



О. Н. ЛЕФЛАТ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ПРИРОДНЫЕ ГЕОСФЕРЫ:
ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ

Издательство Московского университета

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

Географический факультет

О. Н. Лефлат

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ПРИРОДНЫЕ ГЕОСФЕРЫ: ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ

Учебное пособие

Издательство Московского университета
2004

УДК 551.8
ББК 63.2
Л53

Рецензенты: д-р геогр. наук, проф. С. П. Евдокимов
д-р геогр. наук, проф. А. А. Свиточ

Лефлат О. Н.

Л53 Палеогеография. Природные геосферы: образование и развитие: Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 128 с

ISBN 5–211–05019–3

Кратко изложена часть курса “Палеогеография”, который читается на географическом факультете МГУ. Рассматривается возникновение и развитие частных геосфер, образующих географическую оболочку. Последовательно освещены вопросы возникновения и развития земной коры и рельефа, гидросферы и атмосферы, становления биосферы и эволюции живых организмов. Описаны история формирования растительного покрова, животного мира планеты, этапы развития Человека.

Для студентов, аспирантов и стажеров географических специальностей.

УДК 551.8
ББК 63.2

ISBN 5–211–05019–3 © Лефлат О. Н., 2004
© Географический факультет МГУ, 2004

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие представляет собой конспективное изложение курса “Палеогеография”, который был в 50-х годах введён в государственный общеобразовательный стандарт высшего профессионального образования СССР по специальности “География”. На географическом факультете МГУ этот курс читался акад. К. К. Марковым до 1960 г. и завершилось его чтение изданием книги “Палеогеография” (Марков, 1960). С середины 80-х годов этот курс был введён в учебный план государственных университетов СССР. Учебных пособий по данной дисциплине мало, практически в качестве основного пособия до сих пор используется та же книга К. К. Маркова – “Палеогеография” (1960), которая, несмотря на то, что многие научные концепции её устарели, по своему построению и последовательности изложения основ дисциплины остаётся наиболее приемлемым учебником. Учебное пособие должно помочь учащимся сориентироваться во множестве проблем развития и становления природы нашей Земли.

Основные представления, изложенные в учебном пособии, складывались в 60–80-х годах в период работы автора в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. Автор выражает признательность ее сотрудникам за неизменную доброжелательность, а также благодарит ведущего научного сотрудника кафедры геоморфологии и палеогеографии В. И. Мысливца за внимание и постоянную поддержку, проф. С. П. Евдокимова, проф. А. А. Свиточа за ценные критические замечания и лаборанта А. В. Жукова за помощь при подготовке рукописи к изданию.

Иллюстративный материал заимствован из изданий “Fossiles” (Н. Rhodes, Н. Zim, Р. Shafer, 1962), “История жизни на Земле” (З. Шпинар, 1977), “История Земли” (Р. Флинт, 1978).

Глава I. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ В СИСТЕМЕ НАУК О ЗЕМЛЕ И ИСТОРИЯ ЕЁ СТАНОВЛЕНИЯ

Слово “палеогеография” означает описание древней Земли. Наука “Палеогеография” входит в систему географических наук. Объектом изучения географии является географическая оболочка, представленная разнообразием ландшафтов. Понимание современного состояния географической оболочки и тенденций её развития невозможно без исторического подхода к изучению ландшафтов, т. е. без изучения древних ландшафтов, предшествовавших современным. Следовательно, география – наука историческая, а *палеогеография* является одним из её направлений, выполняющих задачу изучения истории современной ландшафтной оболочки.

Объектом палеогеографии является географическая оболочка. Предмет же палеогеографии – это история географической оболочки, особенности её развития как в ближайшем прошлом, так и в отдалённые геологические эры, периоды, эпохи.

В системе наук о Земле палеогеография занимает не вполне однозначное положение, поскольку она входит в систему географических наук, а также её включают в систему геологических наук, в науку под названием “Историческая геология”. И то, и другое не является ошибочным, необходимо лишь четкое определение задач исследования, понимание объекта и предмета науки.

Для географа палеогеография через реконструкцию древних ландшафтов призвана показать историю развития географической оболочки в целом (не только литосферы), а также историю ландшафтов в той или иной ее части.

Для геолога задача палеогеографии – реконструировать природные условия прошлого для характеристики древних ландшафтов; реконструкция же древних ландшафтов нужна для понимания процессов осадконакопления в прошлом, для определения генезиса

исследуемых пород. В результате палеогеографического исследования геолог выясняет закономерности размещения полезных ископаемых, решает многие другие поисковые задачи.

Задачи у палеогеографии “географической” и “геологической” (по К. К. Маркову) разные, но в обоих случаях необходима реконструкция древних ландшафтов. Поэтому в ходе исследовательской работы, несмотря на разные задачи, необходимы одинаковые шаги на начальных этапах работы. Поскольку физико-географические условия прошлого недоступны прямому наблюдению, и сведения о них представлены в виде различного рода следов в горных породах и рельефе, восстанавливаются эти условия с использованием геологических методов исследования. *Стратиграфия* – направление в геологии – становится необходимой частью палеогеографии: без стратиграфии нет палеогеографии. *Учение о фациях* – чисто геологическая наука – также является составной частью палеогеографического исследования, поскольку геологическая фация – это ископаемый ландшафт. Через изучение фаций и их закономерных комплексов исследователь-палеогеограф составляет представление о развитии частей земной поверхности от небольших по площади до крупных, вплоть до материков; в конце концов он стремится к познанию законов развития природы поверхности всей Земли в целом. В палеогеографии приходится пользоваться геологическими методами исследования и необходимо хорошо ориентироваться в системе геологических наук.

Двойственность положения палеогеографии в системе наук о Земле заставляет оговаривать специально задачи палеогеографического исследования и уделять особое внимание в научных работах употребляемым терминам, поскольку они могут неодинаково пониматься. Именно поэтому Константин Константинович Марков ввёл в употребление термин “историческое земледевение” как синоним термина “географическая” *палеогеография*.

Палеогеография является частью физической географии и изучает историю географической оболочки: её состояние в прошлом (как в ближайшие, так и в отдалённые геологические времена), закономерности её изменений во времени, приведшие к современ-

ному её состоянию, прогноз изменений в будущем. Палеогеография призвана выявлять не только общие закономерности развития географической оболочки, но и выяснять происхождение любого явления или свойства географической оболочки (генезис), определять его возраст (время образования) и устанавливать основные этапы его формирования, поскольку современная физическая география изучает географическую оболочку в развитии, в динамике, а не в статике.

Для достижения этой цели используются данные всех естественных наук, в том числе фундаментальных – физики, химии, биологии. “Живая ткань науки, особенно, науки о Земле, часто лишь формально делится на куски. Многие отрасли знания возникают “на стыке” двух давно установившихся наук. Подобные “пограничные” области наук часто представляют собой наиболее живые “точки роста” науки, они питаются опытом и идеями не одной, а двух или нескольких смежных наук” (К. К. Марков, 1960, стр. 8).

Истории палеогеографии как самостоятельному направлению в физической географии уделяется в литературе большое внимание. Достаточно упомянуть работы К. К. Маркова, М. Ф. Веклича, Д. И. Гордеева, К. Грегори, Ю. Я. Соловьёва, С. П. Евдокимова, М. М. Голубчика – главные работы, которые привели это научное направление к его современному состоянию и его статусу в науках о Земле.

Палеогеография как наука могла возникнуть лишь тогда, когда воззрения об изменчивости природы поверхности Земли во времени получили широкое распространение. Эти взгляды оформились только к середине XVIII в. Можно признать основоположниками воззрений на природу как на развивающуюся материальную систему немецкого философа И. Канта (1724–1804) и русского ученого М. В. Ломоносова (1711–1765).

И. Кант – создатель небулярной космогонической гипотезы (1755), в которой Вселенная представляется как развивающаяся система. М. В. Ломоносов в труде “О слоях земных” (1763) пишет “...видимые телесные на земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начал от создания, как нынче находим, но вели-

кие происходили в нем перемены, что показывают История и древняя География, с нынешнею снесенная” (цитировано по К. К. Маркову, 1960, стр. 14). В этом утверждении заложен широко применяемый вначале интуитивно, а затем осознанно метод актуализма (далее к этому методу мы будем постоянно обращаться).

В дальнейшем эти представления разрабатываются геологами, биологами, географами. Появляется наука *натуральная история* или *естественная история*. Московский университет с 1788 г. имел кабинет натуральной истории. В 1805 г. при Московском университете образовалось Общество испытателей природы; оно существует и сейчас – МОИП – Московское общество испытателей природы. Члены Общества читали лекции по натуральной истории “для любознательной московской публики”. Яркими представителями этой школы были проф. Григорий Ефимович Щуровский, читавший курс геологии и минералогии; проф. Карл Францевич Рулье (1814–1858) – создатель школы зоологов-эволюционистов, он обнаружил, в частности, что ископаемая фауна окрестностей Москвы имела тропический характер, потом – умеренный и холодный.



Иммануил Кант



М. В. Ломоносов



К. Ф. Рулье

Натуральная история как отрасль науки и как учебная дисциплина в университете представляла собой синтез биологии, геологии и географии, в основе которого лежал эволюционный взгляд на природу Земли.

Параллельно с Московским университетом естественноисторические идеи развивались и в Русском географическом обществе, которое возникло в 1845 г. Одним из основателей его был Карл Максимович Бэр – биолог, биогеограф, создавший в числе прочих труды “История развития животных”, “О развитии жизни на Земле”.

Обращаясь к западноевропейской науке, снова нужно сказать об Иммануиле Канте, географе, 40 лет читавшем курс географии в Кенигсбергском университете. Он был основоположником воззрений на природу как на развивающуюся систему. Но, будучи строгим логиком, он “отдал” изучение процесса развития природы историкам, утверждая, что география должна заниматься только описанием одновременных явлений. Противопоставление истории и географии, принятое И. Кантом скорее следуя формальной логике, было доведено его последователями до абсурда. Пространственная – *хорологическая* – концепция географии задержала восприятие динамической концепции географии, что в дальнейшем нанесло много вреда развитию географической науки; последствия этого сказываются и в настоящее время. Конечно, необходимость статического анализа в географии есть: для каждого временного среза, некоего “остановившегося мгновения”, необходимо иметь, возможно, более детальную пространственную картину состояния поверхности Земли. Однако следует при этом осознавать, что со-

стояние поверхности планеты не остаётся неизменным даже в масштабе годового исчисления времени.

В западноевропейской географии первой половины XIX в. замечательны труды Александра Гумбольдта (1769–1859). Основной труд его жизни – “Космос” – содержит общую картину Вселенной и Земли; в нем объясняются явления природы в их взаимной связи как целое, движимое и оживляемое внутренними силами. Труд этот на русском языке издавался дважды в переводе Н. Фролова. Не будет преувеличением считать, что этот труд окончательно утвердил естественноисторическое направление в мировой географии и расчистил путь к окончательному оформлению *палеогеографии* в системе физико-географических наук.



Александр Гумбольдт

Однако термин “палеогеография” появился позднее. По Ю. Я. Соловьёву (Евдокимов, 1991) автором этого термина был Н. А. Головкинский, и употреблён этот термин был им в 1870 г. на XVII заседании Общества естествоиспытателей при Казанском университете. Но широкое распространение этот термин получил лишь в самом конце XIX в. благодаря работам русского геолога А. П. Карпинского.

Итак, в первой половине XIX в. в естествознании сформировались идеи о развитии природы Земли и о современном лике Земли как результате этого развития.

XIX в. и особенно его вторая половина замечательны тем, что происходила очень быстрая дифференциация естественных наук. География теряет свою целостность: от неё окончательно отделяется как самостоятельная наука геология, а затем в ней появляются множество отраслевых наук – геоморфология, гидрология и в

ней океанология, климатология, биогеография, почвоведение. Эти науки развиваются очень быстро вместе с развитием техники.

В конце XIX в. западноевропейское естествознание оказалось под влиянием идей Жоржа Кювье (1769–1832) – первого палеонтолога, который блестяще реконструировал по ископаемым костям облик древних животных; результаты его работ широко публиковались и вызывали живой интерес не только ученых, но и всей читающей публики. Кювье считал, что в развитии Земли главную роль играют катастрофы, причины которых непознаваемы. По его представлениям каждая катастрофа приводила к полной смене населения нашей планеты. Этот взгляд получил название концепции катастрофизма в развитии Земли и стал официальным. Концепция катастрофизма задержала развитие эволюционного подхода к истории природы Земли. Можно предположить, что это было связано с личностью Ж. Кювье и его авторитетом в научных кругах. Жорж Кювье был прекрасным исследователем, он стал основоположником описательной палеонтологии.

