со стороны огромной гравитационной массы Солнца. Меркурий, видимо, давно почти остановил свое осевое вращение, а его первоначальный орбитальный радиус был на треть ближе к Солнцу — подобно тому, как это имело место в системе Земля-Луна.

Межкратерные равнины и отсутствие внекратерных горных образований сколько-нибудь значительных размеров можно объяснить тем, что на планете нет условий для вулканизма. В отличие от Земли, на Меркурии из-за мощного железного ядра, возникшего, по всей вероятности, изначально в ходе гетерогенной аккреции, никогда не было внешнего жидкого ядра. Поэтому позднее не было, как и у Земли, сколько-нибудь развитого вулканизма. Давление в основании мантии на глубине 640 км составляет всего  $70 \cdot 10^3$  атм, что позволяет развить температуру порядка 1500 К, которой, в общем-то, недостаточно для образования мощного слоя расплавленного вещества, подобного земной астеносфере. В железном, однородном по химическому составу ядре нет источников тепла и долгоживущих радиоактивных элементов. Поэтому здесь не происходят термохимические реакции, являющиеся дополнительным источником тепла, летучих и воды.

Небольшая геологическая активность на Меркурии была вызвана короткоживущими изотопами, захороненными в приповерхностной толще протовещества в финале аккреции планеты, которая завершилась примерно 4 млрд лет назад, не оставив на поверхности почти никаких следов, кроме небольших гор и уступов, отражающих охлаждение мантии и сжатие планетного тела.

Воспользовавшись формулами § 1 настоящей главы, рассчитаем количество вулканического материала и воды, образовавшихся на поверхности Меркурия во время начального вулканизма (см. табл. 18, с. 124). Объем вулканизма будет:

$$6,1 \cdot 10^{10} \text{ км}^3 / 186 = 3,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3. \quad (\text{VII.13})$$

Отсюда его масса при средней плотности, равной  $3,0 \text{ г/см}^3$ , составит:

$$3,0 \text{ г/см}^3 \cdot 3,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 9,9 \cdot 10^{23} \text{ г}. \quad (\text{VII.14})$$

Мощность вулканических образований на Меркурии будет равна:

$$3,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 7,5 \cdot 10^7 \text{ км}^2 = 4,4 \text{ км.} \quad (\text{VII.15})$$

Объем и масса воды (из расчета 0,5% от массы вулканического материала) составят (см. табл. 19, с. 125)  $5,0 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  и  $5,0 \cdot 10^{21} \text{ г}$  соответственно. Найдем глубину морского бассейна на поверхности Меркурия, полагая его площадь равной половине площади планеты:

$$5,0 \cdot 10^{21} \text{ см}^3 / 3,8 \cdot 10^{17} \text{ см}^2 = 132 \text{ м.} \quad (\text{VII.16})$$

Константа фотолиза для Меркурия при начальной температуре Солнца в стадии звезды переменного блеска, равной 3500 К, будет:

$$F_n = 40 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год.} \quad (\text{VII.17})$$

Отсюда найдем фотолиз с площади океана, равной  $0,5 S_{\text{пл}} = 3,8 \cdot 10^7 \text{ км}^2$ :

$$F = S_{\text{пл}} \cdot F_n = 3,8 \cdot 10^7 \text{ км}^2 \cdot 40 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год} = 1,52 \cdot 10^{16} \text{ г/год.} \quad (\text{VII.18})$$

Полученная величина позволяет определить длительность существования первичного мелководного океана на Меркурии:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F = 9,9 \cdot 10^{23} \text{ г} / 1,5 \cdot 10^{16} \text{ г/год} = 6,6 \cdot 10^7 \text{ лет.} \quad (\text{VII.19})$$

Из приведенного следует, что при переходе Солнца в стадию звезды переменного блеска первичный океан на Меркурии просуществовал 66 млн лет. Последовавшее метеоритное кратирование поверхности планеты могло уничтожить все следы этого океана.

Как уже отмечалось, Меркурий имеет аномальные параметры строения — большое металлическое ядро ( $R=1884 \text{ км}$ ) и не соответствующую ему тонкую мантию ( $R=600 \text{ км}$ ). Кроме того, у планеты чрезвычайно вытянутая орбита — разность между афелием (70 млн км) и перигелием (47 млн км) составляет 23 млн км. Существует несколько гипотез, пытающихся объяснить эту аномальность: выплавление мощного металлического ядра, столкновение с крупным астрономическим объектом и срывом верхней части массы планетного тела, разрушение верхней оболочки после внезапного ухода реликтовой водородной атмосферы и т. д. Однако все эти гипотезы не учитывают главное — функциональную связь между параметрами исходного металлического ядра конденсации с последующим объемом планеты. Нарушение существующих пропорций между главными планетными сферами — ядром, ЗРТ и мантией — свидетельствует о нарушении нормального процесса аккреции пылегазового облака вокруг ядра конденсации Меркурия на начальном этапе, когда взрыв сверхновой придал вращательный импульс первичным туманностям, сконденсированным вокруг центрального и периферийных ядер (рис. 16).

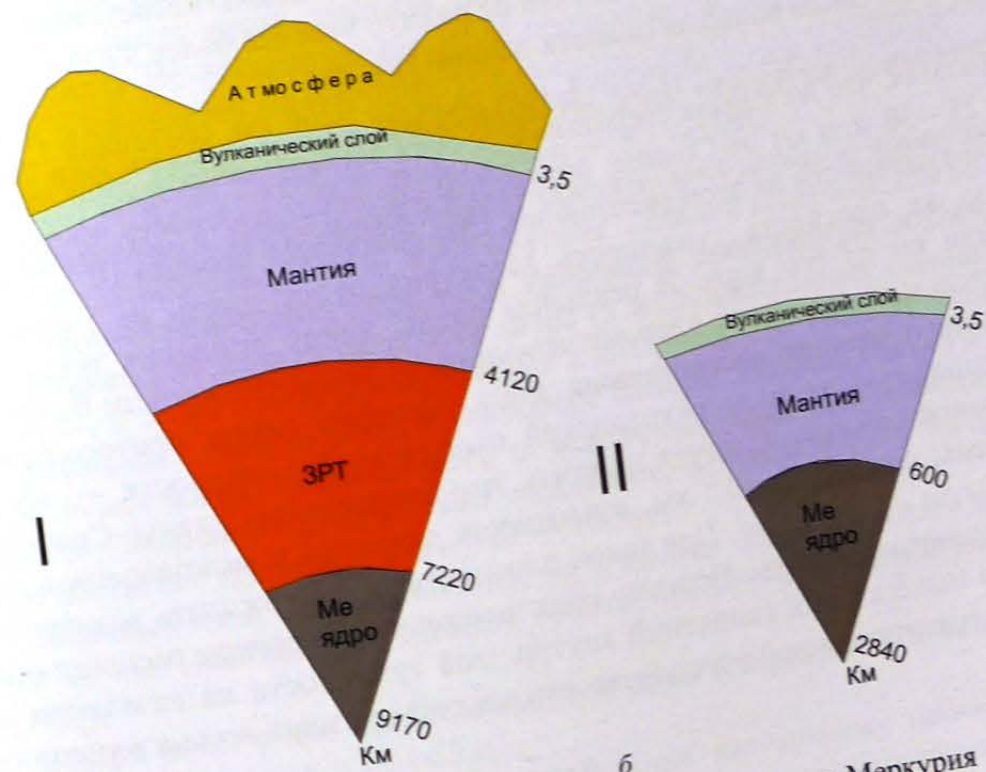
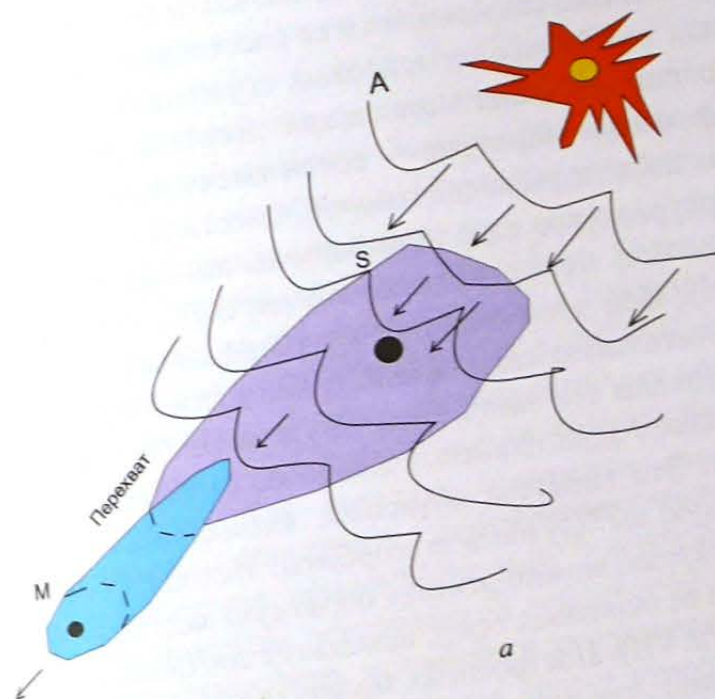


Рис. 16. Схема захвата части протопланетного облака Меркурия протосолнечной туманностью при взрыве сверхновой (а); внутреннее строение современного Меркурия (II) и Меркурия (I), который должен был бы образоваться в случае нормальной аккреции (б)



Первоначально орбита Меркурия проходила, как и орбита Луны относительно Земли, на 1/3 ближе современного ее расстояния, т. е. была равна примерно 25—30 млн км. Радиус же шаровых сгущений туманности вокруг ядра прото-Солнца достигал нескольких десятков миллионов километров, а первичного ядра Меркурия — сотен тысяч километров. Ударная волна, возникшая после взрыва сверхновой, сместила часть солнечного протооблака и меркурианское ядро на миллионы километров, при этом протосолнечная туманность могла частично сомкнуться с меркурианской туманностью (рис. 16). При этом мощное гравитационное поле прото-Солнца захватило значительную часть массы туманности Меркурия, в результате чего лишь меньшая его часть, будучи удержанной гравитационным полем металлического ядра планеты, пошла на строительство будущего планетного тела. Эта гипотеза объясняет аномальность строения Меркурия и значительную вытянутость его орбиты. Исходя из современных размеров ядра Меркурия, можно решить обратную задачу — определить размеры планеты и ее основных сфер, используя соотношения, полученные для Земли (§ 1 гл. VII). Построенная модель несостоявшейся планеты (рис. 16, б) показывает, что ее радиус был бы более 9200 км, т. е. это была бы самая большая планета земной группы.

Расчетная масса Меркурия, при радиусе 9200 км, составила  $1,5 \cdot 10^{28}$  г. Полагая, что до взрыва сверхновой орбита Меркурия проходила примерно в 25—30 млн км от Солнца, определим среднюю плотность протосолнечной туманности на этом расстоянии. Она составляет порядка  $10^{-5}$  г/см<sup>3</sup>. Такую же плотность туманность Меркурия будет иметь на расстоянии 1 млн км от его ядра. В реальном плане, ввиду сгущения туманности вблизи металлических ядер конденсации, радиусы туманности будут значительно меньше рассчитанных здесь. Поэтому захват протосолнечной туманностью части меркурианской пылегазовой туманности — вполне реальное событие. Следует заметить, что современный радиус Солнечной системы составляет  $10^{10}$  км, а плотность вещества в межпланетном пространстве —  $10^{-7}$  г/см<sup>3</sup>. При такой плотности трудно ожидать возникновения планетных систем. Поэтому предположение о неравном распределении массы пылегазовых скоплений внутри этой туманности на начальном периоде гравитационной неустойчивости следует признать весьма вероятным.

### Венера

Венера расположена на расстоянии 108 млн км от Солнца. Это на 50 млн км дальше, чем Земля. Масса Венеры  $4,87 \cdot 10^{27}$  г, что составляет 81 % земной массы, площадь  $S = 4,6 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>. Средний радиус — 6050 км,

средняя плотность —  $5,245$  г/см<sup>3</sup>, ускорение силы тяжести —  $8,8$  м/с<sup>2</sup>, вес предметов на Венере только на 10 % меньше их веса на Земле. Период обращения планеты вокруг Солнца  $T = 225$  суток. Венера очень медленно вращается вокруг своей оси — один оборот за 243,16 суток, причем имеет обратное вращение (навстречу Земле). Это значит, что Солнце восходит на западе, а заходит на востоке. Продолжительность солнечных суток на Венере равна 117 земным суткам.

Венера имеет очень мощную атмосферу большой плотности. На поверхности планеты ее давление составляет 100 атм (10 МПа), что соответствует давлению на глубине моря 1000 м.

Находясь ближе к Солнцу, Венера получает почти в два раза больше тепла, чем Земля, —  $3,6$  кал/см<sup>2</sup>·мин (солнечная постоянная для Земли —  $1,9$  кал/см<sup>2</sup>·мин). Как показали измерения, выполненные советскими межпланетными станциями, температура на поверхности планеты  $+480^\circ\text{C}$ , т. е. больше, чем на Меркурии. Это объясняется парниковым эффектом, создаваемым венерианской атмосферой и близостью светила. В свою очередь атмосфера, поглощая и задерживая солнечное тепло, также нагревается. Часть тепла, проходя толщу атмосферы, нагревает поверхность планеты. Но переизлучение тепла происходит в инфракрасном диапазоне и поглощается молекулами углекислого газа (CO<sub>2</sub>), составляющими 97 % массы венерианской атмосферы. На долю кислорода приходится только 0,01 %, азота — 2 %, водяных паров — 0,1 % [69].

Оранжерейный, парниковый эффект препятствует переизлучению тепла и охлаждению поверхности даже во время длинной венерианской ночи. Отсутствие значительных перепадов приземной температуры объясняет факт необычайно низких скоростей ветра (3 м/с), измеренных станциями «Венера». В то же время наблюдениями с «Маринер-10» были установлены громадные скорости ветра в атмосфере Венеры. Полный оборот атмосфера делает вокруг планеты всего за четыре дня, хотя сама планета, как известно, вращается значительно медленнее. Следовательно, скорость ветра достигает ураганных значений — 100 м/с.

Облачный слой планеты начинается с высоты 35 км и тянется до высоты 70 км. Нижний ярус облаков состоит из 80%-ной серной кислоты (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>).

Венера имеет очень слабое магнитное поле. Напряженность его на экваторе составляет всего 14—23 нТ.

Рельеф поверхности планеты недоступен визуальному наблюдению из-за плотной облачности. Он изучался посредством радиолокации с Земли и с трех искусственных спутников — двух советских и одного американского. Кроме того, автоматическая станция «Венера-14», совершившая мягкую посадку на поверхность планеты, передала телевизион-

ное изображение небольшого участка рельефа, на котором видны острые угловатые камни, щебень, песок — явные следы геологического выветривания пород. Измеренная плотность пород близка к земным базальтам — 2,7—2,9 г/см<sup>3</sup>. Отношение тория к урану (Th/U=3,6) также оказалось близким к тем количествам, которые наблюдаются в земной коре (табл. 25).

Таблица 25

Содержание радиоактивных <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U и <sup>40</sup>K (г/г) у некоторых планет земной группы (по образцам доставленных пород)

Элемент	Земля	Луна	Венера
<sup>232</sup> Th	6,5 · 10 <sup>-9</sup>	142 · 10 <sup>-9</sup>	101 · 10 <sup>-9</sup>
<sup>238</sup> U	18 · 10 <sup>-9</sup>	40 · 10 <sup>-9</sup>	28 · 10 <sup>-9</sup>
<sup>40</sup> K	170 · 10 <sup>-6</sup>	76 · 10 <sup>-6</sup>	62 · 10 <sup>-6</sup>
Th/U	0,36	3,55	3,6
K/U	9,4 · 10 <sup>3</sup>	1,9 · 10 <sup>3</sup>	2,2 · 10 <sup>3</sup>

В рельефе поверхности Венеры преобладают равнины. Горные районы занимают около 8% территории. Их высота 1,5—5,0 км. Самый высокий горный массив (до 8 км) обнаружен на плато Иштар, размеры которого сравнимы с Австралией, а высота около 1000 м над уровнем прилегающей равнины.

Низменности занимают 27% поверхности Венеры. Крупнейшая из них — Атлантида — имеет в поперечнике около 2700 км и глубину 2 км. Много невысоких гор и горных цепей. Вблизи экватора обнаружен гигантский разлом длиной до 1500 км, шириной 150 км и глубиной до 2 км. В целом в рельефе Венеры просматриваются черты строения, сходные с земными: выявляются континентальные и океанические области — земля Иштар, где расположены высочайшие горы Максвелла, область Бета и большой, вытянутый вдоль экватора континент Афродиты. Низменности, подобные Атлантиде, сравнимы с океаническими областями, правда ныне безводными. Обнаружено несколько действующих вулканов с огромными кратерами (рис. 17), в горных областях отмечены кратеры ударного происхождения. Но в целом следует отметить важный факт: поверхность этой планеты слабо кратирована, что указывает на существование у ранней Венеры мощной реликтовой атмосферы и на продолжающуюся деятельность геологических процессов преобразования поверхностных пород и рельефообразования, которая в прошлом, несомненно, была интенсивнее.