Катастрофизм как концепция довольно скоро становится тормозом в дальнейшем развитии науки. В начале 30-х годов XIX в. выходит фундаментальный труд Ч. Лайеля “Основы геологии или попытка объяснить древние изменения поверхности Земли действующими и сейчас процессами”. В этом сочинении утверждались эволюционные идеи медленного и неуклонного преобразования Земли, предполагалась преемственность геологической истории. Ч. Лайель утверждал принцип однообразия развития неорганической природы, повторяемость одних и тех же явлений, совершающихся в длительной геологической истории. В этом труде он разрабатывает принцип, названный им принципом униформизма. Заметим также, что с именем Чарльза Лайеля связано также становление четвертичной геологии, сыгравшей большую роль в развитии палеогеографии как географической науки.

Униформизм не объяснял многообразия явлений прошлого, запечатлённого в горных породах, особенно по отношению к эволюции организмов. Эволюционный взгляд на развитие органического мира окончательно оформился в труде Ч. Дарвина “Происхождение

ние видов путем естественного отбора” (1859). Элемент историзма, т. е. использование сравнительно-исторического метода – неотъемлемая часть воззрений Ч. Дарвина. Сравнительно-исторический метод в естествознании указывает на необратимость развития живой и неживой природы, а эта позиция была упущена в концепции униформизма. В дальнейшем концепция униформизма была заменена методом актуализма, который принимает за основу при объяснении явлений прошлого современные аналоги, но вводит в них поправки на время.

В конце XIX вв. появляются фундаментальные труды, в которых продолжается развитие палеогеографии. Это “Происхождение Альп” (1875) и “Лик Земли” (1883–1909) Э. Зюсса; “Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды” (1882) А. П. Карпинского и др. Палеогеография становится самостоятельной отраслью знания в системе геологических наук. Данный факт обусловлен запросами геологической практики, нуждающейся в выяснении генезиса полезных ископаемых для обоснования поисков их залежей. Успешно разрабатывается методика определения условий отложения осадочных пород на основе актуализма. Одной из важных задач палеогеографии становится определение границ морских бассейнов в прошлом. По месту в системе естественных наук палеогеография в это время считается разделом исторической геологии.

На рубеже XIX и XX в. появляется много работ по геологии и палеогеографии четвертичного времени. В них разрабатывается ледниковая теория (Д. Гейки, П. А. Кропоткин, О. Торелль), дается генетическая классификация четвертичных отложений (А. Павлов), рассматриваются климаты ледниковых и межледниковых эпох (А. И. Воейков, Л. С. Берг, В. А. Обручев, В. Н. Сукачев). Происходит становление четвертичной геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) в качестве самостоятельной дисциплины, и эту дисциплину трудно назвать чисто геологической дисциплиной. В её становлении географы и география играют не меньшую, а скорее даже большую роль, чем геологи с традиционным геологическим знанием. Для понимания закономерностей раз-



А. И. Воейков



Л. С. Берг

вития природы в четвертичное время важнейшую роль стали играть проблемы палеоклиматологии, в частности, проблема появления и развития континентальных ледниковых покровов как функции климата. Решение этой проблемы невозможно без знания климатологии – географической науки. С другой стороны палеогеографический анализ стал играть все более заметную роль в географии, и в первую очередь для понимания строения современной ландшафтной оболочки, поскольку для этого не всегда достаточно знания лишь современных физико-географических условий. Палеогеография стала отраслью знания, находящейся на стыке геологии и географии. В этом качестве палеогеография развивалась очень интенсивно всю первую половину XX в. Появилось большое количество фундаментальных работ, с одной стороны связанных с палеогеографией четвертичного времени, с другой стороны, имеющих методологическое значение. Получает развитие учение о фациях. Большой вклад в его разработку вносит Д. В. Наливкин, труды которого по этой проблеме были обобщены в фундаментальном произведении “Учение о фа-

циях” (1955). В трудах А. Д. Архангельского, а позднее в трудах Н. М. Страхова на первое место выдвигается выяснение обстановки накопления той или иной осадочной толщи на основе сравнения с условиями накопления современных осадков. Этими работами окончательно утвердилось сравнительно-литологическое направление в палеогеографии.

С конца 20-х—начала 30-х годов происходит активизация палеогеографических исследований в первую очередь потому, что существенно возрастает объём геологического материала, полученного в ходе опорного и поисково-разведочного бурения. В связи с этим расширяются возможности для восстановления прошлых физико-географических обстановок. При этом развитие точных методов в геологии отражается на состоянии палеогеографических реконструкций: в широких масштабах применяются геофизические и геохимические методы, совершенствуются литологические методы, устанавливаются количественные критерии. Особо следует отметить зародившийся при изучении торфяников спорово-пыльцевой анализ, который совершенствуется и плодотворно используется при реконструкции природных условий четвертичного времени. Палеогеография начинает использовать большое количество разных методических приёмов, дающих возможность составлять палеогеографические карты, на которых предпринимаются попытки показать физико-географические условия прошлого.

Одним из фундаментальных произведений является изданный в 1959 г. труд крупнейшего геолога Л. Б. Рухина “Основы общей палеогеографии”, в котором наиболее полно для этого времени изложены методы палеогеографических исследований



В. Н. Сукачев



К. К. Марков

и приведены характеристики типов древних ландшафтов. Тогда же появляются обобщающие работы крупнейшего литолога Н. М. Страхова: “Основы теории литогенеза” (1960), “Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли” (1963).

70-е годы следует выделить в развитии палеогеографии как географической науки. Этот этап связывается с деятельностью крупнейшего географа К. К. Маркова (1905–1980). Ещё в 20–30-х годах, когда в Географическом институте в Петрограде Я. С. Эдельштейном и его учеником К. К. Марковым в лекциях закладывались основы палеогеографии четвертичного периода, Марков разрабатывает проект изучения опорных разрезов на территории СССР на базе комплекса аналитических методов. Эти замыслы были частично реализованы только в 60–70-х годах. Основанием для их реализации послужило быстрое развитие методологии палеогеографических реконструкций: выявление признаков осадочных пород, свидетельствующих о тех или иных условиях осадконакопления (их называют индикаторами условий осадконакопления). Так, биогеографическое распределение ископаемой флоры и фауны оказалось одним из самых чувствительных индикаторов климата. Интенсивно развивались исследования в области палеомагнетизма и разработка палеомагнитного метода в палеогеографии; появились палеотермометрические методы количественного определения температуры воды древних водоёмов и т. п.

На XXIII сессии Международного географического конгресса (1976 г.) впервые была представлена палеогеографическая тематика, и в секции “Геоморфология и палеогеография” была выделена подсекция палеогеографии. Развитие палеогеографического

направления в географии сопровождалось изданием соответствующих методических руководств и учебных пособий, быстрым увеличением объёма работ, выполняемых в этой развивающейся области знания. Появились теоретические работы: так в 1965 г. была опубликована работа К. К. Маркова с пространственно-временной концепцией развития геосистем; в 1966–72 гг. вышли научные труды, в которых обосновывалась космическая сущность всех ритмических явлений в природе Земли (Г. К. Тушинский, А. В. Шнитников, Е. В. Максимов).

В 1968 г. была основана Лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена при кафедре общей физической географии и палеогеографии географического факультета МГУ. Результатом её работы стала серия монографий под редакцией К. К. Маркова, посвящённых изучению опорных разрезов на территории СССР (1971–78 гг.). В трудах П. А. Каплина, С. Д. Николаева, А. А. Свиточа, З. В. Алёшиной, Н. Г. Судаковой, Т. Д. Боярской, Н. С. Болиховской и многих других опубликованы современные палеогеографические данные, полученные в результате многолетних исследований большого научного коллектива сотрудников лаборатории.

С 60-х годов палеогеографическое направление интенсивно развивается в АН СССР в Институте географии, где существует и активно работает отдел палеогеографии под руководством проф. А. А. Величко. Труды этого отдела составляют значительную долю многочисленных выпусков, посвящённых съездам Международной организации INQUA (Международная ассоциация по изучению четвертичного периода), возникшей ещё в 1938 г. и регулярно работающей по настоящее время. По инициативе руководителя отдела проф. А. А. Величко в системе географических наук появилось новое направление – эволюционная география, включающее в себя палеогеографию как непременную составляющую. Есть все основания утверждать, что палеогеографическое направление в настоящее время занимает весомое положение в системе географических наук.

Современная палеогеография подразделяется на общую палеогеографию, компонентную и региональную. Древо географической

науки имеет два главнейших ствола – физическую и экономическую географию; палеогеография составляет мощную ветвь на физико-географическом стволе. Однако и на экономико-географическом стволе тоже есть палеогеографические ветви в виде исторической географии и совсем новой науки – палеоэкологии, которая формируется у нас на глазах.

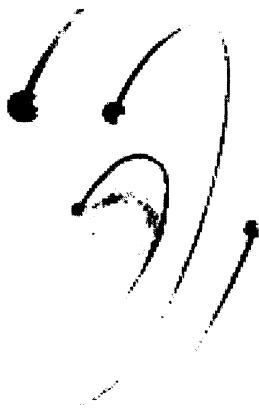
Глава II. КОСМОГОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Космогония – это раздел астрономии, наука о происхождении и развитии небесных тел и их систем. Приступая к изучению палеогеографии, следует начать с происхождения Земли, а поэтому коснуться общих представлений о развитии Солнечной системы, которую составляют центральная звезда Солнце и

планеты: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон.

Согласно господствующим в настоящее время представлениям (гипотеза аккреции) Солнечная система, как и множество других систем во Вселенной, образовалась из облака газов и пыли, возникшего в результате эволюционного уплотнения космической материи. Импульсом, который вывел это облако из равновесного состояния, был взрыв сверхновой звезды, находившейся в непосредственной близости. Привлечение катастрофического элемента – взрыва –

необходимо для объяснения разнообразия химических элементов, составляющих нашу планету (нуклеосинтез), в том числе естественно радиоактивных. При взрывах происходит синтез атомов тяже-



лых радиоактивных элементов (уран, торий). Зная современную встречаемость двух изотопов одного элемента, можно построить для них кривые изменчивости запасов во времени. Такие расчёты сделаны для урана-235 (период полураспада 710 млн лет) и для урана-238 (период полураспада 4,5 млрд лет), их современное соотношение 1:139. Точка пересечения этих кривых на временной координате соответствует тому моменту времени, когда их встречаемость в природе была одинаковой, т. е. моменту взрыва. Это было около 6 млрд л. н. (Мир географии, 1984).

При нарушении равновесия гравитационные силы привели к сжатию облака, центр которого начал светиться за счет энергии сжатия, положив начало Солнцу. Материал, удалённый от Солнца, постепенно концентрируется в солярное облако, сгущения которого становятся всё более явными. Затем происходит распад этого облака на отдельные сгустки – планетезимали, которые объединяются в протопланеты. Скопление и соударение сгустков космического материала приводит к наращиванию планет. Солнечная система близка к современному состоянию, но Солнце ещё имеет оранжевое свечение и продолжает медленно сжиматься. Постепенно Солнце достигает устойчивого излучения, а протопланет остаётся сравнительно немного. К тому времени, когда Солнце достигло устойчивого жёлтого излучения, планеты приобрели сферическую форму. Этот процесс, называемый аккрецией, занял не более сотни миллионов лет, т. е. с геологической точки зрения был очень быстрым.

В настоящее время Солнечная система состоит из центрального светила, девяти планет, одной из которых является Земля, и множества мелких космических тел. Существует ли поступление материала на Землю из космоса, происходит ли добавление “строительного материала”? По разным авторам происходит поступление от 0,01 до 80 млн т ежегодно. Поскольку масса Земли составляет $5,98 \cdot 10^{20}$ т, то даже если весь материал мелких космических тел упадет на Землю, ее масса возрастет только на 0,001%. Можно полагать, что космический строительный материал израсходи-

ван до конца, в настоящее время идет его перераспределение в планетной системе Земли. Но на ранних стадиях развития Земли этот темп был очень непостоянным. По расчетам астрофизиков (Герлинг, Шуколюков, 1963), первые 100 миллионов лет ежегодно прирастало по 10^{14} т, – каждый час масса Земли увеличивалась на 10–15 млрд т.

Планета Земля – третья от Солнца, вместе с ней земную группу планет Солнечной системы составляют Меркурий, Венера и Марс. Основные характеристики размеров Земли и параметров её орбиты следующие: расстояние от Солнца 149,6 млн км (1 астрономическая единица); форма орбиты эллиптическая, близкая к круговой (эксцентриситет 0,0167); сидерический период обращения 365,5 суток; наклон экватора к плоскости орбиты $23^{\circ}27'$; полный оборот вокруг своей оси 23 ч. 56 мин.; фигура – геоид, приближающийся к трехосному эллипсоиду; экваториальный радиус – 6378 км, полярный – 6357 км; площадь поверхности 510 млн км².

Эта двойная планетная система имеет крупного спутника – Луну, масса которой составляет 1/81 часть массы Земли; расстояние Луны от Земли – 384 400 км. Земля, двигаясь по эллиптической орбите вокруг Солнца, вращается вокруг своей оси. Это вращение имеет тенденцию к замедлению из-за тормозящего действия приливов, вызываемых притяжением Луны и в меньшей степени – Солнца. 500 млн л. н. сутки составляли 20,8 современного часа, удлинение составляет в среднем 0,0017 с. за век, но оно не было равномерным. Поскольку продолжительность обращения Земли вокруг Солнца (год) остается неизменной, значит количество суток в году уменьшается. Изменения элементов земной орбиты называются *неравенствами* или *возмущениями*, их три.