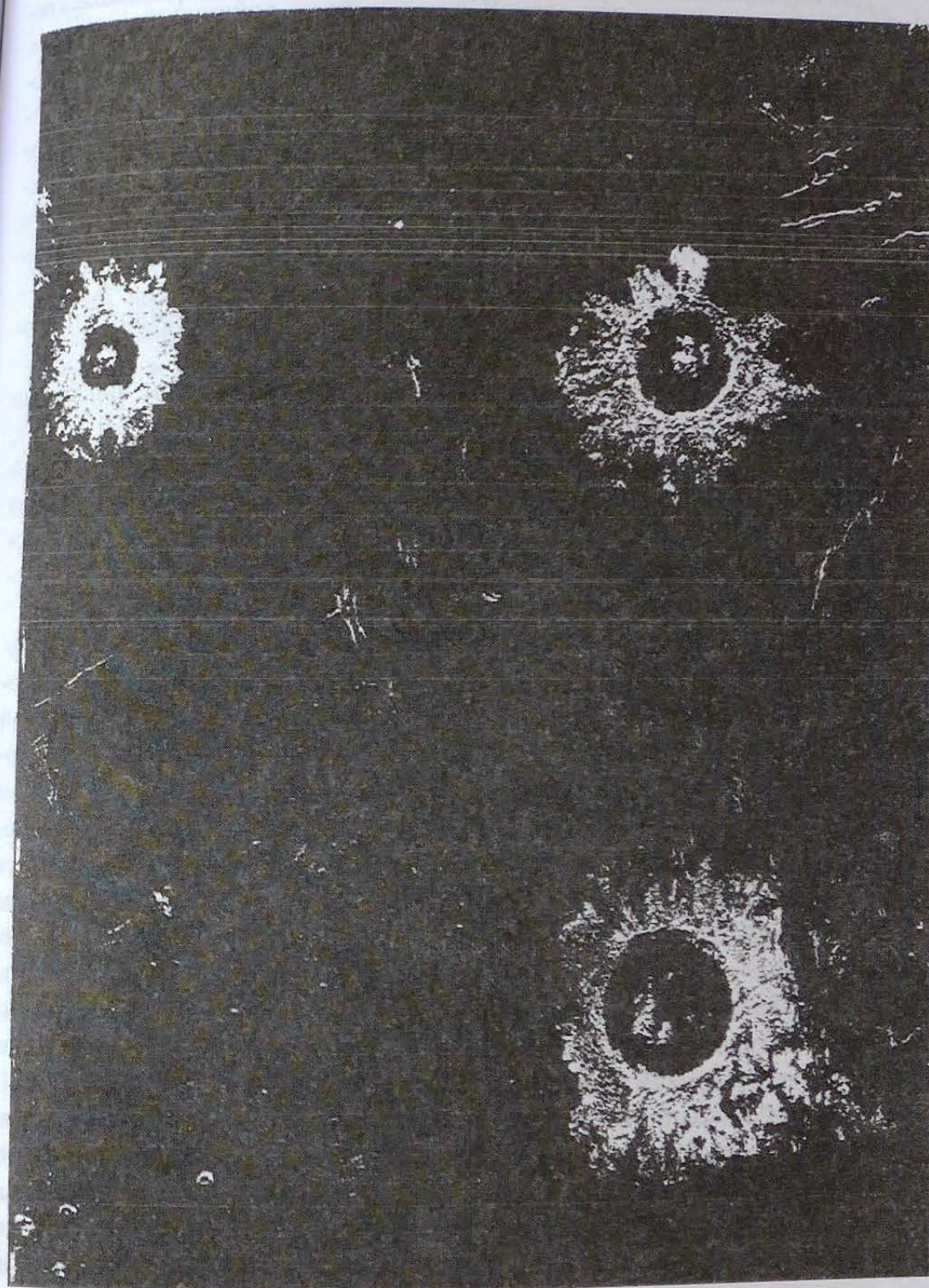


Рис. 17. Вулканы на Венере. Радиолокационный снимок сделан космическим зондом «Магеллан» в 1989 г.

Для определения внутреннего строения планеты предпринималась попытка расчета модели с использованием уравнения состояния земного вещества, а также железа и различных окислов и силикатов [69]. Была получена трехслойная модель, состоящая из коры толщиной 16 км, силикатной оболочки до глубины 3224 км и массивного железного ядра в центре (28% от массы планеты). Вопрос о наличии у Венеры жидкого ядра и астеносферы остался при этом вне обсуждения. Рассчитанные автором по соответствующим формулам (§ 1 настоящей главы) планетные сферы Венеры имеют следующие размеры: внутреннее ядро — 1210 км, ЗРТ — 2086 км, мантия — 2738 км, кора — 13,9 км, т.е. они ненамного отличаются от земных.

Средняя плотность пород коры, измеренная советскими аппаратами «Венера», равна 2,7—2,9 см<sup>3</sup>. Содержание в них Th<sup>232</sup> и U<sup>238</sup> — 2,0 · 10<sup>-6</sup> г/г, т.е. такое же повышенное в сравнении с мантией, как и в породах земной коры. Как уже отмечалось, с помощью американского космического зонда «Магеллан» в 1989 г. был получен радиолокационный снимок действующих вулканов на поверхности Венеры (рис. 17). Проанализируем имеющиеся данные по этой планете в свете наших сведений о Земле.

Наличие у Венеры мощной атмосферы с большим содержанием углекислого газа и соединений серы свидетельствует о ее вулканическом происхождении. В условиях Земли CO<sub>2</sub> связывается карбонатной системой Мирового океана с образованием CaCO<sub>3</sub>, принимает участие в синтезе органического вещества, растворен в морской воде, находится в составе биомассы живого органического вещества и законсервирован в осадочных породах. Поэтому в земной атмосфере углекислого газа содержится ничтожное количество — порядка 0,03%. Поступает же он, как и пары воды, ежегодно с вулканическими извержениями и по глубинным разломам земной коры около — 10<sup>13</sup> г. Общая масса земной атмосферы составляет около 5 · 10<sup>21</sup> г. На Венере давление атмосферы на два порядка больше. Следовательно, при примерно равной площади сферы Земли и Венеры массу венерианской атмосферы можно оценить в 1,7 · 10<sup>24</sup> г.

Таким образом, преобладание в атмосфере Венеры углекислого газа служит указанием на отсутствие на поверхности планеты воды и биосферы. Углекислый газ может выделяться также при нагревании карбонатных пород. Поэтому нельзя исключить возможность и такого пути поступления CO<sub>2</sub> в венерианскую атмосферу (наряду с вулканизмом). Но тогда надо допустить возможность существования в прошлом на Венере океанов, в которых происходило образование этих карбонатных пород. Возникает вопрос: возможно ли такое, и если да, то когда океаны были на этой планете и почему исчезли?

Продолжающийся вулканизм на Венере пополняет атмосферу CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, и если масса эксгаляций была такая же, как на Земле (10<sup>13</sup> г/год), то только за последующие 400 млн лет в венерианскую атмосферу поступило 4 · 10<sup>21</sup> г CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. Масса современной атмосферы — на три порядка больше (1,7 · 10<sup>24</sup> г), следовательно, недостающая часть CO<sub>2</sub> могла поступить за счет начавшегося отжига (декарбонизации) известняков, покрывающих дно обширных океанических бассейнов типа Атлантиды, а также за счет разложения погибшей биомассы планеты.

Имея почти такую же, как Земля, массу и, следовательно, сходные термодинамические условия на уровне внешнего ядра (P = 1,5 · 10<sup>6</sup> атм, T = 3000 К) и получая до карбонового периода от менее горячего Солнца примерно столько же тепла, сколько сегодня получает его Земля, Венера располагала всеми необходимыми условиями для длительного развития и накопления своей гидросферы и органической жизни (см. далее). К концу протерозоя на Венере вполне могли существовать моря и мелководные океаны, а также жизнь в них. Трагическая судьба планеты началась с переходом светила в стадию оранжевого спектрального класса с температурой фотосферы 4500 К в связи с возрастанием солнечной светимости и началом быстрого испарения венерианской гидросферы.

Следы былой геологической жизни на планете многочисленны и весьма отчетливы. Замечательно, что поверхность Венеры не была подвержена массивной метеоритной бомбардировке в конце катархея. Это могло быть обусловлено только одним фактором — наличием у нее, как и у Земли, мощной реликтовой газовой атмосферы. Венера, несомненно, имела раньше более быстрое вращение. Она, как и Меркурий, постепенно затормозила его под гравитационным воздействием близкого Солнца. Следовательно, планета обладала собственным магнитным полем. Отсутствие его в настоящее время вовсе не является свидетельством отсутствия жидкого ядра (ЗРТ). Оно до минимума ослаблено медленным вращением планеты. Атмосфера планеты, несомненно, подпитывается вулканизмом. Иначе она в значительной мере была бы уже утрачена. Но вулканизм, как мы знаем, невозможен без внутренней активности планеты, т.е. без существования жидкого внешнего ядра (ЗРТ) и его производной — астеносферы.

Для проверки выдвинутой здесь и ранее [48] гипотезы, связанной с историей Венеры и Солнца, об однотипности органической жизни в условиях одинакового химического состава протовещества и близких физических условиях на поверхности планет необходимо искать во впадинах Атлантиды Венеры остатки морских осадочных пород — известняков, песчаников с фауной и т.д. Один наперсток такой породы, доставленный на Землю, позволит решить сразу ряд крупных естественнонаучных и космогонических проблем. Нам остается только ждать этих образцов.

Теперь перейдем к расчету объема и массы вулканического материала и воды, выработанной Венерой на начальном этапе вулканизма ( $4,4 - 4,0 \cdot 10^9$  лет). Найдем объем и массу вулканического материала, образованного на Венере, воспользовавшись выведенными формулами (§1, гл. VII). Рассчитаем параметры вулканического материала и воды, образовавшихся на этапе начального вулканизма. Результаты расчетов приведены в таблице 18 (с. 124). Объем вулканического материала составил  $5,0 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>, масса вулканического материала —  $1,5 \cdot 10^{25}$  г, мощность вулканогенных образований — 10,8 км. Количество воды, образованной при этом, составило (исходя из 0,5% от массы)  $7,5 \cdot 10^{22}$  г. При площади первичного океана, равного половине площади планеты ( $2,3 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>), глубина его составит 320 м. Время существования такого океана при  $F = 1,2 \cdot 10^{16}$  г/год будет  $12,5 \cdot 10^6$  лет, т.е. Венера очень быстро потеряла свой океан уже в начале позднего архея.

Из приведенного следует, что за время начального вулканизма на Венере вполне мог быть образован первичный мелководный океан, занимавший значительную площадь планеты, — с учетом того, что площадь ранней Венеры, как и Земли, была больше на  $10 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Этот океан мог просуществовать под покровом мощной реликтовой атмосферы в течение 350—400 млн лет, т.е. до такого времени, пока Солнце не вошло в стадию звезды переменного блеска (Т-тельца) с температурой на фотосфере 3500 К. В результате начавшегося фотолиза, который на орбите Венеры был в 2 раза выше земного ( $2,6 \cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup>·год), начался процесс сокращения площади первичного океана. Время, необходимое для его полного исчезновения, будет (см. табл. 19, с. 125):

$$t = 7,5 \cdot 10^{22} \text{ г} / 0,6 \cdot 10^{16} \text{ г/год} = 12,5 \cdot 10^6 \text{ лет.} \quad (\text{VII.20})$$

Таким образом, первичный мелководный океан на поверхности Венеры, возникший в результате ее ранней вулканической активности, просуществовал весьма недолго после появления горячего Солнца, всего не более 12 млн лет. Как и на Земле, по завершении этого этапа на Венере на длительное время должен был установиться режим весьма ослабленного вулканизма, подпитываемого энергией начавшегося радиоактивного распада долгоживущих изотопов U, Th, и K. Запасы этих элементов на планете, несомненно, были почти такие же, как и на Земле, но в связи с меньшей массой Венеры они могут привести ко вторичной интенсификации глобального вулканизма в ближайшее геологическое время. В протерозое и большей части фанерозоя в связи с повышением температуры Солнца в девоне в 2 раза масштабы фотолитических потерь, судя по всему, превышали темпы эндогенного поступления воды. Можно предположить, что в конце девона (400 млн лет назад), с выходом Солнца в стадию желтого

спектрального класса (6000 К), гидросфера Венеры окончательно диссипировала, и в настоящее время содержание воды в венерианской атмосфере не превышает 0,1%, что при общей массе атмосферы  $1,7 \cdot 10^{24}$  г составит  $1,7 \cdot 10^{21}$  г воды. Это очень большая величина. С учетом современного фотолиза, который на венерианской орбите в 2 раза интенсивнее земного и составляет  $4,8 \cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup>·год, ежегодные потери воды из атмосферы будут  $3,5 \cdot 10^{10}$  г. Отсюда для полной ликвидации паров атмосферной воды потребуются:

$$1,7 \cdot 10^{21} \text{ г} / 3,0 \cdot 10^{16} = 5,6 \cdot 10^4 \text{ лет,} \quad (\text{VII.21})$$

т.е. современное количество воды в венерианской атмосфере без вулканической подпитки за счет эндогенной воды исчезло бы за 60 тыс. лет. Это является важнейшим доказательством продолжающегося вулканизма на Венере и непрерывного обильного поступления H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в ее атмосферу.

### Луна

Масса Луны —  $7,35 \cdot 10^{25}$  г, т.е. в 81 раз меньше земной. Радиус — 1738 км, площадь поверхности —  $3,8 \cdot 10^7$  км<sup>2</sup>, средняя плотность —  $3,34$  г/см<sup>3</sup>. Ускорение силы тяжести в 6 раз меньше, чем на поверхности Земли, и составляет  $1,63$  м/с<sup>2</sup>.

Луна делает один оборот вокруг Земли за 29,5 суток, скорость вращения вокруг оси 27,32 суток. Таким образом, периоды ее осевого вращения и сидерического обращения вокруг Земли почти равны. Вот почему Луна всегда обращена к нам одной и той же стороной.

Луна лишена воды и атмосферы. В течение солнечного дня, длящегося, как и ночь, 15 суток, ее поверхность нагревается до  $+130$  °С, а ночью охлаждается до  $-170$  °С.

С 1969 по 1972 г. 29 американских астронавтов побывали на Луне. Три автоматические станции и два лунохода, посланные СССР, также внесли значительный вклад в изучение Луны. Все это позволило провести разно-сторонние исследования ее физических полей, рельефа и лунных пород.

Рельеф лунного полушария, обращенного к Земле, довольно разнообразен. Здесь различают обширные низменности, получившие названия морей, которые занимают 60% площади этого полушария, и материковые области с горными хребтами и отдельными горными массивами высотой 5—8 км, а также множество крупных и мелких кольцевых кратеров. В одном из них — кратере Альфонс диаметром 124 км — в 1958 г. наблюдалось свечение центральной горки. В нем были обнаружены выделения CO<sub>2</sub>.

На обратной стороне Луны преобладают возвышенные горные области, на которых имеются достаточно многочисленные кратеры и отмечено лишь два моря — море Москвы и море Мечты.

Поверхность кратеров и лунных морей — плоская, магматического происхождения. По возрасту пород можно сказать, что последний этап вулканизма на Луне закончился 3,3—3,4 млрд лет назад, максимум бомбардировки пришелся на время 3,8—3,9 · 10<sup>9</sup> лет назад [75]. Судя по всему, обильные очаги расплавленной мантии находились в то время на сравнительно небольшой глубине, и магма после удара метеорита легко выходила по трещинам на поверхность, заполняя образовавшийся кратер. Обилие кратеров микронного и миллиметрового диаметров свидетельствует о продолжающейся метеоритной бомбардировке лунной поверхности, обусловленной отсутствием атмосферы. Например, только за четыре года осуществления американской программы «Аполлон» установленные сейсмографы зарегистрировали 12 000 сейсмических толчков, из них 1700 пришлось на долю сильных ударов метеоритных тел.

Однако часть кратеров, например Коперник (диаметр 100 км), имеет вулканическое происхождение. Об этом говорит сложный гористый рельеф их поверхности, слоистое строение стенок кратера. Это структура не ударного происхождения, а многочисленных лавовых излияний.

Анализ доставленных на Землю образцов лунных пород и грунта показал, что по возрасту они разделяются на две группы: древние (4,5—4,0 · 10<sup>9</sup> лет), взятые в основном из горных возвышенных областей, и более молодые (3,95—3,3 · 10<sup>9</sup> лет), взятые с поверхности лунных морей [69]. Из этого следует два чрезвычайно важных заключения:

1) Земля и Луна имеют одинаковый возраст и образовались одновременно на близких к современным орбитам;

2) начальный массовый вулканизм, как и на Земле, не был инициирован метеоритной бомбардировкой, которая на Луне началась позже (3,95 · 10<sup>9</sup> лет назад); поэтому начальный вулканизм и здесь был обусловлен обилием короткоживущих изотопов, накрывших Луну в конце ее аккреции (4,5 · 10<sup>9</sup> лет назад).

Лунный грунт (реголит) имеет плотность 1,5 г/см<sup>3</sup> и сходен по химическому составу с земными породами. Малая плотность его объясняется большой (50%) пористостью. Среди твердых пород были выделены: «морской» базальт (содержание кремнезема 40,5%), габбро-анортозиты (содержание SiO<sub>2</sub> 50%) и дацит с высоким содержанием кремнезема (61%), приближающим его к земным кислым (гранитным) породам. Все они отличаются чрезвычайно низким содержанием воды (0,5%), как в метеоритах [69].

Анортозитовые породы имеют наиболее широкое распространение на Луне [69]. Это самые древние образования. По данным сейсмических исследований, проведенных с помощью шести сейсмографов, установленных американскими астронавтами, выявлено, что лунная кора до глубины 50 км состоит преимущественно из этих пород. Предполагается, что нориты образовались в результате частичного плавления анортозитов. Анортозиты слагают преимущественно возвышенные части лунной поверхности (континенты), нориты — горные области. Базальты покрывают обширные поверхности лунных морей и имеют более темную окраску. Они сильно обеднены кремнеземом и водой и по химическому составу близки к земным океаническим базальтам. Примечательно, что американскими астронавтами не было доставлено ни одного образца морских осадочных пород. Это не значит, что на Луне никогда не было морей и океанов. Выносимая с вулканизмом на поверхность вода после выхода Солнца в стадию Т-Тельца (4,0 · 10<sup>9</sup> лет) быстро диссипировала в космическое пространство; возможно, лунные моря и океаны оказались перекрыты более молодыми базальтовыми лавами и поэтому не были обнаружены.

Из-за малой массы скорость преодоления газовыми молекулами силы лунного притяжения составляет всего 2,38 км/с. В то же время при нагревании скорость легких молекул более 2,40 км/с. Поэтому Луна не может удерживать свою газовую атмосферу — она быстро улетучивается.

Средняя плотность «морских» базальтов — 3,9 г/см<sup>3</sup>, а анортозитовых пород — 2,9 г/см<sup>3</sup>, что выше средней плотности земной коры (2,67 г/см<sup>3</sup>). Однако низкая средняя плотность Луны (3,34 г/см<sup>3</sup>) указывает на общее однородное строение ее недр и отсутствие у Луны железного ядра сколько-нибудь значительных размеров. *Доставленные на Землю лунные вулканические породы дают блестящую возможность увидеть земные вулканы эпохи начального вулканизма катархея — до того, как они претерпели длительную геологическую переработку.*

По данным измерений на четырех сейсмографах, установленных американскими астронавтами, у Луны обнаружено небольшое металлическое ядро диаметром не более 360 км, которое не могло бы стать центром аккумуляции долгоживущих изотопов, как на Земле. Ранее (§ 1, гл. VII) автором был разработан метод определения параметров планетных сфер, исходя из пропорциональных соотношений, полученных для земных геосфер. Так, для определения размера металлического ядра планет было получено выражение:

$$R_{\text{пл}}/5,01 = R_{\text{ядра}} \quad (\text{VII.22})$$

Для Луны имеем  $R_{\text{ядра}} = 1738 \text{ км}/5,01 = 347 \text{ км}$ . Сравнение с данными сейсмических измерений [69] свидетельствует о хорошей сходимости

теоретически полученного значения и служит веским доказательством того, что масса первичного металлического ядра определяет объем планеты.

В пользу предположения об однородной Луне говорит близость ее момента инерции ( $I/Ma^2=0,39$ ) к предельному значению, равному 0,4. Напомним, что для Земли величина  $I/Ma^2=0,33089$ , что соответствует значительной концентрации массы в центре планеты и согласуется с ее общей высокой средней плотностью.

Слабое изменение плотности ( $\rho$ ) и силы тяжести ( $g$ ) с глубиной в случае однородной модели позволяет определить давление в центре Луны из простого соотношения:  $P=gpR$ , где  $g=1,63$  м/с<sup>2</sup>,  $\rho=3,34$  г/см<sup>3</sup>,  $R=1738$  км. Отсюда  $P\approx 4,7\cdot 10^4$  атм. На Земле такое давление достигается на глубине порядка 150 км.

Изучение распространения сейсмических волн показало, что почти все гипоцентры лунотрясений расположены глубоко в недрах Луны — на глубине порядка 800 км. Эти лунотрясения происходили периодически и были связаны с приливным возмущением со стороны Земли. Не коррелирующиеся с приливами лунотрясения вызываются тектоническим механизмом освобождения энергии, и они значительно сильнее первых [69].

Глубже 1000 км поперечные волны плохо проходят. Эта область Луны, по-видимому, является аналогом земной астеносферы. Вещество здесь пребывает в расплавленном состоянии. Данный вывод подтверждается и тем фактом, что глубже 1000 км очаги лунотрясений не наблюдались.

У Луны не обнаружено собственного дипольного магнитного поля. Поэтому большой сенсацией было открытие астронавтами магнетизма лунных пород. Так, в районе моря Дождей измеренное поле было 6 нТ, в океане Бурь — 40 нТ, а на насыпном валу Фра-Мауро — 100 нТ. В районе кратера Декарт вдоль профиля наблюдений в несколько километров поле сильно менялось, достигая 300 нТ. Оказалось также, что кора континентов Луны намагничена сильнее коры лунных морей. По современным оценкам, величина магнитного момента диполя Луны в миллион раз слабее земного. Он составляет всего несколько единиц нанотесла (гамм) на лунном магнитном экваторе. По образцам горных пород установлено, что основными носителями лунного магнетизма являются частички железа.

Используя имеющиеся данные, произведем расчет объема и массы вулканизма и образовавшейся при этом воды во время начального интенсивного вулканизма. Результаты приведены в таблицах 18 (с. 124), 19 (с. 125). Объем вулканического материала составил  $1,2\cdot 10^8$  км<sup>3</sup>, его масса с учетом средней плотности пород (3 г/см<sup>3</sup>) —  $3,6\cdot 10^{23}$  г. Отсюда масса воды, образованной при этом из расчета 0,5% от массы вулканических пород, составила  $1,8\cdot 10^{21}$  г. Полагая, что 50% этой воды пошло на увлажнение горных пород, испарение, химические реакции с вулканическими га-

зами в реликтовой атмосфере Луны, оставшаяся часть  $0,6\cdot 10^{21}$  г соответствует объему  $0,6\cdot 10^6$  км<sup>3</sup>. Если площадь морских бассейнов будет равна половине площади лунной поверхности ( $1,9\cdot 10^7$  км<sup>2</sup>), то глубина их будет:

$$0,6\cdot 10^6 \text{ км}^3 / 1,9\cdot 10^7 \text{ км}^2 = 0,03 \text{ км}, \quad (\text{VII.23})$$

т.е. в конце начального вулканизма прикрытая мощной реликтовой атмосферой поверхность Луны была почти наполовину занята мелководным океаном — глубиной 30 м. Величина фотолиза на орбите Луны при переходе Солнца в стадию звезды переменного блеска с температурой на фотосфере 3500 К будет равна  $1,3\cdot 10^7$  г/км<sup>2</sup>·год. Умножив это значение на площадь, равную половине площади планеты ( $1,9\cdot 10^7$  км<sup>2</sup>), получим ежегодные потери на фотолиз, равные  $2,6\cdot 10^{14}$  г/год. Отсюда легко определить длительность существования лунного океана по завершении вулканизма ( $4,0\cdot 10^9$  лет) и перехода Солнца в звездную стадию:

$$t = 0,6\cdot 10^{21} \text{ г} / 2,6\cdot 10^{14} \text{ г/год} = 2,3\cdot 10^6 \text{ лет}. \quad (\text{VII.24})$$

Начавшаяся  $3,92\cdot 10^9$  лет назад метеоритная бомбардировка лунной поверхности [75], несомненно, ускорила испарение воды. Больше у Луны не было и не будет энергетических ресурсов для нового производства воды, вследствие незначительного запаса долгоживущих изотопов U, Th и K. Легкий калий и другие газы быстро диссипировали из атмосферы Луны. Это подтверждается меньшим соотношением K/U, равным  $1,9\cdot 10^3$ , которое в несколько раз меньше, чем оно наблюдается на Земле ( $K/U=9,4\cdot 10^3$ ). Диссипация радиоактивных и некоторое увеличение их в лунной коре обусловлено большим ионным радиусом этих элементов, в результате чего радиоактивные легко переходят из пород с плотной упаковкой в магматические растворы.

В главе VI при расчете гравитационного сокращения радиуса Земли, соответствующего наблюдаемому тепловому потоку, были произведены вычисления энергии гравитационного сжатия и уменьшения радиуса для других планет земной группы и определены значения теплового потока на них. Для Луны энергия гравитационного сжатия составила  $1,68\cdot 10^{20}$  кал/см, соответствующее ему сокращение радиуса —  $0,29\cdot 10^{-5}$  см/год, или 0,130 км за  $4,5\cdot 10^9$  лет. Отсюда средняя величина теплового потока со всей поверхности Луны оказалась равна  $1,7\cdot 10^{18}$  J. Рассчитанное по двум американским измерениям годовое значение теплового потока для Луны оказалось равно  $19\cdot 10^{18}$  J. Таким образом, сходимость теоретического и измеренного значений Q оказалась более чем хорошей, а разработанный метод позволяет рассчитать тепловой поток и на других планетах, что нами и было сделано (см. табл. 18, с. 124).

## Марс

Орбита Марса проходит значительно выше земной: среднее гелиоцентрическое расстояние — 225 млн км. Но благодаря эллиптичности орбиты Марс через каждые 780 дней сближается с Землей до 58 млн км и удаляется до 101 млн км. Эти точки называются противостояниями. Масса Марса  $0,64 \cdot 10^{27}$  г, радиус 3394 км, средняя плотность  $3,94 \text{ г/см}^3$ , ускорение силы тяжести  $3,71 \text{ м/с}^2$ . Продолжительность марсианского года — 687 земных суток, период вращения вокруг оси такой же, как у Земли, — 24 ч 34 мин 22,6 с. Наклон оси к плоскости орбиты также близок земному —  $24^\circ$ . Это обеспечивает смену сезонов года и существование «климатических» поясов — жаркого экваториального, двух умеренных и двух полярных тепловых поясов. Однако ввиду значительной удаленности от Солнца (Марс получает в 2,3 раза меньше солнечного тепла, чем Земля) контрасты тепловых поясов и сезонов года здесь иные. Солнечная постоянная на орбите Марса равна  $1,6 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ . Полуденная температура на марсианском экваторе достигает  $+10^\circ\text{C}$ , а на полярных шапках падает до  $-120^\circ\text{C}$ .

У Марса имеются два спутника — Фобос и Деймос. Фобос более крупный —  $27 \cdot 21 \cdot 19$  км. Его орбита проходит всего в 5000 км от планеты. Деймос имеет размеры  $15 \cdot 12 \cdot 11$  км и расположен на более высокой орбите — 20000 км от поверхности Марса. По фотографиям американской межпланетной станции «Маринер-9», исследовавшей планету в 1972 г., оба спутника являются обломками астероидов. На них видны ямки-кратеры от удара крупных и мелких метеоритов без характерных взрывных валов и базальтовых магматических заполнений, как это наблюдалось на других планетах и Луне.

На Марсе обнаружена очень разреженная атмосфера, давление которой на поверхности составляет всего 0,01 атм. Она состоит на 95% из углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ); азота (N) — 2,5%; аргона (Ar) — 2%; кислорода  $\text{O}_2$  — 0,3% и водяных паров — 0,1%. Если атмосферную воду конденсировать, то она покроет марсианскую поверхность пленкой толщиной всего 10—20 мм.

Межпланетные советские станции обнаружили у Марса собственное дипольное магнитное поле слабой интенсивности — 64 нТ по экватору (магнитный момент равен  $2,5 \cdot 10^{22} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3$ , т.е. в 500 раз слабее земного). Хотя эти измерения до сих пор дискутируются, наличие магнитного поля у быстро вращающейся планеты — факт закономерный. Его низкая напряженность может быть вполне объяснена отсутствием развитого жидкого внешнего ядра.

В 1976 г. на Марсе совершили посадку американские станции «Викинг-1» и «Викинг-2». Перед ними ставилась задача поиска следов орга-

нической жизни на планете. Хотя решить эту проблему не удалось, был исследован грунт и сделаны фотографии поверхности Марса района посадки с низких высот. Совершенно неожиданно грунт оказался более обогащен железом, чем на Земле; его состав, по данным измерений, таков: гидридные окислы железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) — 18%; кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ) — 13—15%; кальций (Ca) — 3—8%; алюминий (Al) — 2—7%; титан (Ti) — 0,5%. Такой состав характерен для продуктов разрушения полевошпат-пироксен-оливиновых пород с ильменитом. Красноватый цвет поверхности Марса обусловлен гематитизацией и лимонитизацией пород. Но для этого процесса нужна вода и кислород, которые, очевидно, и поступают из подпочвы при прогревании поверхности марсианским днем или теплыми газовыми эксгаляциями.

Белый цвет полярных шапок объясняется выпадением замерзшей углекислоты. Есть основание полагать, что мантия Марса обогащена железом или его высокое содержание в поверхностных породах вызвано низкой степенью дифференциации мантийных пород [69].

Начальная геологическая активность Марса обусловлена обилием короткоживущих изотопов после взрыва сверхновой в конце аккреции планеты.

Масса планеты обеспечивает в центре давление порядка  $4 \cdot 10^5$  атм, которое соответствует давлению на Земле на глубине 100 км. Температура плавления (1100 К), по некоторым данным, реализуется частично на глубине порядка 200 км. Если в качестве источников тепла брать долгоживущие радиоактивные элементы U, Th, K, то, согласно У. Хаббарду [69], плавление мантии может начаться только через 2—3 млрд лет после образования планеты. Однако, полагая, что Марс не является каким-то исключением и прообраз его оболочечного строения, как и Земли, был заложен в ходе аккреции планеты из небулярного облака, автор считает, что внутреннее металлическое ядро (примерно  $1/5 R$ ), лишенное радиоактивных элементов, возникло изначально. Оно конденсировало в дальнейшем силикатную мантию, содержащую небольшое количество долгоживущих радиоактивных элементов. Процесс начального вулканизма имел очаговый характер, что нашло отражение в особенности марсианского рельефа и характере вулканизма.

Поражают, прежде всего, размеры марсианских вулканов. Так, гора Олимп имеет высоту 20 км при диаметре основания 500 км. В области Тарсис, расположенной к северу от экватора, находятся еще три огромных вулкана. В северном же полушарии Марса располагается вторая вулканическая область — Элизий. В южном полушарии находятся преимущественно кратеры с плоским дном. Большинство вулканов — щитовые, т.е. их лавовые покровы занимают огромные пространства. Это характерно для лав низкой вязкости и крупных неглубоких очагов вулканизма. На Земле такие извержения происходят при плавлении очень богатых желе-

зом пород. Приблизительная оценка глубины очага (как 0,1 высоты вулкана) дает для щитовых вулканов Марса величину порядка 200 км. Однако эта глубина совпадает с глубиной астеносферной зоны на Земле, где давление в несколько раз выше, чем на соответствующей глубине Марса. У последнего на глубине 200 км давление будет порядка 3000 атм, что соответствует земному на глубине 50 км. Многие корни земных вулканов действительно находятся на близких глубинах — 50—70 км. Но если брать средний вертикальный температурный градиент, равный  $12^\circ\text{C}/\text{км}$ , то температура на 50 км будет всего 500—600 $^\circ\text{C}$ , что в два раза ниже необходимой температуры плавления для земной мантии. Из этого следует, что в очаги вулканизма на Земле магма поступает из более глубоких горизонтов, где более высокое давление создает температуры порядка 1100 К и больше. На Марсе очаги вулканизма на этих глубинах возникали вследствие генерации радиоактивного тепла короткоживущих изотопов.

На марсианской поверхности накопились значительные массы воды, но даже после фотолитической ее диссипации происходили периодические прорывы ее на поверхность планеты в экваториальной области, которые оставили многочисленные следы в виде русел и, возможно, рек, грандиозных оползней и оплывин пород, зафиксированных на фотографиях станции «Маринер-9» [23].

Одним из таких свидетельств является гигантский каньон Маринер длиной 4000 км и шириной 2000 км. Его крутые борта опускаются до глубины 6 км. Долина, возможно, имеет тектоническое происхождение, но по ее краям развита сеть меандрирующих русел явно водного происхождения.