Наклон эклиптики. Экваториальная плоскость Земли образует с плоскостью орбиты угол приблизительно в $23,5^{\circ}$; в течение последнего миллиона лет наклон эклиптики оставался в пределах от $21^{\circ}39'$ до $24^{\circ}36'$ (современное его значение $23^{\circ}27'$ и он уменьшается на $47''$ в год). Период колебания наклона земной оси к плоскости орбиты составляет 40 тыс. лет.

Эксцентриситет орбиты. Так как Солнце расположено в одном из фокусов эллипса орбиты, его смещение от центра круга влияет на расстояние Земли от Солнца при прохождении года, т. е. на продолжительность четырёх времён года. Период колебания эксцентриситета составляет 92 тыс. лет.

Прецессия (или предварение) равноденствий, то есть поступательное движение четырёх кардинальных точек по орбите. Оно связано с коническим движением оси Земли. Период этого явления составляет 21 тыс. лет. В связи с этим нестабильно положение географических полюсов, они “блуждают”, очерчивая замкнутые контуры неправильной формы.

Земное вещество, составляющее планету, неоднородно по плотности: плотность его увеличивается от периферии к центру. В структуре твёрдой части Земли выделяют земную кору, мантию и ядро; верхнюю часть земной коры пронизывает вода, образующая гидросферу, планета имеет воздушную оболочку, мощность которой значительно больше радиуса твердой части. Границы между геосферами волнистые, геометрически неправильные. В строении каждой геосферы также выделяют слои с неровными волнистыми границами. Такое строение определяют как оболочечное. Планета Земля имеет оболочечное строение с неровными границами между геосферами.

Вследствие особого состава и строения Земля обладает сильным магнитным полем напряженностью в 20 тысяч раз выше, чем напряжённость в межпланетном пространстве. Напряженность магнитного поля быстро падает при удалении от Земли, но еще на расстоянии 10 земных радиусов она остается в 20 раз сильнее межпланетного. Ось магнитного поля не совпадает с осью вращения Земли, отклонение составляет 11° . Магнитное поле Земли асимметрично: на дневной стороне магнитные линии сплюснуты, на ночной – разрежены. Это результат воздействия “солнечного ветра”, потока частиц высоких энергий. Изменения напряженности магнитного поля происходят внезапно в виде “магнитных бурь”, которые связаны с периодичностью пят-

нообразования на Солнце, проявляющегося в колебаниях солнечной активности.

Представления о происхождении Земли базируются на данных космогонии, на астрофизических наблюдениях и другой космологической информации, количество которой быстро увеличивается в наше время. Эти представления менялись в ходе появления новых сведений. За 200 лет существования научной космогонии выказано большое количество гипотез о происхождении Земли и начальных этапах её развития. Все это множество гипотез целесообразно разделять на категории.

До середины прошлого века, когда ещё было мало сведений о состоянии космического вещества, их подразделяли на две группы: гипотезы изначально “горячей” Земли, утрачивающей первичный запас энергии и вещества, и гипотезы первично “холодной” Земли, которая позднее испытывала разогрев.

На заре научной космогонии в XVIII в. господствовали гипотезы первой группы. Последователями этих гипотез были Ж. Бюффон, И. Кант, П. Лаплас, Д. Джинс. Каждая из этих гипотез несёт некое рациональное зерно, которое и сейчас используется; то, что в дальнейшем многие из них не выдержали физическую проверку, связано лишь с тем, что они соответствовали общему состоянию науки своего времени. Математик П. Лаплас видел в основе материала Вселенной не твердое вещество, а изначально горячую газовую туманность с вращательным движением, которая, постепенно охлаждаясь, сжималась, уменьшалась в размерах. Планеты, по его представлениям, образовались по законам динамики, отрываясь при высоких скоростях от основной туманности, в центре которой было Солнце. Эта гипотеза была отвергнута, так как математические расчёты показали несоответствие между массой и моментом количества движения планет. В других гипотезах предполагалось внешнее воздействие на систему. Так, в гипотезе Ж. Бюффона – это столкновение Солнца с кометой, в гипотезе Д. Джинса – это сближение Солнца с другой звездой, приливное ее воздействие и выброс солнечной материи, разделившейся впоследствии на планеты.

Гипотезы первично “холодной” Земли исходят из того, что в процессе развития Земли внутри этой системы выделяется энергия и происходит разогревание планеты. В настоящее время эмпирические представления о состоянии космической материи позволяют уверенно принять гипотезы первично “холодного” вещества, из которого сформировалась Земля в результате аккреции, но в каком состоянии вышла она из стадии своей аккреции: холодной или горячей, однородной или неоднородной – эти вопросы разными учеными и в настоящее время решаются по-разному.

При принятии той или иной точки зрения следует иметь в виду современные планетарные особенности Земли – уменьшение плотности вещества от центра к периферии и оболочечное строение планеты: плотное трёхслойное ядро сменяется трёхслойной мантией, выше располагается земная кора, неоднородная по своему строению (океаническая и континентальная), выше расположена гидросфера, сменяемая легкой атмосферой. При этом границы между оболочками и слоями неровные, но все-таки оболочки – это концентрические образования, не случайно они называются сферами. Следовательно, разогрева и плавления изначально холодного вещества не могло не быть. Когда? Полное расплавление или частичное? Какие процессы вели к разогреву и плавлению?

Основоположник гипотезы первично “холодной” Земли О. Ю. Шмидт и его последователи Б. Ю. Левин и Е. А. Любимова считают, что образовавшаяся из холодной рассеянной материи и сама первоначально холодная Земля разогрелась теплом, выделяющимся при распаде радиоактивных элементов. Этот вторичный разогрев и мог создать концентрически расположенные геосферы. При этом Е. А. Любимова – ведущий специалист в области термики Земли – не признаёт полного расплавления вещества, считая, что разогрев внутренних сфер приводил лишь к частичному плавлению и некоторому расширению вещества, в то время как внешние слои испытывали охлаждение и сжатие.

Другие исследователи – В. Г. Фесенков, В. Е. Хаин – считают, что разогрев наступил уже на стадии аккреции от соударений, и, возможно, было полное плавление вещества, что привело к ранней

дифференциации Земли на оболочки: силикатную мантию и ядро, а “магматический океан” существовал на небольшой глубине от поверхности. Роль радиоактивного разогрева при этом считается небольшой.

Некоторые учёные считают главным источником разогрева гравитационную дифференциацию, создающую условия зонного плавления, которому способствует и радиоактивный распад элементов; эта позиция изложена А. С. Мониным (1977). При зонном плавлении вполне возможно возникновение оболочек с волнистыми границами.

Есть и другие позиции. Например, изначально холодное вещество Земли разогрелось под влиянием лунных приливов. Отсюда следует заключение о весьма позднем формировании ядра Земли (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 1991), но этому заключению, как указывает В. Е. Хаин, противоречат палеомагнитные данные.

Следует обратить внимание, что во всех вышеперечисленных гипотезах предполагается более или менее однородный состав первичного вещества, испытывающего аккрецию; все вышеперечисленные гипотезы – это гипотезы гомогенной аккреции. Однако по некоторым представлениям космическое вещество, составляющее первоначальное сгущение, могло быть (и это очень вероятно!) неоднородным. В таком случае аккреция протекала так, что сначала образовалось ядро из железных метеоритов, а затем оно нарастало мантией за счёт каменных метеоритов и затем земной корой за счёт углистых хондритов. Эта гипотеза получила название гипотезы гетерогенной аккреции, она делает ненужными последующие объяснения дифференциации вещества Земли. Она была выдвинута геохимиками К. К. Турекьяном в США, поддержана А. П. Виноградовым в России и развита Э. В. Соботовичем на Украине (1994), но подверглась серьезной критике австралийским геохимиком А. Рингвудом. Очень чётко формулирует свою позицию В. В. Орленок (1990, стр. 102): “Концепция образования железного ядра путём дифференциации однородного гомогенного вещества сегодня уже представляется неприемлемой”. Компромиссный вариант О. П. Кускова и Н. И. Хитарова (Хаин,

1994) между гипотезами гомогенной и гетерогенной аккреции предполагает, что сначала в ходе аккреции образовалось тяжелое внутреннее ядро, а остальные оболочки, в том числе и внешнее ядро, являются результатом гравитационной дифференциации.

Попытаемся сделать выбор между этими позициями. Гетерогенная аккреция представляется более вероятной, поскольку трудно представить однородность вещества в космосе, легче представить его неоднородность. Далее обратимся к известным особенностям строения планеты: Земля имеет оболочечное строение, границы между оболочками неровные, вещество планеты дифференцировано по плотности. Гипотезы, предполагающие полное расплавление вещества Земли, легко объясняют наличие оболочек, но при полном расплавлении следовало бы ожидать более ровные границы между ними, большую однородность и более четкую концентричность в строении внутренних геосфер планеты, чем это есть на самом деле. При зонном плавлении и частичном разогреве легче объяснить неровность границ внутренних геосфер, прерывистость слоев, словом, ту сложную структуру внутренних частей планеты, которая нам известна. Уменьшение плотности вещества Земли от центра к периферии планеты может быть результатом гетерогенной аккреции или гравитационной дифференциации (или и того, и другого).

Картина представляется следующей: первично холодное вещество, разогреваясь в процессе быстрой аккреции с участием не только мелких, но и крупных планетезималей, обогащается тяжелыми металлическими компонентами, которые образуют твердую часть ядра. Разогрев происходит вплоть до частичного плавления, приведшего к дифференциации ядра на твердое и жидкое и к образованию мантии; основной источник тепла в этом процессе, скорее всего, гравитационная дифференциация. В связи с шарообразностью Земли и низкими значениями температуры на ее поверхности уже на догеологическом этапе могла быть географическая зональность в форме термической зональности. По мере разогрева за счет нескольких источников внутренней энергии (в первую очередь гравитационной дифференциации и радиоактивного распада) эта солнечно обусловленная зональность могла быть утрачена, чтобы позднее

возникнуть вновь. Полного расплавления вещества не предполагается, плавление, вероятно, было зонным. Наиболее интенсивно (по Е. А. Любимовой) процесс дифференциации вещества протекал 1–2 млрд л. н.



Глава III. ЭВОЛЮЦИЯ НЕДР ЗЕМЛИ

Обычно историю Земли делят на догеологическую и геологическую. Самые древние горные породы, датированные изотопным методом, имеют возраст порядка 3,5 млрд лет (западноавстралийские кварциты), но они содержат обломочные зёрна циркона с возрастом до 4,2–4,3 млрд лет (Хаин, 1994). Эта датировка и отмечает начало геологической истории Земли. Однако интервал 4,3–3,5 млрд л. н. (раннегеологическая история) почти не охарактеризован геологическими данными. Представления о состоянии недр строятся на основании привлечения сравнительно-планетологических материалов. Предполагается, что в это время планета в результате быстрой дифференциации вещества уже разделилась по крайней мере на ядро и мантию, твердую с поверхности. Дальнейшая дифференциация определялась термическими процессами в ее недрах, их роль была ведущей, хотя не следует забывать и о влиянии инсоляции. Атмосферы в ее настоящем понимании не было, но тонкий газовый слой, который мог породить парниковый эффект, уже возник как результат текущей дифференциации вещества. Температура у поверхности Земли была очень близкой к температуре лучистого равновесия. Если допустить, что отражательная способность Земли тогда была равна современной, то эта температура в среднем была равна $+15^{\circ}\text{C}$ (Монин, 1977).

По этому поводу есть и другие расчёты, из которых следует возможность более высокой температуры у земной поверхности. Земля за счет внутренней энергии предположительно получала тепла больше, чем теперь. Так, за счет радиоактивного распада она получала тепла в 5–6 раз больше; за счет гравитационной дифференциации также гораздо больше. В настоящее время гравитационная дифференциация уже достигла 80% от полной (Монин, 1977), предполагается, что на начальных этапах она протекала гораздо интенсивнее. Но и теплопотери также были совсем иными: сейчас они

значительно уменьшены в связи с утепляющей ролью атмосферы. Предполагается, что максимальная температура, хотя и приходится на ранние отрезки геологической истории Земли, но была позднее рассматриваемого времени, около 2 млрд л. н. По расчетам Е. А. Любимовой средняя для всей планеты температура земных недр никогда не превосходила 1600°C , т. е. Земля не могла быть полностью расплавленной. По другим представлениям (см. выше) расплавление могло быть полным.

Облик Земли в юности представляется в виде темно-серой равнины; метеориты различного размера бомбардируют ее, покрывая бороздами, царапинами (Гаврилов, 1986). Внутренний разогрев недр происходит неравномерно, возникают локальные очаги расплавления при сохранении основной массы вещества в твердом состоянии: зонная плавка. В границах зонного расплава начинается конвекция – передвижение перегретого вещества снизу вверх, расплавленное вещество снизу остывает, легкоплавкие элементы движутся быстрее, скапливаются вместе, ниже концентрируются тугоплавкие. Так на одном конце расплава образуются основные породы: дунит, перидотит, на другом – базальт.

Зонная плавка, охватившая верхнюю часть мантии, привела к постепенному выплавлению базальтовых пород из мантийного вещества и движению его к поверхности Земли. Возможно, что в современных условиях подобный процесс протекает в условиях астеносферы – разуплотнённой части верхней мантии. Так под действием зонной плавки формировался базальтовый слой земной коры. На поверхности планеты возникали первичные вулканоплутонические кольцевые структуры, заполненные базальтовой лавой, рядом с ними соседствовали крупные и мелкие метеоритные кратеры. В то время ландшафты Земли напоминали современный облик поверхности Луны.

Вероятно, аналогичные процессы имели место и на других планетах, например, на Марсе, но в отличие от Земли энергетические ресурсы Луны и Марса сравнительно быстро иссякли. По мнению А. П. Виноградова, 3–3,5 млрд л. н. значительная часть или почти весь уран был вынесен из недр Луны на ее периферию, что вызва-

ло угасание на ней вулканической и магматической деятельности. С этого момента на Луне прекратилось излияние базальтов, а геологическая жизнь теплится лишь в самых ее глубоких недрах, но термическая эволюция Луны продолжается. Об этом свидетельствует значительный тепловой поток, равный приблизительно половине земного. Луну можно рассматривать как аналог древней Земли, модель Земли в самом начале ее геологической истории. Поэтому ранний период жизни Земли, по предложению А. П. Павлова, выделяют как *лунную стадию* развития её недр.

Одновременно с выплавлением базальтового слоя земной коры происходит и дегазация мантийного материала. Газообразные компоненты скапливаются в околоземном пространстве, удерживаемые силой земного тяготения. Луна и Марс, обладающие меньшей силой притяжения, не могли удержать около себя продукты дегазации своих недр, которые частично (Марс) или полностью (Луна) диссипировали. Земля же постепенно наращивала атмосферу, которая содержала среди прочих компонентов водяной пар. При температуре $+15^{\circ}\text{C}$ почти весь водяной пар должен был конденсироваться, превращаясь в воду. Таким образом, уже в самой ранней стадии геологической истории Земля имеет особую географическую оболочку с трехфазовым состоянием вещества. Лунная стадия продолжалась не более (а скорее менее) миллиарда лет и закончилась около 4 млрд л. н.

За лунной стадией следует новая, качественно иная стадия развития Земли. Начиная с 4 млрд л. н. в эволюции земных недр отмечается влияние атмосферы и гидросферы, которые обеспечивают процессы разрушения магматических пород и переотложения продуктов этого разрушения (осадконакопление). Происходит усложнение геологического круговорота вещества. Возникшие в процессе зонного плавления вулканические породы подвергались разрушению и переотложению, продукты разрушения заполняли понижения, скапливались в огромном количестве и преобразовывались в глубокометаморфические породы – гнейсы. Эта однообразная ассоциация горных пород, называемая серыми гнейсами, и была первичной континентальной корой. По поводу механизма

происхождения серых гнейсов нет единого мнения, однако серые гнейсы содержат включения метавулканитов и метаосадочных пород, из последних очень характерны железистые кварциты. Предполагается, что ко времени 3,5 млрд л. н. наша планета по структуре уже походила на современную: было ядро и мантия, была земная кора двух типов – океаническая и протоконтинентальная, были водная и воздушная оболочки. Протоконтинентальная кора постепенно становилась более зрелой.

Мощность базальтовой коры вместе с гнейсовыми накоплениями становилась такой, что уже не пронизывалась базальтовыми излияниями. В процессе зонного плавления начали формироваться интрузии с гранитным составом, а в рельефе они образовывали купола – овалыные вздутия в поперечнике от нескольких километров до сотен километров. Купола не имели линейной ориентировки в плане, располагаясь хаотично. Наиболее характерные структуры такого типа в древних комплексах известны в районе озера Верхнего в Северной Америке. Такого же типа купола известны на Кольском полуострове, в Карелии, в Сибири, в Африке. Их называют овоидами, нуклеарными ядрами или просто нуклеоидами (“нуклеос” – ядро). Эту стадию называют *овоидной*. Геолог Е. В. Павловский в 1962 г. предложил назвать эту стадию развития земных недр *нуклеарной*. В дальнейшем происходит слияние гранито-гнейсовых куполов. Таким образом на базальтовом слое Земли формируется новый гранитный слой, происходит его нарастание (называемая *пангранитизация* Земли). Весь земной шар покрылся корой континентального облика, “гранитным румянцем” (А. Н. Заварицкий). Предполагается, что экзогенные процессы шли медленнее, чем теперь в связи с другим, чем ныне физико-химическим состоянием верхних оболочек Земли – атмосферы и гидросферы. Поэтому мощность протоконтинентальной коры была меньше, чем теперь и составляла 30–40 км, а по мнению некоторых геологов всего 5–10 км. Образованием первичной земной коры, состоящей из двух типов – океанической и континентальной, завершается ранний этап геологической эволюции планеты. В дальнейшем эта

первичная земная кора испытывает неоднократную переработку. Обнаружение остатков первичной коры – довольно редкое явление.

Следующую стадию геологического развития, охватывающую интервал от 3,5 млрд л. н. до настоящего времени называют *геосинклинальной стадией*. Она подразделяется на два этапа: *раннегеосинклинальный или протогеосинклинальный* (3,5–1,8 млрд л. н.) и *геосинклинально-платформенный* (1,8 млрд л. н. – настоящее время). Состояние недр в этот промежуток времени менялось неоднократно, и его изучение – предмет многих геологических наук, в первую очередь тектоники – науки о геологических структурах и закономерностях их расположения и развития (Геологический словарь в двух томах, 1978).

Образование земной коры, хотя и не такой мощной как теперь, но сплошной, привело к тому, что тепловой поток стал накапливаться в недрах; результатом стало повышение температуры недр и разуплотнение вещества Земли. Фазовые переходы подкоркового вещества должны были бы привести к увеличению объема планеты, но твердая земная кора препятствует этому, создаются напряжения, она лопается и расползается. Возникают линейные зоны – протогеосинклинали, в которых протекают вулканические процессы, происходит излияние базальтов. Между вулканической цепью и разрывами накапливаются эффузивные и обломочные отложения. В накоплении обломочного материала проявляется своеобразный экзогенный процесс, вернее, эндо-экзогенный, аналогом которого может служить и современный вулканизм (Ананьев, 2001). Вода заполняла протогеосинклинальные прогибы (гидросфера 2,5 млрд л. н. составляла 55% массы современной), возникали океаны, в них происходило накопление осадков, компенсирующих прогибание коры. Размеры, очертания и глубина океанов, конечно, отличались от современных. Протогеосинклинали не разделялись платформенными массивами, нечетко выделялись глубинные разломы. Но постепенно в их пределах стали обособляться внутренние области с подводными вулканическими породами и внешние области, выполненные осадочным материалом: известняками, глинами, песчаниками.

Большая часть земной коры в течение *протогеосинклинального* этапа испытывала геосинклинальный режим развития. Возникшие геосинклинали почти полностью переработали первичную континентальную кору. Исключительное развитие магматических и метаморфических пород, огромная мощность осадочных толщ, измеряемая километрами, сильная дислоцированность пород говорят о грозном облике планеты в это время (Гаврилов, 1986). Мощные стихии сотрясали её. Описанная картина подтверждается материалами изучения древних пород Скандинавского полуострова, Сибири, Америки, Австралии, Африки, Азии, т. е. такие условия были повсеместны. Периоды накопления осадочных и магматических отложений длились сотни миллионов лет. Одновременно с выносом глубинного вещества из недр планеты уходила и энергия. Геосинклинали выполняли роль окон, сквозь которые “проветривались” недра Земли.

Постепенно планета стала остывать, охлаждение приводило к некоторому уменьшению объема вещества. Пластины коры, раздвинутые при нагревании, стали двигаться к исходным рубежам, но мешало накопившееся вещество. В геосинклиналиях происходит инверсия тектонического режима, пластичные толщи осадочных пород сминаются в складки, и складки веером распадаются в разные стороны от осевых частей геосинклиналей, образуя горные хребты. Магматические породы продолжают образовываться, но их состав другой; это кислые породы с содержанием окиси кремнезема более 65%, так как в магматические процессы вовлечены осадочные породы, которые обогащены кремнезёмом. Кислый состав этих пород связывают также с особенностями экзогенных процессов в это время. Поскольку состав атмосферы (высокое содержание CO_2 и паров H_2O) способствует выпадению кислотных дождей, геохимические процессы идут по тропическому типу; в результате образуются кремнезём, глинозём, кальцит, магнезит, пирит, соли щелочных металлов с галогенами, серой, азотом, бором (Косыгин, 1988), которые также вовлекаются в магматические процессы при излиянии лав. Эти процессы приводят к усилению геохимических различий в составе между океанической и

континентальной корой. Возвышенные, более мощные сегменты кислого состава разделяются понижениями, сложенными породами основного состава (по Д. М. Шоу, из монографии Косыгина, 1988). И на этом этапе уже проявляется пульсирующий характер тектонических процессов: процессы горообразования, которые преобладают, чередуются с более спокойными в тектоническом отношении промежутками времени.

Эпохи преобладающего горообразования называются эпохами складчатости или эпохами диастрофизма, когда происходят глобальные катастрофы. В. И. Хаин рассматривает эти эпохи как революционные, выделяя в противовес им эволюционные эпохи – периоды прогибания геосинклиналей и накопления осадочных толщ. В революционные эпохи происходит коренное преобразование лика Земли: размеры океанов резко сокращаются, растут горы, изменяется состав вулканических лав, образуются новые глубинные разломы. И все это в течение нескольких миллионов лет, т. е. за периоды в 10–20 раз короче, чем продолжается эволюционная эпоха. Проявление эпох диастрофизма носит периодический характер. При том, что они проявлялись на всей планете не строго одновременно, в целом они были синхронны. Для рассматриваемого промежутка времени 3,5–1,8 млрд л. н. (в геохронологической схеме архей – ранний протерозой) выделяют самую раннюю белозерскую складчатость, затем кольскую, кеноранскую, балтийскую и карельскую, которая завершает ранний протерозой (Монин, 1977).

Карельская складчатость открывает следующий *геосинклинально-платформенный* этап в *геосинклинальной* стадии эволюции недр. Хотя еще в конце архейской эры в некоторых местах земного шара сформировались жесткие массивы, которые в дальнейшем развивались как платформы, но, как правило, этот процесс активно проявился лишь вслед за Карельской складчатостью. Первые настоящие платформы эпикарельские, их называют кратонами. Они спаяли разрозненные остатки протоплатформ, образовав ядра будущих континентов. Геосинклинальный режим сменился на дифференцированный в пространстве режим геосинклиналей и платформ. С появлением устойчивых областей литосферы – платформ, сократились

очаги вулканизма, уменьшилось количество материала, поступающего на поверхность планеты из ее недр, произошло замедление роста литосферы. Важным результатом этой стадии стал вынос из мантии значительного количества радиоактивных элементов, которые в силу геохимического сродства стали концентрироваться в гранитно-гнейсовом слое земной коры. Поэтому снизился уровень астеносферы, что способствовало консолидации коры в целом.

Геосинклинально-платформенный этап продолжается и в настоящее время. Древнейшие эпикарельские платформы сохранились и составляют ядра современных континентов. Их 11: Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Баренцевоморская, Гиперборейская, Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индийская, Восточно-Азиатская или Китайская, Австралийская, Антарктическая (Гаврилов, 1988). Первоначальные их размеры и очертания в дальнейшем были изменены как процессами тектогенеза, так и экзогенными процессами, преобразующими лик Земли.

Приращение платформ за счёт сокращения областей с геосинклинальным режимом отмечают как главную тенденцию в эволюции земной коры, вследствие чего площадь платформ направленно в течение геологической истории увеличивается. Однако происходит это не постепенно, а скачкообразно. В течение геосинклинально-платформенного этапа отмечено более 12 тектоно-магматических эпох, и после каждой из них складывался новый рисунок поверхности земной коры, к старым ядрам прирастали новые платформы, так что эпохи диастрофизма через разрушение создавали новый облик нашей планеты. Для позднего протерозоя (1,8–0,57 млрд л. н.) следует отметить кроме карельской, байкальскую складчатость (650 млн л. н.), а для фанерозоя – известные каледонскую (ср. возраст 400 млн л. н.), герцинскую (260 млн л. н.), мезозойскую (93 млн л. н.) и альпийскую (30 млн л. н.) складчатости.