Аппараты «Викинг-1» и «Викинг-2» обнаружили еще больше признаков водной эрозии, чем «Маринер-9» [69]. По мнению исследователей, огромные массы воды периодически внезапно и быстро проносились в некоторых районах поверхности Марса. Много воды на Марсе остается в виде вечной мерзлоты и линз льда под поверхностью планеты. Периодическое их оттаивание может вызвать наводнения и грандиозные оползни. Вследствие низкого атмосферного давления марсианские реки и озера не могут долго существовать. Вода быстро выкипает и испаряется.

Рассчитаем объем и массу вулканических пород, а также мощность слоя вулканогенных образований на поверхности Марса, образованных за время начального вулканизма ( $4,4—4,0 \cdot 10^9$  лет) (см. табл. 18, с. 124; 19, с. 125):

$$V_{\text{вулк}} = 1,63 \cdot 10^{11} \text{ км}^3 / 186 = 8,7 \cdot 10^8 \text{ км}^3. \quad (\text{VII.25})$$

Его масса будет составлять  $2,6 \cdot 10^{24}$  г, а средняя мощность вулканических образований равна:

$$H = 8,7 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 1,45 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 6,0 \text{ км}. \quad (\text{VII.26})$$

Соответственно объем и масса воды, вынесенной на марсианскую поверхность за время начального вулканизма, составят  $1,5 \cdot 10^7 \text{ км}^3$  и  $1,5 \cdot 10^{22}$  г.

Если первичный океан занимал половину площади планеты, его глубина должна была быть:

$$H = 1,5 \cdot 10^7 \text{ км}^3 / 1,45 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 103 \text{ м}. \quad (\text{VII.27})$$

Остатки этой воды до сих пор сохраняются под марсианской поверхностью в горных породах, осадочных образованиях и пустотах. Фотолитическая диссипация воды на орбите Марса, как и его солнечная постоянная, меньше, чем у Луны. Судя по отсутствию обилия кратеров, метеоритный дождь и планетозимали в максимуме их проявлений на может быть только в одном. В период начального вулканизма и последующие 200—300 млн лет Марс имел мощную реликтовую газово-вулканическую атмосферу, поэтому, в отличие от других малых планет, первичный океан на Марсе просуществовал значительно больше времени и оставил многочисленные следы водной эрозии и возможной седиментации. Рассчитаем время существования этого океана. Константа фотоллиза для Марса равна (при Солнце с температурой 3500 К)  $F_p = 1,1 \cdot 10^7 \text{ г}/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ , фотоллиз составит  $7,5 \cdot 10^{14} \text{ г}/\text{год}$ . Отсюда находим время существования океана:

$$t = M_{\text{H}_2\text{O}} / F \text{ г}/\text{год} = 1,5 \cdot 10^{22} \text{ г} / 8,0 \cdot 10^{14} \text{ г}/\text{год} = 2,0 \cdot 10^7 \text{ лет}. \quad (\text{VII.28})$$

Следовательно, первичный океан на Марсе при нормальном фотоллизе в условиях отсутствия атмосферы должен был просуществовать около 20 млн лет. На самом деле вулканогенно-газовая атмосфера просуществовала у Марса, по-видимому, еще не менее 50—100 млн лет, так как Солнце еще пребывало в стадии звезды переменного блеска. Отсюда не случайны очевидные многочисленные следы водно-эрозионной и геологической деятельности на марсианской поверхности. Можно предположить также развитие в марсианских морях, как и на Земле, прокариотной биосферы достаточно высоких эволюционных форм. Размеры планетных сфер на Марсе, рассчитанные по ранее выведенным формулам, следующие: внутреннее металлическое ядро — 677 км; мантия — 1542 км; ЗРТ — 1170 км; вулканическая кора — 6,0 км.

### § 3. Планеты-гиганты

#### Юпитер

Юпитер — самая большая планета в Солнечной системе. Его масса  $1,9 \cdot 10^{30}$  г. Это лишь на два порядка меньше массы Солнца. Теоретически для становления на звездный путь эволюции этой планете не хватило всего 10 масс.



Среднее гелиоцентрическое расстояние Юпитера 778,34 млн км. Период обращения вокруг Солнца — 11,86 земных лет. Планета обладает высокой осевой скоростью вращения — 9 ч 50 мин, причем ось почти перпендикулярна к плоскости орбиты, поэтому смены времен года на поверхности не происходит. Радиус Юпитера измерен по верхней кромке его атмосферы и составляет 71350 км. Средняя плотность также дается без учета плотности возможного твердого тела планеты, исходя из предположения ее водородно-гелиевого состава —  $\rho = 1,35 \text{ г/см}^3$ . Ускорение силы тяжести  $g = 25,8 \text{ м/с}^2$ .

Юпитер обладает мощной атмосферой и сильным магнитным полем — порядка 400000 нТ по экватору, что находится в полном соответствии с его гигантской массой. Состав атмосферы изучен только по ее верхней кромке. Он включает 77% водорода, около 23% гелия, небольшие примеси метана, аммиака, а также следы воды, CO, молекулы фосфина ( $\text{PH}_3$ ), германа ( $\text{GeH}_4$ ), дейтерия (D). Предполагается [69], что отмеченные примеси были вынесены конвективными потоками с нижних горизонтов атмосферы, где эти газы находятся в состоянии термодинамического равновесия. Это говорит о том, что на самом деле атмосфера Юпитера имеет более сложный, многокомпонентный состав. Если же исходить из преимущественно водородно-гелиевого состава верхней кромки юпитерианской атмосферы и на этом основании выводить состав тела планеты, то в данном случае было бы получено водородное строение и Земли. В самом деле, гравитационное расслоение земной атмосферы происходит с высоты 300 км. Выше этого уровня и до высоты 20000 км атмосфера состоит исключительно из всплывших молекул и ионов водорода (протонов), формирующих протоносферу.

Судя по приведенным данным, верхние и достаточно мощные слои атмосферы Юпитера действительно сложены гравитационно расслоенным водородом и гелием. Толщина атмосферы, вероятно, достигает нескольких тысяч километров, поэтому низы водородно-гелиевого слоя, находясь в области высоких давлений, сильно нагреты. Охлаждение же их происходит конвективным перемешиванием. Этот процесс и был успешно сфотографирован американской межпланетной станцией «Вояджер». В ходе такого перемешивания захватываются вулканические дымы, пары воды и другие газы, обнаруженные в качестве примесей в водородно-гелиевой части атмосферы. Эти дымы занимают следующий, более низкий уровень юпитерианской атмосферы и удерживаются силой гравитационного поля планеты.

Состав газов атмосферы Юпитера аналогичен глубинным газам Земли, а имеющаяся разница обусловлена тем, что земная атмосфера при наличии океана и мощного солнечного излучения проэволюционировала значительно дальше юпитерианской.

Огромная масса Юпитера создает уникальные термодинамические условия в обширном объеме недр этой планеты: мощное жидкое ядро и, следовательно, огромную астеносферную зону — источник грандиозного вулканизма. Именно вулканизму невиданного по земным меркам размаха обязан Юпитер своей мощной атмосферой, в которой сохранилась и значительная часть реликтовой газовой-водородной атмосферы. Поскольку запасы акклюдируемых на пылинках железосиликатного состава газов и воды в зоне формирования Юпитера были значительно больше, чем на орбитах землеподобных планет, то и выработка соответствующей газовой оболочки в ходе начавшейся сразу после аккреции термохимической реакции происходила в грандиозных масштабах. Повторяем, внешний облик Юпитера (впрочем, как и других планет-гигантов) находится в полном соответствии с их гигантской массой. Давление в зоне внешнего ядра достигает  $10^7$  атм, температура  $10^6$  К [49].

Исходя из соотношений геосфер на Земле и процента выработки протопланеты в ходе ее эволюции, которое составляет примерно 60% [24], Юпитер должен иметь следующие параметры: радиус твердого тела — 40420 км, атмосфера — 29265 км, при этом средняя плотность твердого вещества планеты без атмосферы будет равна  $6,84 \text{ г/см}^3$  [24].

Большое Красное Пятно, имеющее ширину 30—40 тыс. км, наблюдаемое в атмосфере Юпитера вот уже более 300 лет и сфотографированное «Вояджером», — одно из доказательств мощного вулканизма, продолжающегося с неослабеваемой энергией и в настоящее время. Его размеры все время меняются, свидетельствуя об изменении интенсивности вулканизма. Периодически появляющиеся оранжевые пятна меньших размеров говорят о действии все новых вулканов, которые после извержения затухают.

Температура верхних слоев атмосферы (по измерениям) равна  $-130^\circ\text{C}$ . В нижних слоях она может достигать  $1000^\circ\text{C}$  и более. На твердой поверхности планеты, сложенной, как и Земля, силикатными породами, должно неизбежно возникнуть парниковый эффект, а температура достигать точек плавления коры. Поэтому выносимая с вулканизмом вода вместе с вулканическими газами поступает в атмосферу, где, по мере подъема и охлаждения, конденсируется в водяной пар. Свободной воды на планете нет. В пользу высказанных соображений относительно природы и состава Юпитера свидетельствуют также наблюдения над его спутниками, и особенно Галилеевыми — Ио, Европа, Ганимед, Каллисто, параметры которых приведены в таблице 26.

Показатели крупных спутников планет [24]

Таблица 25

Спутник (его планета)	Диаметр, км	Радиус, км	Радиус атмосферы, км	Радиус общий, км	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>
Ганимед (Юпитер)	5000	2215	265	2500	2,35
Титан (Сатурн)	4850	2150	275	2425	2,32
Тритон (Нептун)	3770	1885	> 500	2385	4,1
Каллисто (Юпитер)	4700	1850	510	2350	1,6
Луна (Земля)	3476	1738	—	—	3,34
Ио (Юпитер)	3470	1709	26	26	3,19
Европа (Юпитер)	3100	1520	30	30	3,03

Из 16 спутников 4 Галилеевых — самые крупные, их размеры сравнимы с планетами земной группы. Ганимед, например, даже больше Меркурия. По фотографиям поверхности спутников и по их средней плотности ясно видно, что они в значительном объеме сложены твердым каменным материалом. Более того, на Ио в 1979 г. два космических аппарата «Вояджер» обнаружили 8 (!) действующих вулканов, газовые выбросы которых поднимались на сотни километров. Средняя плотность Ио равна средней плотности Луны. Силикатный состав его пород не вызывает сомнений. На Европе и Ганимеде обнаружена мощная ледяная кора. Об этом свидетельствует их сравнительно невысокая плотность — порядка  $2 \text{ г/см}^3$ . Аналогичное строение имеет Каллисто. Все спутники, подобно Луне, повернуты одной стороной к Юпитеру, так как испытали мощное приливное торможение со стороны могущественной планеты.

Из приведенного следует, что большие спутники Юпитера имеют силикатное строение, прошли в своей эволюции полный процесс криогенеза — вариант земной океанизации при дефиците солнечного тепла, когда выходящая на поверхность вода не разливается океаном, а замерзает в виде мощных покровов). Как же в этом случае согласовать постулируемый газовый (да еще представленный легчайшим водородом и гелием) состав центрального тела — Юпитера — с каменным (силикатным) составом его спутников? Ведь аккреция происходила из материнского облака одного и

того же состава и для спутников, и для планеты. Думается, что в рамках водородной концепции такое противоречие представляется неразрешимым.

Если бы первичное вещество было просто физическим объектом, характеризующимся только объемом и плотностью, то разнообразие его масс не представляло бы интереса, так как здесь действовали бы только гравитационные силы сжатия. Но протозвещество — это еще и химический объект, который при определенных термодинамических условиях обладает высоким химическим потенциалом [24]. Поэтому крупные агломерации вещества превращаются в физико-химическую систему, в которой осуществляется запуск термохимических реакций и возможно дальнейшее преобразование протозвещества. В условиях планет-гигантов эти реакции получили наибольшее распространение, так как высокие температуры в недрах Юпитера инициируются не только радиоактивными, но и специфическими термодинамическими параметрами, в частности очень высоким давлением — порядка  $10^6$  атм.

Нетрудно заметить, что водородная модель планет-гигантов химически инертна, раз и навсегда сформирована в акте творения и не имеет эволюционных перспектив.

Параметры планетных сфер Юпитера и других планет-гигантов были рассчитаны автором по тем же соотношениям, что и для планет земной группы. Все они прошли нормальную эволюцию без аномалий, которая имела место у Меркурия. Более того, их огромная реликтовая газородная атмосфера полностью предохранила поверхность от метеоритных бомбардировок и вторжения крупных планетозималей. Если короткоживущие изотопы пробивались через эту газовую толщу реликтовой атмосферы, то параметры начального вулканизма будут мало отличаться от параметров, установленных для Земли и Венеры, с поправкой, естественно, на большую массу планет-гигантов. Термодинамические условия у Юпитера, сравнимые с условиями в зоне внешнего ядра (ЗРТ) у Земли, будут иметь место на глубине порядка 1000—1200 км, где давление равно  $1,8—2 \cdot 10^5$  атм. В таблице 26 приведены расчетные параметры планетных сфер Юпитера. Современный размер его центрального металлического ядра составляет 8068 км, мантии — 18355 км, зоны внешнего ядра (возможное ЗРТ) — 13937 км. Рассчитанная толщина земной коры равна 60 км (рис. 18). Для молодого Юпитера также были рассчитаны параметры планетных сфер с учетом сокращения радиуса, как и у Земли, на 1%: современный радиус твердого тела Юпитера — 40420 км [24], молодого Юпитера — 40824 км, сокращение составляет 404 км. Современный объем планеты равен  $276 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ , начальный —  $285 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ . Разница  $\Delta V = 9,0 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ . Найденные значения объема планеты позволяют определить объем и массу начального вулканизма и суммарный объем вулканизма, образовавшегося за последующие  $4,5 \cdot 10^9$  лет.

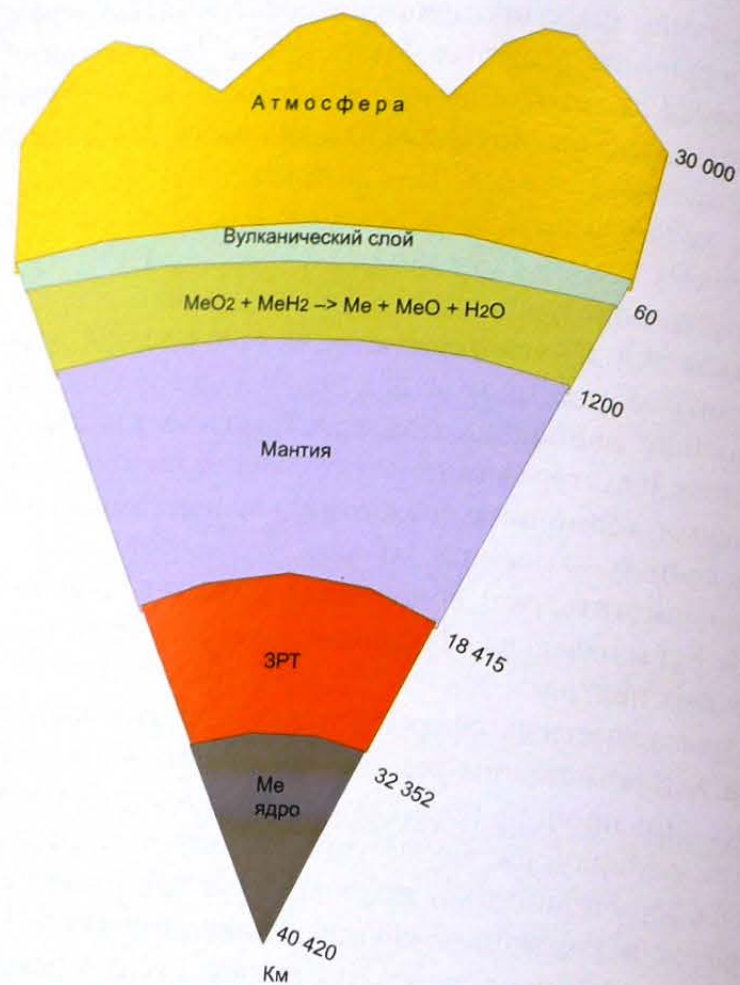


Рис. 18. Внутреннее строение Юпитера (неводородная модель), рассчитанное в соответствии с коэффициентами пропорциональности, полученными для Земли и Луны

Для определения суммарного объема вулканизма найдем сначала этот параметр для Земли, где он составил  $7,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ . Найдем отношение объема планеты в катархее ( $1,12 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ ) к начальному объему катархейского вулканизма для Земли, равному  $6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ :

$$V_{\text{нач}}^{\text{зем}} / V_{\text{вкл}}^{\text{нач}} = 1,12 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 = 186. \quad (\text{VII.29})$$

Используя полученный коэффициент пропорциональности, найдем объем начального вулканизма у Юпитера:

$$V_{\text{нач}}^{\text{ю}} = 285 \cdot 10^{12} / 186 = 1,5 \cdot 10^{12} \text{ км}^3. \quad (\text{VII.30})$$

Теперь определим отношения современных объемов планет Земли и Юпитера к суммарному объему вулканизма, образованному на их поверхности за последующие  $4,0 \cdot 10^9$  лет:

$$V_{\text{совр}}^{\text{зем}} / \Sigma V_{\text{вкл}}^{\text{зем}} = 1,083 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 7,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3 = 145; \quad (\text{VII.31})$$

$$V_{\text{совр}}^{\text{ю}} / \Sigma V_{\text{вкл}}^{\text{ю}} = 276 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 145 = 1,9 \cdot 10^{12} \text{ км}^3. \quad (\text{VII.32})$$

Таким образом, разница между двумя эпохами вулканизма на Юпитере составила  $0,3 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$ , или  $0,9 \cdot 10^{27}$  г по массе. Общая масса вулканического материала, образованного за всю геологическую историю Юпитера, составила  $5,7 \cdot 10^{27}$  г, или (при современной площади поверхности Юпитера)  $2 \cdot 10^{10} \text{ км}^2$ , суммарная мощность вулканогенных образований на Юпитере будет равна:

$$H_{\text{ю}} = V_{\text{вкл}}^{\text{ю}} / S_{\text{ю}}^{\text{совр}} = 1,9 \cdot 10^{12} \text{ км}^3 / 2 \cdot 10^{10} \text{ км}^2 = 80 \text{ км}. \quad (\text{VII.33})$$

Найдем суммарную мощность вулканических образований на Земле:

$$H_{\text{зем}} = 7,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 5,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 14,6 \text{ км}. \quad (\text{VII.34})$$

Полученное значение характеризует среднюю мощность вулканогенного материала, переброшенного на поверхность Земли и преобразованного после геологической переработки в осадочно-гранитно-метаморфический комплекс, часть которого стала фундаментом континентальных и океанических платформ и щитов. Подстилаемая верхняя мантия, испытавшая значительную переработку поступающими летучими, теплом, минерализованными растворами и водой из зоны астеносферы, никогда не была на земной поверхности. По существу, она представляет собой мафический слой мощностью 25—30 км, традиционно относимый к нижнему разделу земной коры.