Вышеизложенные представления о ведущей роли эволюции геосинклиналей в развитии литосферы в интервале от 1,8 млрд л. н. до настоящего времени сложились к началу прошлого столетия. С позиции геологической науки этого времени, главную роль в эволю-

ции литосферы играют вертикальные движения. Причины их возникновения – предмет целой геологической науки – тектоники. Первоначально гипотезой, объясняющей вертикальные движения, стала контракционная – гипотеза сжатия Земли, по которой остывание расплавов под земной корой приводило к уменьшению объёма вещества, в результате чего возникли складки, образовавшие горные системы. В середине XX в. получила развитие ротационная гипотеза, объяснявшая движение подкоркового вещества влиянием Солнца и Луны, вызывающих земные “приливы”. Деформации, вызывающие вертикальные движения, могли возникнуть в связи с вращением Земли вокруг своей оси и изменчивостью его параметров. В начале XX в. появилась гипотеза дрейфа континентов, в которой наибольшее внимание уделялось тангенциальным (горизонтальным) движениям земной коры. С этой гипотезой впервые выступил А. Вегенер. Не принятая вначале, четверть века назад она вернулась в виде гипотезы тектоники литосферных плит. Большую роль в утверждении этой гипотезы сыграло то, что геологи получили возможность изучать дно Мирового океана. Событием в геологии 50-х годов прошлого столетия явилось открытие мировой системы срединно-океанических хребтов, обнаруженных во всех океанах; суммарная их длина превышает 60 тыс. км. Данные о рельефе дна океана явились исходным материалом для суждения о его геологическом строении, поскольку, в отличие от суши, морфология океанического дна почти полностью соответствует его структуре (Хаин, 1987). В период с 1968 по 1983 годы материалы о рельефе и геологическом строении морского дна поступали с американского бурового судна “Гломар Челленджер”, в 1985 г. его сменило новое более совершенное судно “Джойдес Резолюшн”. Был получен материал, позволяющий судить о строении и составе осадочного слоя океанической коры и новые данные о глубоко залегающем базальтовом слое. Есть материалы, позволяющие получить представления о полном разрезе океанической коры и её переходе к верхней мантии. При этом выяснилось, что океаническая консолидированная кора не столь однородна, как казалась ранее. Выявились также более глубокие различия в строении океа-

нической и континентальной коры. В частности под континентами, наряду с ультраосновными породами, обнаружены эклогиты, известные в выбросах вулканов и трубках взрыва, они отсутствуют под океанами. Мощность литосферы под континентами возрастает до 150–200 км, против 80–100 км под океанами. Различия между океанической и континентальной корой отмечаются до глубин, присутствующих не только в литосфере, но и в тектоносфере (литосфера плюс астеносфера).

В связи с новыми техническими возможностями появились наблюдения над зарождением океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Здесь на небольшой глубине происходит плавление верхней мантии с излияниями базальтов на поверхность дна, а ниже застывает магма основного и ультраосновного состава, т. е. океаническая кора имеет три слоя. В этих же зонах обнаружены гидротермы. Таким образом, в осевых зонах срединно-океанических хребтов тепловой поток из глубоких недр достигает максимального значения. Механизм, получивший название *спрединг*, заключается в последовательном расширении ложа океана, начиная от осей срединных хребтов, и заполнении ложа новообразованными базальтами. Возраст их различен, что отражается в геомагнитных характеристиках. При взаимодействии перемещающейся океанической коры с континентами образуется зона *субдукции* – зона погружения океанической коры под континенты в глубоководных желобах, а также в другом случае зона *обдукции* – зона надвигания океанической коры на континенты или острова. Реликты океанической коры на склонах континентов или островных дуг обнаружены в виде офиолитов, сходство разреза пород которых с разрезом океанической коры установлено. Офиолиты обнаружены не только по всей периферии Тихого океана, но простираются вдоль всех складчатых систем внутри континентов (Урал, Тянь-Шань, Кавказ и т. д.). Древнейшие офиолиты обнаружены среди пород рифея (поздний протерозой).

Все эти данные привели к возрождению гипотезы дрейфа континентов. Теперь эта гипотеза, обогащенная геофизическими данными, разрабатывается как концепция “мобилизма” в тектонике;

она прочно завоевала свое место в представлениях о развитии земных недр во время геосинклинально-платформенного этапа, продолжающегося с позднего протерозоя и в течение всего фанерозоя. В основе её лежат представления о преобладании тангенциальных тектонических движений в литосфере. Согласно этой гипотезе литосфера разделена на небольшое число крупных и средних по размерам плит, которые перемещаются относительно друг друга в горизонтальном направлении. Причинами дрейфа континентов полагают наличие в верхней мантии конвекционных магматических течений в виде замкнутых ячеек с вертикальной и горизонтальной составляющей. Осевая линия срединно-океанического хребта – место разрыва коры, здесь господствует вертикальная составляющая движения вещества: оно движется снизу вверх, здесь фиксируется увеличение теплового потока из мантии. Предполагается, что периодически возникает изменение структуры конвекционных течений, при этом раскол континентальной суши и “разбегание континентов” сменяется на объединение континентов. Гипотеза эта активно разрабатывается, возникают новые представления, в частности, о послойном перемещении вещества внутри плит, о возможности существования не только плит, но и пластин и их самостоятельном перемещении и др. В основе этих построений лежит представление о неизменности размера радиуса Земли.

Представления о вертикальном движении вещества в процессе эволюции земных недр также продолжали развиваться. Ундационная (волновая) гипотеза говорит о всплытии гранитной магмы; гипотеза глубинной гравитационной дифференциации В. В. Белоусова предполагает значительное влияние на развитие рельефа разломов, разделивших литосферу на глыбы; развивается гипотеза расширяющейся и пульсирующей Земли, разработанная Е. Е. Милановским. Эти представления, поскольку они базируются на принятии господства вертикальных движений в тектонических процессах, в отличие от “мобилизма”, называют “фиксизмом”. В настоящее время нет антагонизма между “фиксистами” и “мобилистами”. “Фиксизм” и теперь опирается на объяснения тех явлений, которые не получили объяснений с позиции “мобилизма”. Про-

стая геометрическая модель тектоники плит может рассматриваться как весьма упрощенная схематизация действительности. Литосфера не является столь жесткой и монолитной в пределах плит, а деформации не ограничиваются границами плит, как предполагается по этой гипотезе. Все эти новые гипотезы, разработанные в XX в., показывают огромное разнообразие тектонических процессов.

С позиции палеогеографии возникает вопрос, поставленный В. Е. Хаиним (1994): “Тектоника плит: когда и как она началась?”. Представленный ответ в общих чертах следующий. Картина перемещения литосферных плит убедительно восстановлена лишь за последние 160 млн лет на базе картографирования систем магнитных аномалий и благодаря глубоководному бурению. С этого времени тектоника плит “работает” в одном и том же ритме. Но уже с 1–0,85 млрд л. н. в геологической летописи есть полный набор характерных признаков тектоники плит. Есть признаки тектоники плит даже для раннего протерозоя, но это была тектоника “малых плит”. По В. Е. Ханину в истории земных недр можно выделить два тектонических этапа: 1) преобладание плюм-тектоники до середины архея (2,6 млрд л. н.); 2) преобладание плейт-тектоники от эмбриональной мультиплитной тектоники позднего архея через тектонику малых плит раннего протерозоя к полномасштабной тектонике плит позднего протерозоя–фанерозоя.

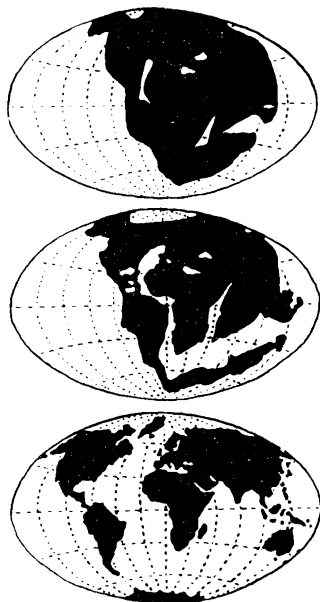
Таким образом, вопросы эволюции земных недр имеют большое значение в палеогеографии, так как от состояния земных недр зависит рельеф земной поверхности, являющийся важнейшей характеристикой географической оболочки. Именно поэтому необходимо погружение в геологические проблемы, хотя вполне ясно, что полное их осознание требует профессионализма. Тем не менее новые материалы, в том числе и попытки их обобщения, заслуживают внимания не только со стороны профессионалов. Интересны, как писал Ю. А. Косыгин (1988), не только гипотезы, но и схемы-догадки. Одна из таких схем приводится им, и, как пишет автор, она перекликается с библейскими представлениями. Это схема С. Д. Ламберта (“Ранняя история...”, 1980), в которой эволюция зем-

ных недр представляется в виде пяти фаз: хаоса (4,5–3,9 млрд л. н.); фаза анархии (3,9–3,4 млрд л. н.); тектоника “накипи”, собственно архей (3,4–2,6 млрд л. н.); “скорлупная” или моноклиновая тектоника (2,6–0,6 млрд л. н.); мультиплитная тектоника (600 млн л. н.– настоящее время). При кажущейся простоте эта схема в общих чертах соответствует главным временным интервалам и логике процессов эволюции земных недр.

Глава IV. РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Проблемы развития рельефа в истории Земли имеют первостепенное географическое значение, так как самые крупные черты земного лика определяются распределением высоких и низких пространств, подчёркнутым распределением океанов, занимающих впадины земного рельефа (Марков, 1986).

Геологические документы свидетельствуют о наличии тех же основных процессов, образующих рельеф, которые действуют и в настоящее время – эндогенных и экзогенных. Планетарные формы рельефа и мегаформы (Леонтьев, Рычагов, 1988) связаны в основном с эндогенными факторами, которые определяют ход тектонических процессов. Для каждой стадии эволюции земных недр присущ свой рельеф, т. к. для каждой стадии присущ свой геологический оборот вещества и энергии, который фиксируется в облике верхней границы земной коры (в рельефе). Экзогенные факторы фор-



мирования рельефа проявляются в особенностях макроформ рельефа, в частности, в их гипсометрических пределах, они также определяют мезоформы, микроформы и наноформы рельефа.

Планетарный рельеф Земли на *лунной* стадии эволюции недр – это чередование понижений (“лунные моря”) и ровной поверхности, испещренной метеоритными кратерами и бороздами. Такие представления возникли по аналогии с современной поверхностью Луны, и эта аналогия не может быть полной. Возможно, на Земле могли возникать одиночные вершины – вулканы, и они могли быть очень высокими, так как в отсутствии атмосферы современного состава процессы выветривания были подавлены, т. е. экзогенное рельефообразование было иным, чем теперь. Сравним современные горные вершины Земли с марсианским рельефом, который формировался предположительно в условиях, напоминавших таковые во время лунной стадии. По данным космических снимков высота вулкана Никс Олимпик на Марсе более 14 км, основание его в поперечнике 500 км, а диаметр кратера 65 км. Известны на Марсе и более высокие вулканы. Хотя Земля и Марс – планеты разные в силу хотя бы различных масс, но все-таки сравнение процессов экзогенного рельефообразования возможно.

Рельеф Земли во время *нуклеарной* стадии эволюции недр – это наличие вздутий – *овоидов*, чередующихся с вулканами, возможно, очень высокими по тем же причинам, что и во время лунной стадии. Фрагменты такого рельефа, как уже говорилось, реконструируются в районе близ озера Верхнего в Северной Америке, на Кольском полуострове, в Карелии, в Сибири, в Африке (Гаврилов, 1986).

Для *протогеосинклинального* этапа геосинклинальной стадии характерно развитие геосинклиналей в виде прогибов с вулканическими цепями в осевой части, положение которых в плане быстро менялось. В заключительной части этого этапа в рельефе образовались континентальные выступы в виде кратонов, ставших ядрами современных континентов.

В течение следующего *геосинклинально-платформенного* этапа платформы расширяются, приобретая все большее значение в планетарном рельефе (отсюда и название этапа).

Формируется планетарный рельеф, известный нам в настоящее время: планетарные формы представлены континентами и океанами, геосинклинальными поясами, срединно-океаническими хребтами. Рассматривая карту современного рельефа нельзя уйти от вопросов: что древнее как географический объект – материка или океаны, т. е. что первично, а что возникало при преобразовании первичного объекта; как менялись внешние очертания материков и океанов. Многочисленные суждения по этому поводу можно разделить на гипотезы древности океанов, молодости океанов и разновозрастности океанических впадин.

Авторы этой группы гипотез не разделяют географическое и геоструктурное понятие “океан”, полагая, что вода на поверхности Земли существовала всегда хотя бы в виде тонкой пленки, и все понижения рельефа были ею заняты. Основные положения гипотез этой группы: океаническая кора – более древняя, континентальная – более молодая, так как формировалась при дальнейшем преобразовании океанической коры; в ходе геологической истории континентальная кора разрасталась неравномерно во времени и в пространстве, т. е. материка разрастались за счет океанов, в соответствии с классической гипотезой развития геосинклиналей; материка формируются в условиях повышенной скорости дифференциации вещества, океаническое дно – в условиях пониженной скорости, отсюда – разная степень дифференциации материала и различная мощность. Причины этих различий – в неравномерном распределении радиоактивных веществ. Все эти положения высказывались во времена “домобилистические” и рассматривались лишь на примере строения дна Тихого океана. Поэтому не приняты во внимание факты срезания береговой линией материковых структур различного возраста (Атлантический, Индийский океаны); нет объяснения сходства геологического строения разных континентов, разделенных в настоящее время океанами; не объясняется, почему столь велика мощность осадочного чехла в океане и столь молоды по возрасту океанические осадки (не древнее юрского возраста). Кроме

Гипотезы древности океанов

того, неверно предположение о неравномерном распределении радиоактивного вещества под континентами и океанами, поскольку геофизическими исследованиями не обнаружено различий в глубинном тепловом потоке под океанами и континентами.