Интересно оценить интенсивность вулканизма на планетах-гигантах на примере Юпитера и сравнить их с земными параметрами. В период начального вулканизма, т. е. первые 500 млн лет, она составила на Юпитере  $9600 \text{ км}^3/\text{год}$ ; в последующие  $4 \cdot 10^9$  лет —  $225 \text{ км}^3/\text{год}$ . Объем выработанной воды в период начального вулканизма (0,5% от  $4,5 \cdot 10^{27}$  г вулканического материала) составил  $2,3 \cdot 10^{25}$  г, или  $4,8 \cdot 10^{16}$  г/год. В последующие  $4 \cdot 10^9$  лет объем вулканизма был  $6,75 \cdot 10^{17}$  г/год, или  $675 \text{ км}^3/\text{год}$  воды (при 10%-ном ее содержании на данном этапе вулканизма). Суммарная масса воды на Юпитере составила  $1,2 \cdot 10^{26}$  г. Часть этой воды пошла на увлажнение горных пород, другая часть — на химические реакции в атмосфере и в виде пара существует в современной атмосфере Юпитера. Отношение масс начального вулканизма на Юпитере и Земле составляет:

$$4,5 \cdot 10^{27} \text{ г} / 1,8 \cdot 10^{25} \text{ г} = 250, \quad (\text{VII.35})$$

т. е. интенсивность вулканизма на Юпитере была на два порядка выше, чем на Земле.

## Сатурн

Это вторая по своим размерам после Юпитера планета в Солнечной системе. Ее масса —  $5,68 \cdot 10^{29}$  г, радиус — 60400 км (с атмосферой), радиус твердого тела планеты [24] — 20765 км (табл. 27).

Показатели планет-гигантов [26]

Таблица 27

Планета	Масса тела ( $10^{27}$ г)	Масса атмосферы ( $10^{27}$ г)	Радиус тела (км)	Радиус атмосферы (км)	Радиус общий (км)
Юпитер	1887	13,0	40420	29265	69685
Сатурн	552,6	14,9	20765	37000	57765
Уран	84,7	2,3	15580	8520	24100
Нептун	100,3	2,7	16300	6575	22875

Средняя плотность, рассчитываемая по видимому радиусу, имеет неправдоподобно низкое значение —  $0,7 \text{ г/см}^3$ , без атмосферы —  $5,85 \text{ г/см}^3$ . Толщина атмосферного слоя несколько выше, чем у Юпитера, — 37000 км.

Гелиоцентрическое расстояние Сатурна — 1427 млн км, период обращения на орбите (тропический год) — 29,5 земных лет, скорость вращения вокруг оси высока — 10 ч 14 мин, наклон оси к плоскости орбиты почти такой же, как у Земли, —  $26^\circ$ . У Сатурна 17 спутников, среди них — Титан, имеющий самый большой диаметр — 5800 км. Другой интересной особенностью Сатурна является существование кольца, расположенного выше облачного слоя атмосферы. Наружный диаметр кольца — 274000 км, что почти вдвое больше диаметра Юпитера. Толщина кольца не превышает 2 км. При полете в сентябре 1979 г. вблизи Сатурна американской космической станции «Пионер-II» были проведены наблюдения колец, облачности планеты и поверхности спутников. Оказалось, что кольцо Сатурна состоит из системы колец, находящихся на различных расстояниях друг от друга. Вещество колец представлено твердыми обломками, скорее всего силикатных пород и ледяных глыб размером от пылинок до нескольких метров. Природа колец не вполне ясна. Можно предположить, что это остатки разрушившихся при столкновении астероидов, захваченных в орбиту Сатурна. Не исключено, что это может быть материал выбросов взрывного вулканизма. Общая масса вещества колец оценивается в 0,01 массы Луны.

Магнитное поле Сатурна почти в два раза меньше земного по напряженности — 21000 нТ на экваторе. Однако ось диполя почти точно совпадает с осью вращения планеты. Столь небольшое для планеты-гиганта поле является загадкой. Одно из объяснений этому феномену мы видим в том, что поле в настоящее время находится в состоянии инверсии. В этом случае его напряженность, как известно, падает до 20% номинального значения. Однако даже в случае принятия этой гипотезы полное поле Сатурна будет лишь ненамного больше земного. Но вопрос осложняется тем, что и у Урана магнитное поле тоже незначительное, хотя и немного больше, чем у Сатурна (25000 нТ на магнитном экваторе). Напомним, что у Земли напряженность поля на экваторе равна 31000 нТ.

Полярность поля Сатурна (как и Урана) противоположна полярности Земли. Говорить о редуцировании магнитоактивных зон внешних ядер этих планет не приходится — обе они, судя по их мощным атмосферам и массам, пребывают в максимуме геологической и внутренней активности. Можно выдвинуть еще одно предположение (конечно, в рамках концепции не водородного, а силикатного состава твердых тел планет) — о значительном уменьшении напряженности солнечного полоидального поля на столь больших гелиоцентрических расстояниях. В результате эффективность работы магнитного гидродинамо со слабым внешним полем будет падать. Образно говоря, если бы на орбите Земли происходила накрутка каната, то на орбитах Сатурна, Урана, Нептуна — накручивалась бы паутина. Это обусловлено эффектом геометрического расхождения\*, при котором по мере удаления от источника происходит расширение сечения трубок магнитных силовых линий и уменьшение напряженности, приходящейся на единицу сечения трубки.

Решение проблемы слабых магнитных полей планет-гигантов за орбитой Юпитера приблизит нас к решению проблемы их внутреннего строения.

До 1980 г. у Сатурна было известно 10 спутников. После пролета в 1980 г. «Вояджера» было открыто еще 7. Самый далекий из них — Феба (диаметр 300 км) — находится в 13 млн км от планеты и обращается вокруг нее за 550 дней. Самый близкий — Мимас (диаметр 400 км) — находится на расстоянии 185400 км и делает полный оборот за 22,6 часа. Этот спутник вращается внутри колец Сатурна, влияя на их движение, причем движется он в обратном направлении — навстречу вращению планеты. На самом большом спутнике Сатурна — Титане — обнаружена достаточно плотная атмосфера, а поверхность покрыта льдом, что свидетельствует о его возможной былой геологической активности. Ледяные поверхности наблюдаются и на других крупных спутниках — Рея (диаметр 1500 км), Диона (диаметр 800 км), Тефия (диаметр 1000 км). По спектральным характеристикам лед водного состава.

\* Величина, обратно пропорциональная квадрату расстояния до Солнца ( $1/r^2$ ).

Поверхность Мимаса разбита гигантским кратером диаметром 130 км (при общем диаметре спутника 400 км). По средней плотности и внешнему виду поверхности все спутники Сатурна, как и Юпитера, имеют силикатный состав. Это еще раз подтверждает рассмотренные выше соображения об аналогичном составе и материнской планеты. Расчетные характеристики планетных сфер Сатурна приведены в таблице 28.

Таблица 28

Современные параметры (км) планетных сфер

Планета	Кора (вулканы)	Мантия	ЗРТ	Металлическое ядро	Атмосфера [24]
Земля	14,6	2885,4	2200	1270	~2000
Венера	13,9	2738	2086	1210	~120
Марс	6,0	1535	1170	678	—
Меркурий	4,4	600	0	1834	—
Луна (расчетные данные)	3,2	785	598	346	—
Луна (по сейсмическим измерениям) [68]	27	950	400	360	—
Юпитер	75	18355	13937	8068	29265
Сатурн	96	9395	7160	4153	37000
Уран	26	7049	5372	3116	8520
Нептун	29	7375	5621	3260	6575

Объем и масса начального вулканизма и образованной при этом воды — в таблицах 18 (с. 124); 19 (с. 125).

### Уран

Еще недавно наши знания об этой планете были весьма ограничены. Но после пролета около Урана автоматической станции «Вояджер-2» в январе 1986 г. стали известны новые факты о строении этой отдаленной от Солнца на 2869 млн км планеты [23]. Ее период обращения — 84 земных года, осевая скорость — 10 ч 49 мин, средняя плотность с атмосферой — 1,35 г/см<sup>3</sup>, твердого тела планеты, имеющей, по расчетам Кесарева [24], радиус 15580 км, — 5,55 г/см<sup>3</sup>. Мощность атмосферы — 8520 км. Масса планеты —  $84,9 \cdot 10^{27}$  г (табл. 27, с. 166).

До полета «Вояджера-2», по наблюдениям с Земли, у Урана было известно пять небольших спутников: Оберон, Титания, Умбриэль, Ариэль, Миранда, диаметр которых от 480 до 1500 км.

«Вояджером-2» было обнаружено еще 10 спутников. Все они имеют маленький диаметр — от 16 до 160 км — и являются, скорее всего, астероидами, захваченными гравитационным полем Урана при сближении с его орбитой.

Ось вращения Урана расположена почти в плоскости орбиты — отклонена от вертикали на 98°. Планета как бы лежит на своей орбите. Как уже отмечалось, Уран обладает магнитным полем, напряженность которого немного меньше поля Земли и составляет около 25000 нТ на магнитном экваторе. Причины столь небольшого для планет-гигантов поля мы уже обсуждали; они распространяются и на Уран.

В пределах магнитосферы располагаются орбиты трех больших спутников — Миранды, Ариэля и Умбриэля, — которые создают возмущения в структуре поля планеты.

В плотной атмосфере Урана обнаружены, как и у Юпитера и Сатурна, кольцевые образования, пятна, вихри, струйные течения. Направление ветров совпадает с вращением планеты, причем в высоких широтах сила ветра больше. Возможно, это связано с аномальным наклоном оси вращения. Как и в атмосфере других планет, в том числе Земли, у Урана обнаружена корона атомарного водорода над слоем молекулярного водорода. Температура ее на освещенной стороне — 750 К, на ночной — 1000 К. Напомним, что температура протоносферы Земли выше из-за значительно большей энергии солнечного ветра (1400—1600 К). Зеленовато-голубой цвет атмосферы Урана может быть обусловлен наличием радикалов  $\text{OH}^-$ , образующихся при разложении молекулы воды ультрафиолетовым солнечным излучением по реакции:  $\text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{H}^+ + \text{H}^-$ , где  $h$  — кванты энергии с частотой излучения  $f$ . Это значит, что в нижних отделах атмосферы может присутствовать молекулярная вода. Содержание гелия в атмосфере составило 15%. В глубине атмосферы обнаружены метановые облака. Таким образом, наблюдается принципиальное сходство состава верхних слоев атмосфер планет-гигантов. Эта атмосфера слабо эволюционировала в сравнении с атмосферой Земли. Она, скорее всего, отвечает составу ранней атмосферы нашей планеты и ничего не говорит об исключительности строения твердого тела планет-гигантов.

Подтверждением этому является строение колец и спутников Урана. Всего обнаружено 10 колец — шириной от нескольких сот метров до нескольких километров, белого и зелено-голубого цветов. Большинство частиц в кольцах имеют в диаметре 1 м и более. Материал колец темный — отражает всего 2,5% света. Внутри колец движутся каменные глыбы неправильной формы радиусом 8—12 км, названные спутниками-пастухами. Вероятно, это астероиды; при столкновении некоторых из них и возникли кольца Урана. Фотографии крупных спутников планеты показывают их

шарообразную форму. Следовательно, это тела, испытавшие гравитационную организацию вещества и сжатие в ходе вращения. Поверхность этих спутников, по всей вероятности, покрыта льдом. Низы ледяной коры вполне могут состоять из водного льда. Давление в крупных астероидах и спутниках планет при исходной плотности вещества  $3,6 \text{ г/см}^3$  возрастает по линейному закону, что обеспечивает не только разогрев, но и запуск химических реакций. В конечной фазе аккреции могут быть произведены известные объемы воды, которая при дефиците солнечного тепла немедленно превращается в лед. Следы тектонической деятельности в виде гигантских разломов линейных очертаний хорошо просматриваются на фотографиях Титании, Оберона, Уимбриэля и Ариэля. На маленькой Миранде (радиус 241 км) очень выразительные темные и светлые полосы объясняются ее расколом от удара большого (диаметром до 20 км) метеорита, после которого куски ее вновь собрались. Однако неясно, почему после такого удара обломки Миранды не пополнили кольца Урана. Живописные борозды спутника, скорее всего, следы касательных ударов пролетавших метеоритов. Параметры внутренних сфер планеты и ее начального вулканизма приведены в таблицах 18 (с. 124), 19 (с. 125), 27 (с. 166).

### Нептун

Гелиоцентрическое расстояние Нептуна — 4,5 млрд км. Период обращения вокруг Солнца — 165 лет. Общий радиус планеты — 22875 км. Радиус твердого тела — 16300 км, мощность атмосферы — 6575 км (см. табл. 28, с. 168). Средняя плотность Нептуна с учетом плотности газовой атмосферы —  $2,2 \text{ г/см}^3$ . Плотность твердого тела планеты —  $5,60 \text{ г/см}^3$ , масса —  $101 \cdot 10^{27} \text{ г}$ . Нептун, как все планеты-гиганты, обладает высокой осевой скоростью вращения — 15 ч 8 мин. Ось вращения наклонена к плоскости орбиты под углом  $29^\circ$ . До 1989 г. у Нептуна были известны два спутника — ближний к планете огромный Тритон, диаметром 6000 км, и дальний — Нереида, диаметром 500 км. Двадцать пятого августа 1989 г. «Вояджер-2» в своем беспрецедентном путешествии к окраине Солнечной системы пролетел в 5 тыс. км от покрывающих эту планету метановых облаков. При подлете им были обнаружены и сфотографированы шесть новых спутников Нептуна. Крупнейший из них имеет диаметр 420 км. Обнаружено также второе кольцо у планеты, состоящее из обломков камней темного цвета. Пролетев возле Тритона, «Вояджер-2» навсегда покинул Солнечную систему.

В верхних слоях атмосферы обнаружены потоки ветра, несущегося со сверхзвуковой скоростью. Это означает, что существуют сильные гради-

енты температур и давлений в атмосфере, вызванные внутренним нагревом со стороны планеты. Ввиду огромного гелиоцентрического расстояния солнечное тепло здесь, на орбите Нептуна, таких перепадов создать не может. В соответствии с его гигантской массой на Нептуне происходят мощные вулканические процессы, которые, вероятно, и создают большие градиенты температур в атмосфере планеты.

Мы мало знаем о Тритоне. Это самый крупный спутник планет Солнечной системы (см. табл. 26, с. 162). По своим размерам он больше Меркурия и почти в два раза больше Луны. Тритон движется вокруг своей планеты в обратном направлении на расстоянии 353600 км от нее. На его поверхности обнаружены ледяные покровы большой мощности, так как геологическая активность Тритона (учитывая его массу), по всей вероятности, завершилась.

Орбита Нереиды — самая вытянутая эллиптическая орбита из всех спутников Солнечной системы. Она проходит на громадном расстоянии от планеты — 5600000 км — и имеет период обращения 360 сут. Есть основания полагать, что в прошлом Нереида имела столкновение с другим космическим объектом, что отбросило ее на такую странную орбиту. Параметры планетных сфер Нептуна и начального вулканизма приведены в таблицах 18 (с. 124), 19 (с. 125), 27 (с. 166).

### Плутон

И в заключение обзора — несколько слов о Плутоне. Это наиболее удаленная от Солнца планета (5900 млн км) с периодом обращения 248 лет. Диаметр Плутона, по наблюдениям американского телескопа Хаббла в 1997 г., оценивается в 2320 км, масса — 0,02 земной, плотность —  $1 \text{ г/см}^3$ . Однако эти данные могут еще уточняться.

У планеты есть спутник Харон диаметром 1270 км с орбитой 19000 км и периодом обращения 6,3 сут. Плутон имеет очень вытянутую орбиту, которая заходит даже внутрь орбиты Нептуна, так что иногда Плутон оказывается ближе к Солнцу, чем Нептун. Скорость вращения Плутона вокруг оси высокая — 9 ч 17 мин. Спутник его имеет такую же скорость и, следовательно, всегда обращен к Плутону, как и Луна к Земле, одной стороной. Предполагается, что Плутон — бывший спутник Нептуна, однако после пролета вблизи Нептуна крупного объекта орбиты спутников изменились.

В заключение отметим, что высокие термодинамические показатели, обусловленные массой планет-гигантов, сами могут обеспечить энергетику запуска и длительного поддержания термохимических реакций взаи-

модействия дигидридов и пероксидов металлов. Уже на глубине 1500 км давление и температура сравнимы с термодинамикой ЗРТ Земли. И если к этому добавится радиогенное тепло, то масштабы и интенсивность таких реакций только усилятся.

Во всяком случае, у нас нет сомнений в том, что полученные данные не укладываются в простейшую водородную модель планет-гигантов, а гораздо более перспективно продолжать исследование этих планет, рассматривая их как неотъемлемую часть единого пылегазового облака.

Как уже отмечалось выше, фотолиз молекулы воды с орбит планет-гигантов невозможен. Это объясняется тем, что вследствие сильного гравитационного поля большая тяжелая молекула воды не может всплыть выше 8—10 км. Теоретически возможно появление на внешней кромке атмосфер некоторого количества молекул воды, вынесенных сюда вертикальными конвективными потоками. Однако в спектрах МПС «Вояджер» пары воды не обнаружены. Из газов здесь преобладают гелий и водород. Тем не менее расчеты показывают (см. табл. 24, с. 138), что солнечная постоянная на орбите планет-гигантов, будучи на порядок меньше земной, все же может обеспечить фотолитическую диссоциацию молекулы воды.

Исследованиями атмосферы Земли, проведенными в 70-х гг. прошлого столетия, была установлена диссипация водорода, равная  $2,6 \cdot 10^{13}$  г/год с высот порядка 500 км. Используя это значение, можно в первом приближении оценить массу диссипировавшего водорода с поверхностной кромки атмосферы Юпитера. Она составит около  $5,1 \cdot 10^{17}$  г/год, а за  $4,5 \cdot 10^9$  лет —  $2,3 \cdot 10^{26}$  г. Найденное значение свидетельствует о том, что, несмотря на большую отдаленность от Солнца, диссипация из верхних кромок атмосфер планет-гигантов все-таки происходит. Предполагать отсутствие какой-либо диссипации из атмосфер планет-гигантов на протяжении всей истории нереально.

#### § 4. Титан, Тритон и Галилеевы спутники Юпитера

Размеры и массы шести больших спутников планет-гигантов сравнимы с рассмотренными планетами земной группы (табл. 26, с. 162). Кроме Ио, расположенного на самой близкой к Юпитеру орбите (400 тыс. км), на поверхности всех остальных больших спутников — Ганимеда, Каллисто, Европы, Титана и Тритона (рис. 19) — американским МПС «Вояджер» был обнаружен ледовый покров, химические спектры которого указывают на его водное происхождение [69]. При этом рельеф большинства спутни-

ков — плоский, и выше его поверхности не выступает никаких вулканических образований. Это значит, что мощность ледового покрова должна превышать амплитуду вулканического рельефа.

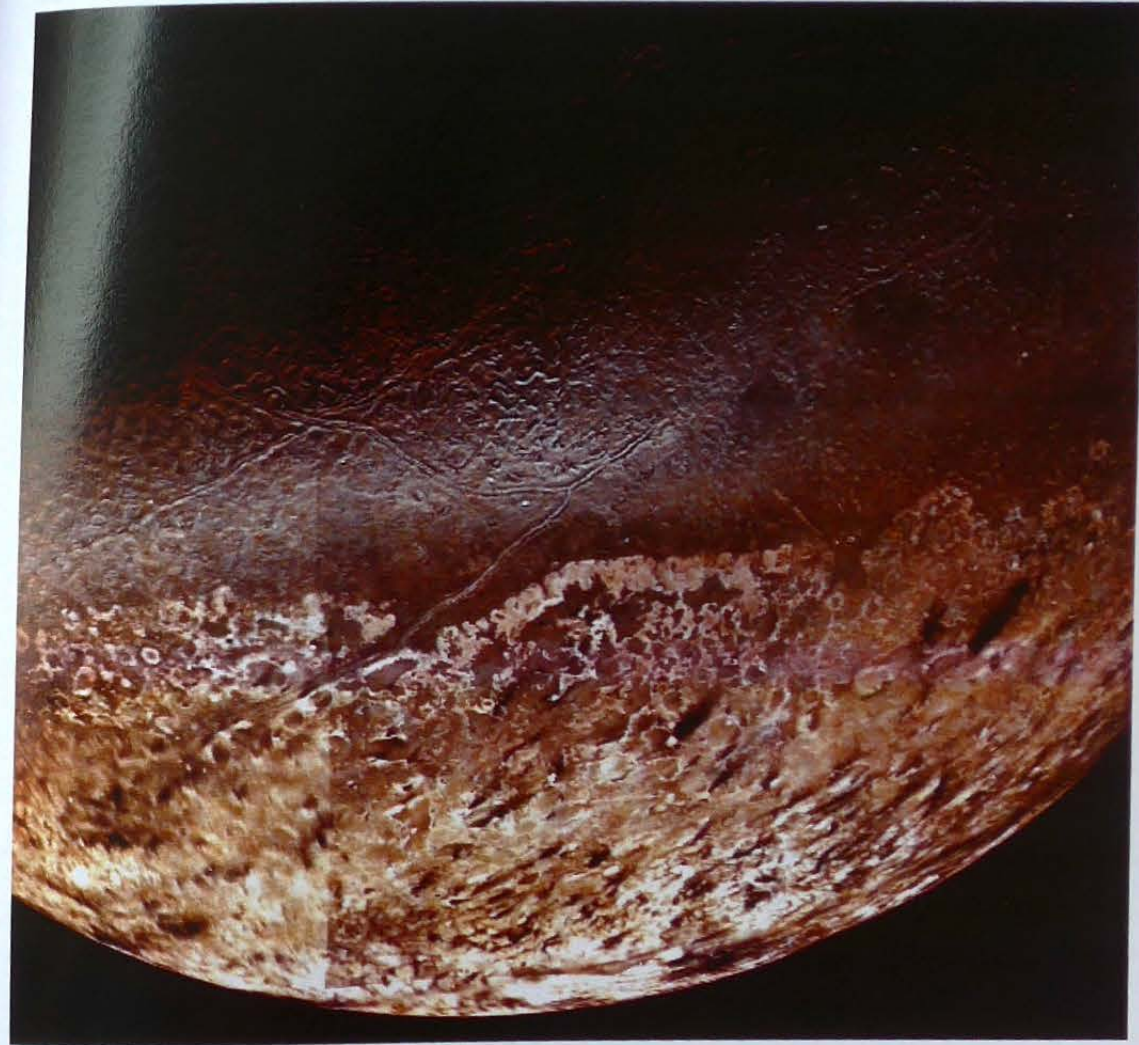


Рис. 19. Тритон с близкого расстояния (снимок «Вояджера-2», 1989 г.). В верхней половине снимка видна обширная область ледяного покрова (Астронет: [сайт]. URL: <http://www.astronet.ru/db/msg/1162875>)

Другой интересной особенностью является обнаружение у четырех больших спутников достаточно мощной атмосферы — от 260—500 км (см. табл. 26, с. 162). Тритон обладает мощной и плотной атмосферой. В ней обнаружены глубинные газы вулканического происхождения: CO, NH<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O и др. Как и планеты земной группы, большие спутники планет-гигантов, несомненно, имели реликтовую мощную газовую атмосферу. Вулканический рельеф спутников и ледовый покров свидетельст-

вуют о возникновении на некоторых из них (Ио) раннего вулканизма, вызванного обилием короткоживущих изотопов, поступивших в их поверхность в финале аккреции после взрыва сверхновой. Отмечается, что поверхность спутников в разной степени кратирована. На Ганимеде (средняя плотность  $1,94 \text{ г/см}^3$ ) обнаружено мало кратеров. На поверхности Европы (плотность  $3,04 \text{ г/см}^3$ ) также не видно кратеров и рельеф плоский. Поверхность Каллисто (плотность  $1,83 \text{ г/см}^3$ ) сильно кратирована. На всех этих спутниках имеется ледовый покров.

Только на Ио (плотность  $3,55 \text{ г/см}^3$ ) нет льда. Он является единственным спутником, на котором обнаружена достаточно интенсивная современная вулканическая деятельность (8 действующих вулканов!). Этот факт, казалось бы, не вписывается в развиваемую здесь концепцию эволюции планетных тел, однако данная особенность Ио, являясь исключением из правила, на самом деле подтверждает изложенные здесь представления об источниках начального катархейского и последующего кайнозойского вулканизма. Ио расположен на орбите примерно так же близко к планете-гиганту, как Луна по отношению к Земле. Но в случае с Юпитером приливные силы, создаваемые его мощным гравитационным полем, проявляются во много раз интенсивнее в теле Ио, чем на Луне. Энергия приливной диссипации на Ио составляет порядка  $10^{38}$  эрг. Кинетическая энергия смещения частиц вещества внутри спутника при этом переходит в тепловую и является источником вулканизма. Однако в результате обмена моментами количества движения уменьшается скорость вращения Ио относительно своей оси должно сопровождаться возрастанием его орбитального расстояния от планеты. За  $4,5 \cdot 10^9$  лет спутник должен был бы удалиться на большое расстояние от Юпитера, и в этом случае вулканическая деятельность на нем прекратилась бы. Невозможно предположить, чтобы все это время на Ио продолжался вулканизм. Но можно допустить, что вследствие взаимного гравитационного влияния Ио с остальными Галилеевыми спутниками образуется резонанс, в результате которого орбита Ио будет изменяться по более сложному закону.

Наличие ледового покрова на крошечных спутниках, например Энцеладе (радиус равен  $251 \text{ км}$ ), не может быть объяснено вулканическим его происхождением. Следовательно, можно допустить образование части ледовых покровов как больших, так и малых спутников конденсационным путем из остатков реликтовой газовой туманности.

Расчет параметров вулканизма, воды и скорости диссипации льда, приведенный в таблице 29, действителен только для спутника Юпитера Ио. Все остальные большие спутники планет-гигантов имеют аномально низкую среднюю плотность (мене  $2 \text{ г/см}^3$ ) (табл. 29). Центральная часть этих спутников сложена протовеществом, состоящим из железо-силикат-

ных пород, имеющих среднюю плотность  $3,66 \text{ г/см}^3$  [69]. Эти своеобразные ядра конденсации в ходе дальнейшей аккреции пылегазового облака сконденсировали значительную часть частиц замерзшей воды, аммиака, метана и силикатной пыли. Для расчета мощности ледового покрова определим объем льда, полагая его среднюю плотность  $1,0 \text{ г/см}^3$  и деля сумму плотностей горных пород и льда ( $4,66 \text{ г/см}^3$ ) на рассчитанную среднюю плотность каждого спутника. В результате оказалось, что объем льда у Европы должен составлять 15% ее общего объема, что определяет мощность ледового покрова  $51 \text{ км}$ . Для остальных спутников (Ганимеда, Каллисто, Титана и Тритона) объем льда составляет 24—25% от их общего объема, откуда мощность ледового покрова получается 90—118 км. (табл. 29). Расчетное время диссипации льда на орбите Юпитера, а также Урана и Нептуна составляет порядка  $10^{10}$  лет. За  $4,5 \cdot 10^9$  лет расчетная диссипация льда равна примерно  $12 \text{ км}$ , что составляет от 5 до 10% от установленной мощности ледовых покровов. Таким образом, все большие спутники планет-гигантов, кроме Ио, не имели условий для возникновения начального вулканизма из-за наличия у них мощного ледового покрова.

Таблица 29

Строение больших спутников планет-гигантов\*

Спутник	Средняя плотность $\rho$ ( $\text{г/см}^3$ )	% льда от V спутника	V льда ( $\text{км}^3$ )	H льда (км)	Время диссипации льда (лет)
Ио	3,55	0,5	$1,6 \cdot 10^6$	0,04	$2,1 \cdot 10^6$
Европа	3,04	15,0	$2,1 \cdot 10^9$	51	$2,7 \cdot 10^{10}$
Ганимед	1,94	24,0	$10 \cdot 10^9$	114	$4,5 \cdot 10^{10}$
Каллисто	1,83	25,0	$6,5 \cdot 10^9$	90	$3,6 \cdot 10^{10}$
Титан	1,9 (?)	24,0	$9,8 \cdot 10^9$	118	$8,4 \cdot 10^{10}$
Тритон	1,8 (?)	25,0	$4,5 \cdot 10^9$	90	—

\*  $\Sigma \rho = 3,66 + 1,0 = 4,66 \text{ г/см}^3$ ; %  $\text{H}_2\text{O} = 4,66 \text{ г/см}^3 / \rho_{\text{спт}}$ ; H льда =  $V_{\text{льда}} / S_{\text{спт}}$ ;  $t = M_{\text{льда}} / F$ .

Завершая обзор планет, необходимо отметить, что все они имеют многочисленные свидетельства раннего вулканизма и образования первичного, преимущественно мелководного, океана. Все планеты, включая и планеты-гиганты, в финале своей аккреции захватили из небулярного облака мощную газовую атмосферу, которая первоначально защищала планеты земной группы от метеоритной бомбардировки. Довольно быстро эта защита была разрушена планетозималями на Меркурии и Луне. На Венере, Земле и Марсе этого не произошло.



Состояние планет-гигантов полностью соответствует их огромной массе. Вулканизм здесь инициируется не только долгоживущими изотопами, но в значительной мере и особыми термодинамическими условиями, обеспечивающими уже на глубине порядка 1200—1500 км высокие давление и температуру, достаточные для запуска термохимических реакций. Постоянный вулканизм на протяжении всего времени существования определяет состояние планет-гигантов. В связи с этим данные объекты занимают промежуточное положение между звездным и планетным состоянием протовещества. Иными словами, это еще не звезды, но уже и не планеты. Их особое состояние не подпадает ни под какие существующие классификации, и, по-видимому, следует придумать для них какое-то особое положение в космологической шкале масс. Особый интерес представляют большие спутники планет-гигантов, являющиеся специфическими образованиями, верхняя оболочка которых мощностью 50—120 км сложена преимущественно водным льдом с примесью силикатной пыли конденсационного происхождения. При этом отмечается увеличение мощности ледяных покровов спутников с ростом объема их железосиликатного ядра. Подобная закономерность отмечалась нами для планет земной группы, у которых с увеличением металлического ядра возрастал объем железящей оболочки.