Сторонники гипотез этой группы считают, что океаны и в геологическом (океаническая кора) и в географическом (большие массы воды, разделяющие обширные площади суши) смыслах очень молоды, не старше сотни миллионов лет. Последовательно придерживался этой

Гипотезы молодости океанов

позиции В. В. Белоусов. Основные положения его гипотезы (Белоусов, 1954) вытекают из следующего понимания строения литосферы. Верхние слои мантии сложены эклогитами – особой формой базальтов при высоком давлении; при изменениях температуры и давления эклогиты переходят в базальты и обратно. В эволюции земной коры колебательно сменяются два состояния: гранитизация и базальтизация. Океаны возникают в стадии базальтизации; стадия гранитизации – результат уменьшения энергетических ресурсов Земли, в этой стадии могли быть лишь эпиконтинентальные моря, но не глубоководные океаны. Базальтизация могла протекать в условиях глубоких слоев верхней и даже средней мантии при локальной аккумуляции радиогенного тепла из-за невысокой теплопроводности; в результате этого повышалась температура, расширялось вещество, возникали сверхглубокие разломы, по которым вещество мантии поднималось, внедрялось в земную кору, утяжеляло ее и растворяло гранитный слой, что способствовало проседанию огромных блоков, а эти впадины заполнялись водой, освободившейся из расплава при его кристаллизации; нижние слои базальтов переходили в эклогиты, поэтому базальтовый слой тонкий; океаны стали занимать области наибольшего растрескивания земной коры и верхней мантии. Подобные процессы стали возможны при значительной мощности земной коры, которая постепенно достигала современных значений.

Гипотеза В. В. Белоусова выстроена логически строго. Автор обращает внимание и на геологическую и на географичес-

кую стороны понятия “океан”. Гипотеза согласуется с многочисленными свидетельствами недавнего углубления океанов: наличие подводных долин, вулканических конусов со срезанными вершинами, мощные толщи коралловых известняков на атоллах, флексуорообразный характер части берегов континентов. Но не найдены следы растворения гранитной коры в химико-минералогическом составе океанической коры, т. е. нет геолого-геохимических доказательств. Идея эклогитового состава верхов мантии не подтверждается образцами перидотитов, поднятыми из рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Кроме того, получается, что подавляющая часть воды в океане возникла за геологически очень короткой отрезок времени.

В настоящее время общепринятыми являются представления о “первичных” (древних) и “вторичных” (молодых) океанах, разработанные и сформулированные

Гансом Штилле. Суть их в следующем. Первичный океан (Тихий) сохранил на обширных пространствах древнейший тип земной коры. Остальные океаны возникли на материковых структурах вследствие погружения крупных блоков земной коры в разные отрезки времени в течение последних 600 млн лет. Древний тихоокеанский блок земной коры оказывал большое влияние на развитие окаймляющих его континентов. О древности этой впадины, по мнению М. В. Муратова, свидетельствует закономерная смена возраста тектонических структур по его периферии: центральная впадина окаймляется сначала молодыми геосинклиналями, затем на континенте альпийскими структурами, затем мезозойскими, затем герцинскими. У вторичных океанов геосинклинальное обрамление отсутствует, ярко выражено срезание материковых структур береговыми линиями. В настоящее время, скорее всего, следует руководствоваться гипотезами разновозрастности океанов.

Гипотезы разновозрастности океанических впадин

Континенты – самые крупные части суши, окруженные океанами и морями. Как и когда сложилось их современное размещение? При взгляде на карту бросается в глаза параллельность береговых линий континентов, разделяемых Атлантическим океаном,

сходство очертаний этих побережий. Именно это сходство, а затем и другие общие черты между разделёнными теперь континентами послужили основанием для создания гипотезы дрейфа континентов Альфредом Вегенером, немецким географом. Суть гипотезы в общем виде следующая: существовал единый материк Пангея, окруженный всеобщим океаном Панталассом. Пангея, сложенная гранитной корой, под влиянием напряжений, связанных с вращением Земли, 250–200 млн л. н. раскололась на отдельные блоки, которые были растянуты ротационными силами; материки как бы плыли по мантии. Помимо вышеупомянутого сходства очертаний побережий материков существуют и другие географические явления, подтверждающие движение континентов. Отмечается сходство ископаемой флоры и фауны с возрастом более 60 млн лет, населявшей континенты, разделенные ныне Атлантическим океаном, а также сходство горных пород и геологических структур атлантического побережья материков. Реконструируются сходные ландшафтные черты южной группы континентов для времени более 200 млн л. н. Получены также геофизические подтверждения перемещения континентов.

В настоящее время история изменения очертаний и положения континентов, присущая геосинклинально-платформенному этапу эволюции недр, в схеме представляется следующим образом. После завершения раннекарьельской складчатости эпикарьельские платформы постепенно прирастали и объединялись. Площадь суши увеличивалась, достигнув размеров близких современным 200 млн л. н., и образовался суперконтинент Пангея. Клином между северным и южным полушарием вглубь Пангеи вдавался океан Тетис в виде залива, а возможно и в виде узкого пролива, намечающего разделение Пангеи на Лавразию и Гондвану. В дальнейшем оба суперконтинента дробились и “разбегались”.

Согласно гипотезе мобилизма, уже начиная с архея неоднократно возникали и распадались суперконтиненты: Могогея, Мегагея, Мезогея. Последняя распалась на Лавразию и Гондвану, которые вместе образовали Пангею (Сорохтин, Ушаков, 2002). Позиции неомобилистов во многом подтверждаются современ-

ными геологическими и географическими материалами. Возникающие противоречия и поиски их разрешения и есть двигатель в развитии наук о Земле.

Обратимся вновь к карте современного глобального рельефа. Очевидны его особенности: неодинакова площадь материков и океанов; западное полушарие более океанично, чем восточное; южное полушарие более океанично, чем северное; континенты располагаются попарно; существует материковый пояс (пояс Карпинского) – Антарктида, обе Америки, Азия, Австралия; материки имеют треугольную форму (выклинивание к югу).

Многократны попытки найти объяснения этим явлениям. Неодинаковые площади океанов и континентов связывают с дисимметрией земной коры. Общепринятого объяснения этому явлению нет. С позиции неомобилизма дисимметрия земной коры связана с эволюцией режима мантийной конвекции: в начале архея господствовала хаотическая конвекция, в архее она сменилась многоячейковой верхнемантийной, а в конце архея возникла общемантийная одноячейковая конвекция, при которой континентальное полушарие располагалось над её нисходящими ветвями, а океанское – над восходящими (Хаин, 1994). Однако эти представления не объясняют дисимметрии в планетарном рельефе.

Существует вариант объяснения, связанный с образованием Луны. Одна из последних гипотез изложена Хартманом и Дэвисом. Косой удар о Землю крупного космического тела привел к выбросу материала земной мантии при vaporизации материала “пришельца”. Это так называемая гипотеза “гигантского импакта”. Выброс и создал наблюдающуюся дисимметрию. Дисимметрией земной коры объясняется и большая океаничность западного полушария, т. к. оно занято Тихим океаном и сложено древнейшей океанической корой.

Неомобилистские построения в настоящее время еще не коснулись многих геометрических особенностей планетарного рельефа, перечисленных выше. И по этому поводу нельзя обойти особенности вращения нашей планеты – ротационный фактор. Трудно не согласиться с вопросом, поставленным А. В. Орловой (1981, стр. 109):

“Неужели возможно допустить, что непрерывное осевое вращение, скорость которого в настоящее время достигает 15^0 в час, не повлияло на формы поверхности?”.

Попытку увязать геометрию земной поверхности с параметрами вращения Земли вокруг своей оси предпринял в 1962 г. (ещё до утверждения неомобилизма) Г. Н. Каттерфельд, основываясь на следующих положениях (приводится по Дашкевич, 1967). Скорость вращения Земли – величина изменчивая. Основная тенденция ее изменения – замедление вращения под влиянием приливных сил, обусловленных гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. При длительном воздействии этого замедления уменьшается полярное сжатие, происходит отток вещества из экваториальных широт, в экваториальных широтах должны господствовать нисходящие вертикальные движения вещества, в умеренных – восходящие.

Земля имеет трехосную фигуру за счет влияния лунного притяжения на одно и то же полушарие, поэтому плоскость экватора приобрела форму эллипса: малая ось проходит через 105^0 в. д. и 75^0 з. д.; большая ось – через 15^0 в. д. и 165^0 з. д. При этом большая ось состоит из двух неравных полуосей: большая к 165^0 з. д., малая – к 15^0 в. д. Постепенное уменьшение напряжений (удаление Луны) приводит к тектоническим напряжениям, направленным на уничтожение этой “неправильности” фигуры. Одновременно есть асимметричные силы, направленные с юга на север параллельно оси вращения Земли, что обусловило ее грушевидную фигуру. Во всех случаях возникает компенсационное движение вещества.

К настоящему времени мы наблюдаем следующие особенности в гипсометрических характеристиках планетарного рельефа. В экваториальном поясе заметные понижения в рельефе: так в осевой части Индийско-Австралийской котловины глубины достигают 5–6 тыс. м, в Африке расположена самая широкая часть низменностей на побережье, депрессия оз. Виктория, бассейн реки Конго, Гвинейская низменность; в Атлантическом океане – наибольшие глубины к северу от экватора, глубокое Карибское море; в Тихом океане – впадины, Центральная Тихоокеанская котловина. В умеренном поясе северного полушария на широте 35 – 40^0 рас-

положены зоны деформаций и поднятий: Гималаи, Иранское нагорье, Тянь-Шань, Кавказ, Альпы, Бермудское плато, Аппалачи, наиболее широкая часть Кордильер и Скалистые горы. Наблюдаются отрицательные тектонические движения в зоне прохождения большой оси экватора (Тихоокеанская впадина) и положительные – в зоне прохождения малой оси (пояс Карпинского): Африка является антиподом Тихоокеанской впадины. Континентальность северного и океаничность южного полушарий объясняются следствием действия сил, направленных с юга на север, отсюда же и клиновидная форма материков.

Таковы основные представления о появлении и эволюции двух планетарных форм рельефа – океанов и континентов. В свою очередь и океанам и континентам присущи собственные формы рельефа, которые не оставались неизменными. Более разработаны вопросы эволюции рельефа суши. Тектонические движения, обусловленные эндогенными процессами, способствовали возникновению мега- и макроформ рельефа: обширных горных стран, глубоких рифтов. Роль экзогенных процессов в формировании рельефа суши на заре истории планеты на первый взгляд выглядит незначительной, постепенно возрастая по мере развития гидросферы и биосферы. Однако это кажущаяся незначительность. В работе К. К. Маркова “Основные проблемы геоморфологии” этому вопросу уделяется большое внимание. Уместно привести обширную цитату со ссылкой на ещё более ранние работы. “Распространено представление, что экзогенные процессы только “отделявают” детали крупных неровностей рельефа, созданных эндогенными процессами. Против него справедливо возражает Б. Л. Личков, утверждая, что если иметь перед собой историческую перспективу, нетрудно убедиться в огромной рельефообразующей роли экзогенных процессов, суммируемой на протяжении геологических эпох. Её следует признать соразмерной с ролью эндогенных процессов” (Марков, 1986, стр. 205). К. К. Марков приводит также расчёты А. Пенка, позволяющие осмыслить роль экзогенных процессов в перемещении материала и, следовательно, в рельефообразовании. По Пенку, денудационные процессы понижают земную поверхность в среднем

на величину, равную 8 см за тысячу лет. Отсюда, современный земной рельеф мог бы быть выравнен в течение 13 млн лет. Иначе говоря, поднятие современного рельефа, созданного альпийским орогенезом (эндогенные процессы), эквивалентно рельефу, денудированному за это же время (экзогенные процессы). Если современный рельеф Земли есть создание экзогенных процессов, в такой же степени, как и эндогенных, то это может быть справедливо в применении и к древнейшим формам рельефа. Только не следует забывать о различиях в состоянии современной и древней географической оболочки.

Значение экзогенной составляющей в рельефообразовании зависит (Леонтьев, Рычагов, 1988) от изменения размаха относительных высот (он определяет величину гравитационной энергии), от состояния атмосферы и гидросферы (они определяют величину энергии текучих вод на земной поверхности) и от развития биоты на поверхности суши (оно определяет интенсивность выветривания, с одной стороны, и защищённость поверхности от разрушения при сплошном растительном покрове, с другой стороны). К оценке роли экзогенной составляющей в рельефообразовании можно обратиться лишь позднее, после изучения эволюции других геосфер, образующих географическую оболочку.