Проведенные исследования свидетельствуют, что в эпоху начального вулканизма физические условия на поверхности Земли и планет земной группы во многом были одинаковые. При отсутствии солнечного света и тепла в подогретых вулканизмом морских бассейнах под прикрытием мощной реликтовой атмосферы, создававшей парниковый эффект на планетах, могла возникнуть и получить определенное развитие прокариотная биосфера, подобная земной. Этому способствовало длительное (почти 400 млн лет) существование обширных, хотя и мелководных океанических бассейнов. Лишь в конце катархея с выходом Солнца на звездную стадию развития (3500 К) эти первичные океаны быстро (в течение 15—20 млн лет) диссипировали, превратив большую часть поверхности планет в безводную пустыню на сотни миллионов лет вперед. В этих условиях прокариотная биосфера на планетах могла существовать лишь в подповерхностной области в приэкваториальных зонах, где еще могла сохраниться вода. Пережив столь экстремальные условия, часть биосферы могла адаптироваться к ним и превратиться в чрезвычайно агрессивную биомассу по отношению, например, к современной земной биосфере. Если эта инородная прокариотная биосфера, необычайно устойчивая ко всяким изменениям природной среды, будет случайно занесена на Землю космическими аппаратами, то может начаться ее бурное развитие, подобное обыкновенной одноклеточной инфузории, которая за трое суток может создать жи-

вую массу порядка  $10^{23}$  г. В результате поверхность Земли может быть покрыта слоем микроорганизмов толщиной до 200 м и более. В катархея такие бурно развивающиеся массы прокариот, не имея конкурентов, создавали обширные ареалы жизни на площади в тысячи квадратных километров. Следы их деятельности остались в форме метаболитов — кварцитов, железистых руд, шунгитов, карбонатов и других образований, слагающих ныне крупнейшие месторождения железных руд, графитов, силикатов, диоксидов и т. д. Поэтому поиски внеземных биосфер должны сопровождаться чрезвычайными мерами предосторожности, исключающими всякую возможность занесения на Землю чужеродных ее биосфере организмов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В истории Земли выделены две главных эпохи вулканизма, которые повсеместно привели к формированию сиалического фундамента земной коры и в дальнейшем к образованию Мирового океана. Эпоха начального вулканизма, наступившая сразу после завершения аккреции планеты ( $4,5 \cdot 10^9$  лет), имела планетарный масштаб и длилась порядка 400 млн лет. На поверхность Земли было выброшено более  $6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  вулканического материала и около  $9,0 \cdot 10^7 \text{ км}^3$  воды. К концу катархея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет) после завершения интенсивной фазы вулканизма, гранитизации и метаморфизма на всей поверхности Земли был образован сиалический фундамент котлованов, которые занимали примерно половину площади земной поверхности и имели среднюю глубину не более 300—340 м.

В катархее Солнце пребывало еще в дозвездной стадии, и в эту эпоху фотолитическая диссипация гидросферы не происходила. Поэтому значительная часть первичного океана просуществовала до конца катархея ( $4,0 \cdot 10^9$  лет), т. е. до перехода Солнца в стадию звезды переменного блеска (3500 К). Резкое затухание вулканизма, а с ним и значительное сокращение поступления воды в результате начавшегося фотолитического разрушения уничтожили этот протоокеан:

$$t = 9 \cdot 10^{22} \text{ г} / F = 2,6 \cdot 10^7 \text{ лет},$$

где фотолитический поток ( $F$ ) с площади  $2,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2$  первичного океана равен:

$$F = 1,3 \cdot 10^7 \text{ г/год} \cdot 2,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 3,4 \cdot 10^{15} \text{ г/год};$$

т. е. первичный океан просуществовал немногим более 26 млн лет.

Тем не менее длительное существование первичного мелководного океана в течение большей части катархея (400 млн лет), сравнимое с длительностью существования мелководных морских бассейнов фанерозоя, создало благоприятные условия для появления и интенсивного развития прокариотной биосферы. В отсутствие солнечного тепла и света эта биосфера черпала энергию из подогреваемых вулканами морских бассейнов, а также парникового эффекта на земной поверхности, вызванного мощной реликтово-вулканической атмосферой. Доказательство этому — многочисленные метаболиты прокариот (кварциты, графит, сульфидные, магнетитовые и карбонатные осадки, мумифицированные останки микроорганизмов в породах алдания). Отсутствие признаков фотосинтеза — дополнительное доказательство существования Солнца в дозвездной стадии. Первые свидетельства фотосинтеза известны по находкам органических

остатков в вулканических породах серии Свазиленд (Южная Африка), в свите Фиг-Три возраста  $3,1 \cdot 10^9$  лет.

Вулканические породы с возрастом  $4,5—4,0 \cdot 10^9$  лет были обнаружены также на Луне (в возвышенных, горных областях), в то время как более молодые вулканы ( $3,9—3,6 \cdot 10^9$  лет) подняты с поверхности лунных «морей». Первые отражают начальный общепланетарный вулканизм на Луне, вторые — базальтовые излияния, вызванные массивной метеоритной бомбардировкой. Мощные вулканические образования, которые позже были кратированы метеоритами, обнаружены на всех планетах земной группы и больших спутниках планет-гигантов. По аналогии с Луной наличие кратеров на вулканический рельеф указывает на его более древний возраст ( $> 4,0 \cdot 10^9$  лет), который совпадает с начальным вулканизмом, происшедшим на Земле и Луне. Одновременность возникновения начального вулканизма на Земле и планетах свидетельствует о существовании общего энергетического источника. Это могли быть только короткоживущие изотопы  $^{235}\text{U}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и другие, обрушившиеся на поверхность планет вместе с остатками пылегазового облака в финале аккреции. Лавина короткоживущих изотопов накрыла окосолнечное пространство в результате взрыва молодой сверхновой звезды, развивавшейся по катастрофическому углеродно-азотному циклу. Если бы это произошло раньше, то обилие короткоживущих изотопов во всей мантии Земли и планет привело бы их к полному расплаву.

Нельзя не видеть сходства с земными тех условий, которые возникли на планетах земной группы в эпоху начального вулканизма. Это позволяет предположить возможность широкого развития на них мощной прокариотной биосферы, следы которой необходимо искать в областях развития начального вулканизма. Если бы в катархее Солнце находилось в современном спектральном классе (G, 6000 К), как это постулируется физической теорией, то прокариотная биосфера не оставалась бы 400 млн лет на одном и том же эволюционном уровне. Достаточно вспомнить, что в фанерозое при тех же условиях увлажнения, но при наличии горячего Солнца эволюция органического мира за те же 400 млн лет сделала стремительный скачок от прокариот и трилобитов до homo sapiens. Иными словами, если бы Солнце (согласно теории) достигло желтого спектрального класса 5,6 млрд лет назад, то развитие органического мира Земли могло начаться на 4 млрд лет раньше!

Продолжительность начального катархейского вулканизма полностью регламентируется длительностью жизни короткоживущих изотопов ( $10^6—10^8$  лет). Поэтому полное затухание вулканизма произошло  $4,0—3,9 \cdot 10^9$  лет назад. Последующие 3,9 млрд лет характеризуются значительным уменьшением интенсивности вулканизма на всей поверхности

Земли и полным его прекращением на других планетах. За столь длительный промежуток времени было образовано всего  $0,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  вулканического материала и  $1,35 \cdot 10^8 \text{ км}^3$  воды. Интенсивность вулканизма составляла всего  $0,35\text{—}0,01 \cdot 10^{15} \text{ км}^3/\text{год}$ , т.е. в 50—100 раз меньше, чем в эпоху начального вулканизма. Если собрать всю воду, образованную в позднем архее, протерозое и большей части фанерозоя, то возникший океан глубиной 480 м мог бы покрыть половину тогдашней поверхности Земли ( $5,2 \cdot 10^8 \text{ км}^2$ ). При среднем значении константы фотолиза  $F_p$  в протерозое, равной

$$F_p = 1,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \cdot \text{год},$$

время существования ( $t$ ) такого сравнительно мелководного океана было бы равно:

$$t = 1,35 \cdot 10^{23} \text{ г/}F = 3,0 \cdot 10^7 \text{ лет } (F = F_p \cdot 1/2 S_{\text{ок}}),$$

т.е. только одну сотую часть времени от  $3,9 \cdot 10^9$  лет!

В условиях слабого вулканизма и малого количества воды на поверхности Земли при преобладании низких, преимущественно отрицательных температур дальнейшая эволюция прокариотной биосферы катархея приостановилась. Вторая ее вспышка ( $2,3 \cdot 10^9$  лет назад) произошла в условиях слабого вулканизма. Поэтому основным источником энергии, способствующим этому оживлению органического мира, могло быть только возращение солнечного тепла за счет повышения температуры фотосферы Солнца до 4000—4500 К. С этого времени начавшиеся фотосинтез (преимущественно водных растений) и фотолиз молекулы воды стали постоянными источниками кислорода в земной атмосфере.

Следует отметить границу между поздним археем и протерозоем ( $2,6 \cdot 10^9$  лет). Она совпадает по времени с полным распадом долгоживущего изотопа  $^{40}\text{K}$  ( $2,62 \cdot 10^9$  лет), который был, по существу, единственным энергетическим источником слабого вулканизма данного этапа. Возможно, этим объясняется дальнейшее затухание вулканизма, продлившееся вплоть до конца мезозоя. Отсутствие или фрагментарность ледниковых отложений (тиллитов) в протерозое объясняется слабой увлажненностью суши, отсутствием сколько-нибудь обширных морских бассейнов, сухостью атмосферы и чрезвычайно низким режимом атмосферных осадков. Лишь в конце рифея (900 млн лет) появляются признаки кратковременного возрастания солнечной светимости и такого же быстрого ее падения, что нашло отражение в чередовании разрезов тиллитов с красноцветами, эвапоритами и каолиновой корой выветривания.

В фанерозое на фоне слабого вулканизма появляются и устойчиво существуют многочисленные мелководные морские бассейны. На рубеже девона и карбона (400 млн лет назад) Солнце перешло в стадию желтого

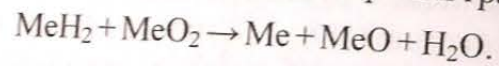
спектрального класса (6000 К). Под прикрытием образовавшегося озонового экрана, с использованием солнечного света, тепла и воды и с опорой на развитую прокариотную и эвкарриотную биосферу началось мощное эволюционное развитие органической жизни Земли одновременно с началом второй эпохи глобального вулканизма.

Вторая эпоха глобального вулканизма началась в конце мезозоя (поздняя юра) с приконтинентальных областей Индийского и Атлантического океанов и в центральной части Тихого океана. В позднем мелу и палеогене вулканизм охватил центральные области этих океанических бассейнов. Однако еще в миоцене срединные области будущих рифтовых хребтов оставались сушей. Несколько позднее, в миоцене-плиоцене, в опускание вовлекаются северо-западная окраина Тихого океана, своды срединно-океанических хребтов, формируются глубоководные желоба островных дуг. Скорость погружения дна Мирового океана в целом, как это видно из гипсометрии мелководных осадков (см. рис. 6, с. 43; 9, с. 59), стремительно нарастала начиная с рубежа 65 млн лет и в настоящее время достигла наивысшего значения  $0,8\text{—}1,0 \text{ мм/год}$ . За это время на поверхность Земли на площади более  $340 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  было вынесено более  $1 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  вулканического материала и  $2,3 \cdot 10^9 \text{ км}^3$  воды, или по массе  $3 \cdot 10^{24} \text{ г}$  и  $2,3 \cdot 10^{24} \text{ г}$  соответственно. В результате был впервые образован глубоководный Мировой океан, занявший более 2/3 поверхности Земли. Мощность вулканических пород составила 2,6 км. Грандиозные погружения земной коры с амплитудой до 8 км сопровождали вулканизм и одновременный вынос огромных масс воды, которые по объему более чем в два раза превысили объем вулканических пород. Столь значительное погружение земной коры могло произойти в разуплотненное пространство астеносферы по мере ее дегазации, дегидратации и вулканизма. Интенсивность кайнозойского этапа глобального вулканизма составила  $16,0 \text{ км}^3/\text{год}$ , т.е. сравнима с интенсивностью начального вулканизма в катархее. Однако продолжительность его оказалась значительно короче — всего 65—70 млн лет. В настоящее время интенсивность вулканизма упала до  $2\text{—}3 \text{ км}^3/\text{год}$ . Из вынесенных за время вулканизма на поверхность  $2,3 \cdot 10^{24} \text{ г}$  воды потеря на фотолиз составила  $6,3 \cdot 10^{23} \text{ г}$ . Это соответствует слою воды мощностью 1,5 км, т.е. при отсутствии фотолитической диссипации Мировой океан покрыл бы 90% поверхности суши.

Что стало источником второй — кайнозойской — эпохи глобального вулканизма? Почему спустя почти 4 млрд лет после завершения начального вулканизма возобновилась вновь, хотя и кратковременная (65—70 млн лет), но не менее интенсивная вспышка вулканизма, но теперь уже только на Земле и отчасти на Венере? По мнению автора, существовал еще один источник — зона радиогенного тепла (ЗРТ) на границе металлического ядра

и нижней мантии. Она образовалась в период гравитационной неустойчивости, когда после взрыва далеко проэволюционировавшей сверхновой лавина тяжелых долгоживущих изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$  накрыла сконденсированные к тому времени облака туманности вокруг ядер планет и прото-Солнца. Внешняя разряженная часть облаков, средняя плотность которых на расстоянии  $10^5$  км от ядер составляла порядка  $10^{-5}$  г/см<sup>3</sup>, а вблизи него возрастала до 0,1—1 г/см<sup>3</sup>, была в миллион раз меньше насыщена этими изотопами, чем область сгущений вблизи ядра. Последовавшая аккреция пылегазового материала захоронила обогащенную долгоживущими изотопами толщу нижней мантии. Поскольку период полураспада урана и тория более  $4,5 \cdot 10^9$  лет, то в полной мере разогрев нижней мантии начался, по меньшей мере, лишь спустя 4 млрд лет.

Таким образом, ЗРТ — это не только область особых термодинамических условий, но и зона радиогенного тепла, накопление которого привело в начале фанерозоя к запуску эндотермической реакции взаимодействия дигидридов и пероксидов металлов на верхней границе расплава ЗРТ:



Главным продуктом этой термохимической реакции является вода, которая в форме гидратированных соединений вместе со свободным водородом в течение фанерозоя поднималась к периферии планеты под пологом силикатического слоя, формируя вторичную зону расплава — астеносферу. Под секторами будущих океанов эта зона получила наибольшее развитие. При уменьшении давления в верхней мантии ассоциированная с легкими элементами Al, Si, S, Mg и другими гидратированная вода диссоциировала на свободную воду и стала основой для развития в астеносфере экзотермических гидролитических реакций.

Объем переработанного вещества нижней мантии, определяемый по размерам ЗРТ, позволяет оценить расход  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и тепла, выделившегося при этом в количестве  $3,8 \cdot 10^{31}$  кал. Этого тепла было вполне достаточно, чтобы запустить процесс инициирования кайнозойского глобального вулканизма. Если в эпоху начального вулканизма расплавлялось, по существу, вчерашнее метеоритное вещество пылегазовой туманности, содержащее ничтожное количество воды (0,5%), то в эпоху кайнозойского вулканизма разогреву подверглись верхняя мантия, насыщенная эндогенной водой, а также серпентинизированные и гидратированные породы силикатического и мафического слоев земной коры. Вот почему на долю вулканизма в кайнозойе пришлось уже десятая часть всей массы вынесенной на поверхность воды. При современном слабом вулканизме огромные объемы эндогенной воды продолжают поступать через рифтовые разломы срединно-океанических хребтов, глубинные разломы островных дуг, ювенильным путем и т. д.

Из приведенного следует, что принятие гетерогенной модели аккреции Земли и планет определяет все особенности их последующей эволюции. Первичны — металлическое ядро, насыщенная на границе с ним долгоживущими радиоактивными мантия и плотная реликтовая газовая атмосфера. Все остальное — это продукты эволюции протовещества.

Металлическое ядро имеется у всех планет, и от его массы, а следовательно, от силы гравитационного притяжения зависела масса сконденсированного вокруг него пылегазового облака. Эта зависимость через параметры радиуса планеты и ядра для Земли и Луны (по определению автора) имела примерно одинаковые значения: 1:5 — для ядра; 1:2,9 — ЗРТ; 1:2,2 — современной мантии. Таким образом, найденные пропорции позволяют определить параметры внутреннего строения всех планет и их спутников. По этому же принципу автором были получены соотношения между объемом планетного тела и объемом начального вулканизма, что позволило рассчитать мощность вулканических образований, массу воды и ее фотолитические потери после завершения вулканизма на всех планетах и их крупных спутниках.

Если же исходить из гомогенной аккреции планет и формирования планетных сфер за счет химической дифференциации, то ни один из этих вопросов не был бы решен. Дело в том, что в реальных термодинамических условиях мантии, где давление достигает десятков и сотен тысяч атмосфер, представить такую дифференциацию можно только математически. Однако физически осуществить подобный процесс нереально, и сделать этого еще никому не удалось.

Расчеты показывают, что при сохранении современной энергии солнечной светимости и при прекращении поступления эндогенной воды фотолитиз уничтожит современный глубоководный океан за 200 млн лет. А пока уровень океана продолжает подниматься со скоростью 2,6 мм/год и, как было показано в гл. III, этот процесс будет продолжаться еще какое-то время, после чего начнется падение уровня океана вследствие прекращения поступления эндогенной воды и преобладания фотолитических потерь.

Таким образом, огромные масштабы вулканизма, в ходе которого за  $4,5 \cdot 10^9$  лет на поверхность Земли было переброшено  $7,45 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> магматических пород, что составляет  $2,4 \cdot 10^{25}$  г по массе, или 14,6 км по мощности. Вместе с дегазацией, дегидратацией и теплопотерями это неизбежно ведет к уменьшению массы и объема Земли. Только за последний 1,0 млрд лет радиус Земли сократился на 13,3 км, а за всю историю — на ~60 км, или 1% от современного радиуса Земли. Следовательно, контракция Земли неизбежна и тектоника ее внешней каменной (силикатической) оболочки будет определяться в целом сокращением объема тела планеты. Динамическое проявление этого процесса выражается в устой-

чиво нисходящих вертикальных движениях сегментов земной коры. Все остальные движения, будучи производными такой аккреции, очень ограничены как в пространстве, так и во времени. Срединно-океанические рифтовые хребты — впрочем, как и многие возвышенности в пределах континентальных массивов и глубоководных котловин, — являются, по существу, остаточными возвышенностями, нередко осложненными мантийно-диапировой тектоникой, как это имеет место на срединно-океанических хребтах. Предположение о расширении Земли, т. е. о работе против силы тяжести, физически неосуществимо в планетарном масштабе. Срединно-океанические хребты не отражают расширение Земли, а сочетают в себе структуру остаточной возвышенности, возникшей при проседании платформ по обе стороны от нее, и структуру растяжения ее свода вследствие внедрения снизу мантийного диапира, который расколол этот свод рифтовым разломом. Поэтому в нем нередко обнажаются породы докембрийской коры, а местами — ультрамафиты мантийного диапира.

Установление явления океанизации позволяет с новых позиций осмыслить геологическую историю Земли, резко сузить и ограничить рамки дискуссий о природе и возрасте океана и, что самое важное, — поставить на научную основу прогнозирование эволюции природной среды.

Научная общественность должна, наконец, выйти из плена академических утопий неомобилизма и повернуться лицом к реально существующему природному явлению — океанизации Земли, начать его изучение и осознанно принимать необходимые решения для защиты прибрежных центров цивилизации от наступающего океана.

При этом необходимо скорректировать наше представление о «вечно» горячем Солнце, возраст которого «сравним» с возрастом Метагалактики, что следует из существующей с прошлого века физической модели полнотью водородного состава светила.

Согласно представленным здесь материалам, Солнце достигло современной светимости (6000 К) не 5,6 млрд лет назад, а всего лишь 400 млн лет назад в карбоне. Начавшееся сильное похолодание 0,5—1 млн лет назад — это показатель падения светимости Солнца, связанный с выработкой почти 97% содержащегося в нем водорода, которого в нем имелось не 100%, а только около 2%, как в метеоритах и пылегазовом облаке материнской туманности. В настоящее время заканчивающееся межледниковье уже в текущем тысячелетии может смениться очередным значительным похолоданием и наступлением нового ледникового периода. Поэтому проблемы современного потепления климата весьма кратковременны и могут закончиться уже в ближайшее десятилетие.

И наконец, необходимо обратить внимание на весьма высокую вероятность возникновения прокариотной биосферы на планетах земной

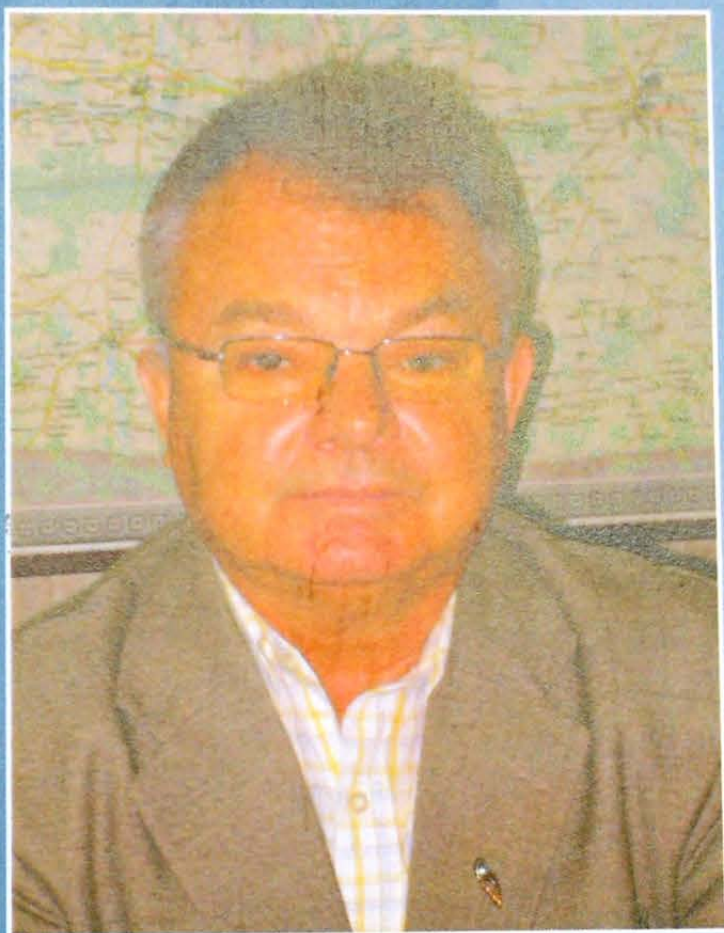
группы и Луне, так как физические условия на их поверхности в эпоху начального вулканизма были во многом сходны с земными. Однако в последовавшие 4 млрд лет полная стагнация, преобладание низких температур на поверхности, обезвоживание и воздействие жесткого солнечного излучения привели к тому, что значительная часть прокариотной биосферы на Земле и тем более на планетах погибла. Тем не менее небольшие остатки этой биосферы, пройдя все испытания, адаптировались к новым условиям и выжили. Если эти микроорганизмы с поверхности планет попадут в более благоприятные условия Земли, то нельзя исключить их бурного размножения, способного подавить современную прокариотную и эвкариотную биосферу нашей планеты. Катастрофические последствия этой инвазии для земной биосферы были бы неизбежны. Достаточно вспомнить пример инфузории-туфельки с массой  $10^{-11}$  г, которая при благоприятных условиях и отсутствии конкурентов способна всего за трое суток нарастить массу живого вещества до  $10^{23}$  г, в результате чего вся поверхность Земли может быть покрыта слоем живого вещества толщиной десятки и даже сотни метров.

## БИБЛИОГРАФИЯ

1. *Апродов В. А.* Вулканы М.: Мысль, 1982. 367 с.
2. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники М.: Недра, 1989. 382 с.
3. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1989. 382 с.
4. *Блюман Б. А.* Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных / под ред. В. Л. Масайтиса. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
5. *Блюман Б. А.* Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 98—111.
6. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли / под ред. Е. Ф. Саваренского. М.: Мир, 1974. 373 с.
7. *Булин Н. К.* К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 87—101.
8. *Булин Н. К.* Мощность твердой земной коры океанов и морей // Геология морей и океанов: тез. докл. XII Междунар. школы морской геологии. М., 1999. Т. 2. С. 222—223.
9. *Булин Н. К.* Рецензия на кн. Резанова И. А. «Эволюция представлений о земной коре» // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 251—256.
10. *Буллен К. Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 380 с.
11. *Вайн Ф., Мэтьюз Д.* Магнитные аномалии над океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32—37.
12. *Васильев Б. И.* Глубинное строение и проблемы происхождения Тихого океана. Владивосток, 1992. 160 с.
13. *Васильев Б. И., Чой Д., Микина И. В.* Геология океанов и морей вокруг Австралии // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 148—162.
14. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. 696 с.
15. *Влодавец В. И.* Вулканы Земли. М., 1973. 168 с.
16. *Войткевич Г. В.* Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1973. 167 с.
17. *Войткевич Г. В., Закруткин В. В.* Основы геохимии. М.: Высш. шк., 1976. 386 с.
18. *Голубев В. К., Сократов С. А., Шишков В. В.* Влияние Арктического ледяного покрова на содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере Северного полушария // Горизонты географии. М., 2005. С. 302—310.
19. *Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена.* М.: Мир, 1968. 384 с.
20. *Жарков В. Н., Трубицин В. П., Самсоненко Л. В.* Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука, 1971. 383 с.
21. *Зимы нашей планеты* / под ред. Б. Джона. М.: Мир, 1982. 334 с.
22. *Изменения уровня моря.* М.: Изд-во МГУ, 1982. 310 с.
23. *Кауфман У.* Планеты и Луна. М.: Мир, 1982. 216 с.
24. *Кесарев В. З.* Эволюция вещества Вселенной. М.: Атомиздат, 1976. 182 с.
25. *Клиге Р. К.* Изменение водного режима. Глобальные изменения в гидросфере // Глобальные изменения природной среды. М: Научный мир, 2000. С. 171—183.
26. *Клиге Р. К., Даишков И. Д., Конищев В. Н.* История гидросферы. М.: Мир, 1998. 369 с.
27. *Котляков В. М.* Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 432 с.
28. *Ладюри Э. Ле Руа.* История климата с 1000 года / пер. с франц. Л.: Гидрометеониздат, 1971. 200 с.
29. *Ле Пишон К., Франинто Ш., Бонин Ж.* Тектоника плит / пер. с англ. М.: Мир, 1977. 287 с.
30. *Леонтьев О. К.* Морская геология. М.: Высш. шк., 1982. 344 с.
31. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 277 с.
32. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
33. *Майерхофф А., Майерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 377—456.
34. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли. М.: Недра, 1978. 146 с.
35. *Мархинин Е. К.* Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
36. *Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
37. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. М.: Мир, 1975. Ч. 1. 575 с.
38. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. М.: Мир, 1976. Ч. 2. 483 с.
39. *Менард Г. Ч.* Геология дна Тихого океана / пер. с англ. М.: Мир, 1966. 272 с.
40. *Монин А. С.* Ранняя геологическая история Земли. М.: Недра, 1987. 261 с.
41. *Океанология.* Геология океана / под ред. А. С. Монина, А. П. Лисицина. М.: Наука, 1980. 464 с.
42. *Орленок В. В.* Физические основы эволюции перисферы Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 248 с.
43. *Орленок В. В.* Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя // Тихоокеанская геология. №4. Хабаровск: Наука, 1983. С. 88—100.
44. *Орленок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 184 с.
45. *Орленок В. В.* К оценке баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, №5. С. 1191—1194.
46. *Орленок В. В.* Вода в истории Земли и планет. М.: Знание, 1990. 47 с.
47. *Орленок В. В.* Морская сейсмоакустика / Калинингр. ун-т. Калининград, 1997. 176 с.
48. *Орленок В. В.* История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 245 с.
49. *Орленок В. В.* Основы геофизики / Калинингр. ун-т. Калининград, 2000. 446 с.
50. *Орленок В. В.* История океанизации и доокеанического прошлого Земли // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 54—87.

51. Орленок В. В. Глобальный вулканизм и океанизация Земли. Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2008. 226 с.
52. Орленок В. В. Сокращение радиуса и определение теплопотерь Земли и планет в свете новейших данных // ДАН. 2009. Т. 427, № 1. С. 106—111.
53. Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. 244 с.
54. Проблемы освоения Мирового океана / под ред. М. М. Ермолаева / Калинингр. ун-т. Калининград, 1977. 168 с.
55. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977. 215 с.
56. Резанов И. А. Жизнь и космические катастрофы. М.: АГАР, 2003. 235 с.
57. Резанов И. А. Почему следует негативно относиться к плейттектонике? // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 9—54.
58. Резанов И. А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 297 с.
59. Рудич Е. М. Мелководные фации Мирового океана // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 218—234.
60. Рудник В. А., Собоотович Э. В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
61. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
62. Собоотович Э. В. [и др.]. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
63. Стейси Ф. Физика Земли / пер. с англ. М.: Мир, 1972. 342 с.
64. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1—2.
65. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 530 с.
66. Трухалев А. И., Погребницкий Ю. Е., Шулятин О. Г. Базит-гипербазитовые породы фундамента Срединно-Атлантического хребта: геологические и геодинамические аспекты // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 122—136.
67. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
68. Успенский Е. П. Строение, закономерности и механизмы развития гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст. / отв. ред. В. В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 162—186.
69. Хаббард У. Внутреннее строение планет. М.: Мир, 1987. 328 с.
70. Хесс Г. История океанических бассейнов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 9—26.
71. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1973. 160 с.
72. Шепард Ф. П. Морская геология / пер. с англ. Л.: Недра, 1976. 483 с.
73. Шкловский И. С. Звезды: их рождение и смерть. М.: Наука, 1984. 384 с.
74. Ahrens T. J., O'Keefe J. D., Lange M. A. Formation of atmospheres during accretion of the terrestrial planets // Atreya S. K., Pollack J. B., Matthews M. S. (Eds.), Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres. Univ. of Arizona Press, Tucson, AZ, 1989. P. 328—385.

75. Appel P. W. U. The Isua iron ore deposit at Isukasia, West Greenland // Open File Ser. 31. Geol. Survey of Greenland, 1991.
76. Arrhenius G., Lepland A. Accretion of Moon and Earth at the emergence of life // Chemical Geology. 2000. N 169. P. 69—82.
77. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific structure of oceanic lithosphere revealed by long-shot experiment // Gophys. Pacific Ocean Basin and Margin. Washington, D. C., 1976. V. 19. P. 135—163.
78. Bertout C. Observations of young stellar objects // Dupree A. K., Lago M. T. V. T. (Eds.). Formation and Evolution of Low Mass Stars / Kluwer Academic Publishing. Boston, 1988. P. 45—64.
79. Dalrymple G. B. The Age of the Earth. Stanford Univ. Press, 1991. 474 p.
80. Dietz R. S. Continental and ocean basin evolution by spreading of sea floor // Nature. 1961. Vol. 190, N 4779. P. 854—857.
81. Hess H. H. History of ocean basin // Petrol. Studies, a volume in honor of A. F. Buddington. 1962. P. 599—620.
82. Hunten D. M. Atmospheric evolution of the terrestrial planets. 1993. Science 259. P. 915—925.
83. Initial Rep. Deep-Sea Drilling Proect. U. S. Government Printing office. Washington D. C., 1969—1982. V. 1—58.
84. Initial Rep. Deep-Sea Drilling Proect. National science foundation // National ocean sediment coring program. Washington, 1969—1982.
85. Imbrie J., Imbrie K. P. Ice ages. Solving the mystery. 1979. 260 p.
86. Kamber B. C., Moorbath S. Initial Pb of the Amitsoq gneiss revisited: implications for the timing of early Archaean crustal evolution in West Greenland // Geol. 1998. N 150. P. 19—41.
87. Lambeck K. Effects of tidal dissipation in the oceans on the Moon's orbit and the Earth's rotation // J. Geophys. Res. 1975. N 80. P. 2917—2925.
88. Mitchell J. M. The changing climate, in Energy and climate // Studies Geophysics. National Academy of Sciences. Washington, 1977. P. 51—58.
89. Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst J. R. Early Archean age for the Isua iron formation // Nature. 1973. N 245. P. 138.
90. Mojzsis S. J. [et al.]. Evidence for life on Earth before 3800 million years ago // Nature. 1996. N 384. P. 55—59.
91. Nutman A. P., Mojzsis S. J., Friend C. R. L. Recognition of 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the early Archaean Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. N 61. P. 2475—2484.
92. Orlenok V. V. The evolution of ocean Basins during Cenozoic time // I. Petrol Geol. 9. 1986. V. 2. P. 207—216.
93. Orcutt I. A. The analysis of the oceanic long line refraction profile // Trans. Amer. Geophys. Un. 1976. V. 57, N 12. P. 119—205.
94. Raith R. W. The crustal rock. The sea. Wiley. N.-Y., 1963. P. 85—102.
95. Suess E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1883—1909.



**Вячеслав Владимирович Орленок** – выпускник Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова (1963), доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, декан факультета географии и геоэкологии Российского государственного университета имени И. Канта. Организатор и участник более 30 морских и океанских геолого-географических экспедиций. Основные научные интересы лежат в области физики Земли, планетологии, морской геологии и геофизики, геоэкологии.

Профессором В. В. Орленком заложены основы нового научного направления – петрофизика дна океана; разработана теория океанизации Земли (1980–1987); впервые рассчитаны количественные значения эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы, определена константа фотолиза и получено новое уравнение водного баланса. Установлены две эпохи глобального вулканизма – начального в катархее и кайнозойского в финале эволюции Земли. Разработана методика расчета объемов и мощности вулканитов и воды, образовавшихся на Земле, Луне и планетах.

Автор более 250 научных работ, в том числе 10 монографий, 9 учебников и учебных пособий. Составитель и редактор 14 межвузовских сборников научных статей; главный редактор и соавтор «Географического атласа Калининградской области» (2002). Монография «История океанизации Земли» удостоена золотой медали им. П. П. Семенова-Тян-Шанского Русского географического общества (1999)

ISBN 978-5-9971-0022-3



9 785997 100223