Глава У. ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ АТМОСФЕРЫ

Газовая оболочка Земли – *атмосфера*, как и вся географическая оболочка, состоит из ряда сфер, сменяющих друг друга по мере удаления от поверхности геоида и отличающихся друг от друга температурой и давлением. Средний состав сухого воздуха приземных слоев тропосферы весьма постоянен: в нем содержится по объему: азота 78%, кислорода 21, аргона 0,93, углекислого газа 0,03, инертных газов, аммиака, водорода доли процента. Особое значение имеет содержание водяного пара в атмосфере: в приземном слое на экваторе оно составляет до 4% по весу, над Антарктидой $2 \cdot 10^{-5}\%$. В массовом выражении содержание газов убывает по мере

удаления от поверхности Земли (воздух становится более разреженным), в связи с этим давление газов атмосферы падает по мере удаления от поверхности геоида от 760 мм рт. ст. на уровне поверхности геоида до 0,0001 мм рт. ст. на высоте 100 км. При этом соотношение кислорода и азота сохраняется до нижних слоев стратосферы, несколько уменьшается доля более тяжелого аргона. В нижних слоях стратосферы формируется озоновый экран: под влиянием ультрафиолетовой радиации кислород диссоциирует и образует трехатомную молекулу. Выше 100 км в термосфере растет доля легких газов, на расстоянии 1000 км от Земли преобладают гелий и водород. Электронные оболочки молекул разрушаются ультрафиолетовым излучением, образуются ионы и электроны ионосферы. Наиболее интенсивно процесс идет в термосфере, на высоте 100–250 км.

Земная атмосфера уникальна. Отметим некоторые свойства атмосфер других планет земной группы. Маленький Меркурий имеет крайне разреженную атмосферу, в составе которой отмечены аргон, неон, гелий. Атмосфера Венеры содержит углекислоты по массе в 500 раз больше, чем земная; содержит также азот, возможно, водяной пар, но нет или очень мало свободного кислорода; температура и давление у поверхности высокие (750 К и около 100 атмосфер, соответственно). Атмосфера Марса разрежена и содержит углекислый газ, азот, аргон, водяной пар. Большие планеты внеземной группы содержат наиболее летучий газ – водород, что гармонирует с огромными массами этих планет; температура их поверхности очень низка: от -140°C (Юпитер) до -226°C (Нептун); не может быть ни водяного пара, ни углекислого газа; господствуют атомарный водород и азот, их соединения, соединения водорода и углерода (метан); атмосфера очень плотная, атмосферное давление огромно.

Даже беглое знакомство с составом и строением атмосфер планет Солнечной системы позволяет отметить отсутствие в составе их атмосфер значительного количества кислорода, сколько-нибудь сравнимого с таковым в атмосфере Земли. Рассмотрим далее происхождение атмосферы Земли и этапы её развития, которые схематично отражены на рис. 1.

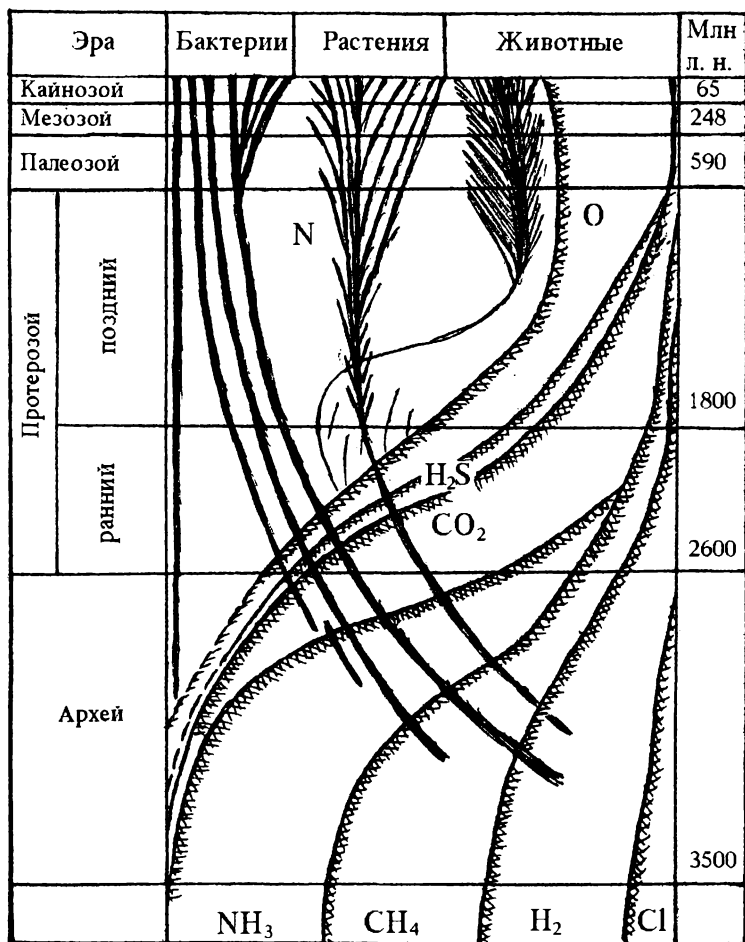


Рис. 1. Эволюция состава атмосферы и жизни на Земле (по А. Г. Вологдину, с изменениями автора в геохронологической схеме)

В протопланетном облаке элементы, составляющие атмосферу, находились в связанном виде: вода – в гидроокислах, азот – в нитридах и нитратах, кислород – в окислах, углерод – в графитах, карбидах. Бомбардировка поверхности Земли могла привести к выделению летучих веществ, но эти выделения должны были поглощаться раздробленными породами, так что первичная атмосфера на этом этапе состояла лишь из небольшого количества азота, аммиака и инертных газов (Монин, 1977).

Дальнейшее наращивание атмосферы связано с вулканизмом и выплавками базальтов. Газы, выделяющиеся из современных вулканов, содержат водяной пар, углекислый газ, хлор, метан, аммиак, из лав отгоняются “кислые дымы” – HCl и HF , сера и ее соединения, а при более низкой температуре – борная кислота и соли аммония. Но в современной атмосфере ряд вулканических газов быстро окисляется кислородом. Результаты химического анализа содержимого газовых пузырьков в древнейших кварцитах показали, что свободный кислород в катархее отсутствовал, около 60% атмосферы составлял углекислый газ, около 35% – сероводород, сернистый газ, аммиак и “кислые дымы”, в небольших количествах присутствовали азот и инертные газы. Эта первичная атмосфера сначала была очень тонкой и не влияла на температуру поверхности Земли, на которой сохранялась температура лучистого равновесия, равная в среднем $+15^{\circ}\text{C}$. Следовательно, почти весь водяной пар должен был конденсироваться, превращаясь в жидкую воду и тем самым формируя гидросферу. В первичный океан переходили, растворяясь, и другие вещества атмосферы. Температурные условия сохранялись в пределах существования жидкой воды. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую ее от других планет Солнечной системы, – постоянное наличие на ней гидросферы.

Кислород мог в небольших количествах быть в атмосфере, так как возможен был процесс фотодиссоциации воды и диссоциации других кислородсодержащих веществ, но его не могло быть много. О его дефиците говорит минералогический и химический состав древних изверженных и осадочных пород: высокое значение

коэффициента $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, наличие в ископаемом состоянии графита и сульфидов (легко окисляющиеся вещества). Образующийся при фотодиссоциации кислород быстро расходовался на окисление. Из-за его недостатка не мог образоваться озоновый экран и тонкая первичная атмосфера пропускала жесткие излучения Солнца до поверхности суши и океана.

Под действием жестких излучений Солнца, способных ускорять формирование сложных молекул (фотокатализ), в океане образовался ряд сложных органических веществ, в т. ч. аминокислоты. В архейских осадочных породах обнаружены следы жизни. Жизнь могла возникнуть и сохраниться только в океане, где первичные организмы при отсутствии озонового экрана были защищены от солнечных жестких излучений некоторым слоем воды (для этого достаточно 10-метрового слоя). Древнейшие достоверные остатки жизнедеятельности организмов (*Eobacterium isolatum*) найдены в кремнистых сланцах системы Свазиленд в Трансваале, возраст их 3,1–3,4 млрд лет. Одними из первых организмов были примитивные одноклеточные – синезеленые водоросли, которые осуществляли фотосинтез органических веществ из углекислоты и воды с выделением свободного кислорода. Такая деятельность водорослей, а затем и сухопутных растений, привела к образованию на Земле кислородной атмосферы, не имеющей аналогов на других планетах.

Избыточное количество биогенного кислорода затрачивалось на окисление атмосферных газов и пород коры. В породах нижнего протерозоя обнаружены свидетельства перехода от восстановительных условий к окислительным в атмосфере и океане, способствующих образованию железистых кварцитов, появление которых относят в раннему протерозою (2,2 млрд л. н.). Содержание свободного кислорода, равное 1/1000 современного уровня, было достигнуто около 1,2 млрд л. н. Этот уровень концентрации кислорода в атмосфере получил название *точка Юри*. С этого времени начали образовываться коры выветривания, окрашенные в бурые и красные тона (окислы и гидроокислы железа). Отношения азота к кислороду, определённые в газовых вклю-

чениях в среднерифейских отложениях, близки к их значениям в современной атмосфере.

Около 600 млн л. н. уровень содержания кислорода в атмосфере уже достиг 1/100 современного состояния; этот уровень называют *точка Пастера*. Организмы переходят к окислению путем дыхательных процессов, что приводит к биологическому взрыву – массовому распространению животных.

Появлению озонового экрана около 400 млн л. н. отвечало содержание кислорода порядка 10% от современного уровня, после чего современный уровень был достигнут очень быстро – всего за несколько десятков миллионов лет.

Азот в атмосфере появился в результате накопления некоторого избытка кислорода; при этом аммиак NH_3 окислялся до свободного азота N_2 . Накапливался он, как и кислород, биохимическим путем, но расходовался меньше, поскольку это более инертный элемент. Его геохимическая история менее ясна, чем история кислорода, но полагают, что уже в среднем рифее отношение азота к кислороду было близко к современному.

Углекислый газ накапливался в атмосфере в результате химических реакций, сопутствующих вулканическим извержениям: метан CH_4 и окись углерода CO окислялись до углекислого газа CO_2 , а углекислота растворялась в морской воде, превращая её из хлоридной в хлоридно-карбонатную. Хемогенное происхождение углекислого газа связывают также с взаимодействием углерода графита с водой, с разложением карбидов в присутствии окислов, с термической диссоциацией первичных карбонатов. Уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере происходит при образовании карбонатов как химическим, так и биохимическим путем (фотосинтез).

В настоящее время элементный состав атмосферы очень беден – всего шесть основных элементов: N, O, Ar, C, He, H, образующих основные газы: азот, кислород, аргон, углекислый газ, водяной пар, водород, гелий. Присутствовать в атмосфере с ее температурным режимом могут лишь те газы, температура ожигения которых ниже температуры, господствующей в атмосфере (Марков, 1960). Все газы атмосферы вполне устойчивы при нынешней температуре атмосферы

ры. Следовательно, обеднение атмосферы (раньше газов было больше) есть результат “температурного отбора” в процессе термической эволюции внешних сфер планеты.

Вторым фактором “отбора” газов атмосферы является их притяжение к Земле, зависящее от массы молекул газов, массы и радиуса планеты. Если скорость движения молекулы больше критической величины, молекула оторвется от Земли, будет происходить утечка газа, потеря его атмосферой. Критическая скорость есть функция массы планеты и ее радиуса. Средние скорости движения молекул газов атмосферы Земли даже при высокой температуре термосферы не превышают критическую скорость, так что в настоящее время земная атмосфера прочно связана с Землей. Так как в течение ранних стадий развития масса Земли быстро прирастала, газы атмосферы укреплялись в своей связи с планетой. Можно говорить лишь о возможной потере (диссипации) водорода, но и то взгляды учёных на этот счет не одинаковы. Например, А. П. Виноградов считал, что есть диссипация гелия и водорода, но она идет очень медленно, И. С. Шкловский и О. Ю. Шмидт отрицали её.

По мере развития Земля накапливала общую массу газов атмосферы, при этом происходило обеднение её газового состава. Атмосфера становилась всё более плотной в ходе общего процесса накопления вещества в верхних геосферах: земной коре (гранитном слое и стратифере) и гидросфере. Возможно, на каких-то этапах развития Земля теряла водород и, может быть, гелий.

Опираясь на историю накопления основных газов атмосферы: кислород, азот и углекислый газ, в развитии земной атмосферы можно выделить следующие этапы. В начале формирования в её составе преобладали метан, аммиак, хлор; затем значительно увеличилось содержание углекислого газа; затем в результате появления жизни стал быстро накапливаться кислород и атмосфера приобрела свой уникальный земной состав, аналогов которому не обнаружено в Солнечной системе.

Таким образом, уникальными свойствами земная атмосфера в первую очередь обязана положению Земли в Солнечной системе. Расстояние её от Солнца таково (не близко и не далеко от главного

светила системы), что температура лучистого равновесия привела к особому термическому отбору газов. При этом масса Земли оказалась способной удержать газовую оболочку. Но этого было бы недостаточно, так как при отсутствии живого вещества кислород не смог бы накопиться в атмосфере; только за счёт фотосинтеза и дыхания растений возможно было установление кислородно-углекислотного баланса, поддерживающего постоянство состава земной атмосферы. Именно отсутствие жизни на всех близких к Солнцу планетах земной группы является главной причиной отличия их атмосфер от атмосферы Земли.

Глава VI. ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ГИДРОСФЕРЫ

Гидросфера – это водная оболочка Земли, включающая всю воду, кроме химически связанной, расположенную на поверхности и в толще земной коры в жидком, твердом и газообразном состоянии. Это океаны, моря, реки, озера, болота, подземные воды, льды многолетнемерзлых грунтов, снежный покров, ледники, вода в атмосфере. Единство гидросферы определяется не только её непрерывностью, но и постоянным водообменом между всеми её частями и постоянным переходом воды из одного агрегатного состояния в другое.

“Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов. Все земное вещество под влиянием ...ее вездесущности в верхней части планеты ею проникнуто и охвачено...Это связано с ее исключительной массой и с исключительной подвижностью ее молекул” (В. И. Вернадский, 1929).

Масса гидросферы составляет $1,4 \cdot 10^{18}$ т, что на порядок меньше массы литосферы ($3 \cdot 10^{19}$ т) и на три порядка больше массы атмосферы ($5,15 \cdot 10^{15}$ т). Основная часть этой массы сосредоточена в океане. Объём воды гидросферы по подсчетам Львовича (1974) приведены в табл. 1.

Океан покрывает 3/4 поверхности планеты, однако удельная доля свободной воды в объёме вещества Земли невелика: объём океана составляет 1/800 объёма планеты, средняя глубина океана (около 4000 км) – это всего лишь 0,0007 радиуса земного шара (“Мир географии”, 1984).

Поскольку океаносфера составляет по объёму большую часть гидросферы, обратимся к ее исто-

рии, выделив в ней два аспекта: 1) историю формирования химического состава океанической воды; 2) историю изменения очертаний океаносферы как главной по объёму части гидросферы.

Следует напомнить химический состав современной океанической воды. Он включает три главные составляющие: растворенные

История формирования химического состава океанической воды

минеральные элементы, газы, органическое вещество.

Каждая составляющая находится в состоянии круговорота, поддерживающего динамическое равновесие с атмосферой и литосферой.

Важнейшей характеристикой состава океанической воды является ее солёность, которую образуют семь ионов: катионы Na, K, Mg, Ca и анионы Cl, SO₄, HCO₃. Сумма ионов, т. е. солёность составляет 35,2‰ (Алекин, 1966). Эта характеристика осреднена как во времени,

Таблица 1
Структура гидросферы Земли (Львович, 1974)

Элемент структуры	Объём, тыс. км ³	Объём, %
Мировой океан	1 370 000	94
Подземные воды, в том числе зоны активного водообмена	60 000	4
	4 000	0,3
Ледники	24 000	1,7
Озёра	280	0,02
Почвенная влага	85	0,01
Пары атмосферы	14	0,001
Речные воды	1,2	0,0001
Всего	1 458 000	100

так и по вертикали в пределах поверхностного слоя до термоклина (слоя температурного скачка). Солёность океанических вод зональна, колебания её составляют 32–42 ‰ для открытого моря. Кроме основных ионов в океанической воде содержатся так называемые биогенные элементы, которые присутствуют в разных формах; их количество контролируется биологическими и биохимическими процессами. К ним относятся соединения фосфора, азота, кремния. Концентрации биогенных элементов имеют другие порядки, чем содержания основных ионов, но они определяют развитие планктона в океане; выход их в осадок происходит через организмы: например, соединения кремния образуют минеральную основу диатомовых водорослей и радиолярий, которые остаются в донных отложениях в виде диатомовых и радиоляриевых илов. Особую роль в химическом балансе океанической воды играет содержание иона водорода, которое выражается в виде логарифма, взятого с обратным знаком, и обозначается символом рН. В поверхностных океанических водах значение рН колеблется от 8,0 до 8,35, уменьшаясь с глубиной.

Основные газы, растворенные в океанической воде, это газы атмосферы: кислород, азот, углекислый газ. Растворимость газов пропорциональна частичному (парциальному) давлению данного газа в атмосфере. Растворенные газы стремятся войти в это равновесие, таким образом атмосфера регулирует газовый состав океанических вод; можно сказать и наоборот, что океаносфера поддерживает постоянство состава атмосферы. Концентрации кислорода в океанической воде достигают 10 мл/л; приход его зависит от содержания в воздухе и интенсивности фотосинтеза, расход – от биологического и биохимического поглощения. Содержание азота определяется в основном равновесием с атмосферой, поскольку азот – газ почти инертный. Источники поступления CO_2 в океаническую воду – с одной стороны, дыхание организмов, процесс брожения и разложения организмов в воде, с другой – ювенильные воды, а также речные воды. Расход углекислоты связан с растворением карбонатов и других минералов, содержащих кальций, а также с образованием известковых осадков. В результате в морской воде может содержаться до 3,2% углекислого газа.

Химический состав океанических вод весьма стабилен, поскольку баланс вещества и энергии в океане довольно устойчив. Баланс формируется во взаимодействии с атмосферой, поддерживающей газовый состав, под влиянием стока с континентов и при воздействии поступления ювенильных (глубинных) вод при излиянии мантийного вещества, в том числе при подводном вулканизме; особую роль играют биохимические процессы в океане. На протяжении геологической истории этот баланс менялся, что приводило к изменениям химического состава океанических вод.

В процессе аккреции при формировании планеты на ее поверхности появилась вода, но ее было мало. Вероятно, она образовывала плёнку, покрывавшую относительно выровненные и вогнутые поверхности. Между океаническим раствором, атмосферой, образованной вулканическими газами, и горными породами дна океана и его берегов устанавливались равновесия, непрерывно менявшиеся. Дегазация вулканических кислых продуктов, растворявшихся в воде, являлась главным процессом, формировавшим солевую массу океана. Полагают, что продукты дегазации мантийного вещества – пары и газы – составляют анионную компоненту солевой массы океана. Аналогичные процессы наблюдаются в настоящее время при подводном вулканизме. Но на состав газов современных вулканов влияет кислород, которого в ранней атмосфере и в океанической воде не было или было мало. Так, теперь сера и сероводород окисляются до SO_2 и SO_3 ; частично окисляется аммиак и метан. В условиях же безкислородной атмосферы господствовали “кислые дымы”, и воды поэтому тоже были кислыми. Источниками хлора и брома в океане могли быть только эманации вулканических извержений, подобного количества этих элементов на суше нет. Сильные кислоты разрушали базальты и ультраосновные породы, извлекая эквивалентное количество щелочей и щелочноземельных элементов, образовывались соли. Океан изначально становился солёным бассейном, при этом pH его вод был низким. Ионы Cl и HCO_3 накопились в результате поступления продуктов вулканизма, ион SO_4 в силу отсутствия кислорода в водах первичного океана не образовыв-

вался, сера присутствовала в виде сероводорода (H_2S). В малых количествах кислород возникал в результате фотодиссоциации воды; он накапливался, но очень медленно. Постепенно количество солей в океаносфере росло.

А. В. Виноградов (1967) полагал, что сумма солей в воде первичного океана была близкой современной, но состав был иной: меньше щелочей и щелочных металлов. Катионы в океаническую воду поступали в результате разрушения основных и ультраосновных пород, которое шло интенсивно при более высокой температуре (излияние лав под водой). Преобладание иона Na над ионом K следует из состава ультраосновных пород, поступления иона K, возможного лишь с суши (выветривание глин, сланцев, гранитов), тогда не могло быть; ион Mg также поступал из основных пород в количестве, большем, чем теперь; ион Ca накапливался при выщелачивании из базальтов (сейчас большая часть его поступает с речными водами). В дальнейшем баланс солей в океане менялся.

В целом историю вод Мирового океана можно схематично подразделить на главные стадии: первичный океан, переходный океан и океан, близкий современному (Клиге и др., 1998).

Особенности химических процессов первичного океана нами уже рассмотрены. Воды его представляли собой растворы сильных кислот, pH составлял 1–2, катионный состав был кальциево-натриевым или магниево-кальциево-натриевым. По мере увеличения массы катионов происходила нейтрализация состава океанических вод и кислотность снижалась.

В переходную стадию происходило зарождение и постепенное развитие жизни в океане. Воды архейского океана были солоноватыми (по Н. М. Страхову $S = 25\%$), анионный состав был близок к современному, катионный состав сильно отличался: было невелико содержание иона K, зато было выше содержание железа и марганца; высоким было содержание кремния; pH воды оставался низким, содержание растворенных газов иным, отражающим состав атмосферы того времени (по данным Ю. П. Казанского содержание CO_2 составляло 44,2%, $O_2 - 5,5\%$ суммы растворённых газов).

Важнейшие изменения в балансе вещества и энергии в океане были связаны с образованием и развитием биосферы. Простейшие живые организмы могли возникнуть и сохраниться в океанической воде даже при отсутствии озонового экрана. В продолжении промежутка времени от архея к палеозою постепенно накапливался кислород в атмосфере и гидросфере; это накопление резко возросло, когда в связи с увеличением биомассы процесс фотосинтеза стал ведущим в его накоплении. Избыток кислорода привел к окислению метана до углекислого газа, вследствие чего стабилизировалась карбонатная система воды, появились условия для накопления биогенных карбонатов. Окисление сероводорода и сернистого ангидрида привело к появлению в воде сульфат-иона SO_4 и изменению качества океанической воды: она стала сульфатно-хлоридной. Фотогенный синтез сложных органических соединений прекратился (защита озонового экрана), начался биогенный синтез. К началу палеозоя сформировалась буферная система карбонат-бикарбонатного равновесия: атмосфера – океан – донные отложения. Таким образом, в переходную стадию истории формирования вод Мирового океана произошло изменение солевого состава океанических вод.

Приближению состава океанической воды к современному способствовало изменение выветривания на суше, развитие биогеохимических процессов. К началу палеозоя солевой состав океанической воды стал идентичен современному и качество океанической воды в дальнейшем не менялось направленно, хотя могли быть колебания состава, зависящего от интенсивности поступления ювенильных вод (вод, выделяющихся в литосфере из магмы), от климата, от связанного с ним характера выветривания, выноса вещества с суши, и т. п.

Несмотря на различие взглядов на начальные этапы развития Земли, практически неизвестно состояние “сухой”, т. е. безводной

История изменения очертаний океаносферы

земной поверхности: гидросфера возникла в постаккреационном процессе дифференциации вещества, слагающего Землю. Прямым доказательством древности гидросферы является наличие осадочных пород возрастом свы-

ше 3 млрд лет. Конфигурация океаносферы зависит от объёма воды и отражает состояние рельефа земной поверхности, поскольку вода покрывает самые низкие ее части. Одна из первых попыток установить причины изменения конфигурации океаносферы принадлежала Эдуарду Зюссу. Второй том его сочинения “Лик Земли” называется “Море” и посвящен колебаниям уровня океана – его *трансгрессиям и регрессиям*, и причинам их вызывающим. Наступание моря на сушу Зюсс предложил называть положительным движением уровня, трансгрессией, а его отступление – отрицательным движением, регрессией. Зюсс также ввел понятие “эвстатические” колебания уровня океана, вложив в него следующее содержание: эвстатические движения – это движения водной оболочки, а не изменение объёма океанических вод. По мнению Зюсса к эвстатическим движениям уровня океана приводили глобальные изменения рельефа дна Мирового океана; эти движения могли представлять собой как регрессии, так и трансгрессии, но регрессии, по мнению Зюсса, в истории планеты преобладали, так как “... земной шар сжимается, море следует за ним... Опускание океанической оболочки распространяется на всю поверхность Мирового океана. Происходит общее отрицательное движение уровня моря... Эти движения выражаются на всей земной поверхности примерно на одинаковую высоту”. Причиной же эвстатических трансгрессий по Зюссу являлось заполнение океанических впадин продуктами денудации суши и уменьшение за счет этого ёмкости впадин. Таким образом, хотя эвстатические колебания уровня океана по Зюссу – это движения водной поверхности, причиной их является движение земной коры, на которое водная оболочка лишь пассивно реагирует.

Но есть и движения уровня океана, которые зависят от объёма самой водной массы, а не от положения дна океана. Идею о планетарной трансгрессии океана в связи с наполнением океанических впадин водой высказывал известный геоморфолог Альбрехт Пенк (1858–1945). Он даже сделал расчет прироста океанической водной массы и получил такие цифры: ежегодно поступает 1 км^3 ювенильной воды, что ведет к повышению уровня океана на 1 мм за 1 000 лет. Такие же идеи высказывались русскими

геологами А. П. Павловым и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Оба ученых сходятся в том, что действительные движения уровня водоемов могут иметь две различные причины. А. П. Павлов различает гидрократические “автономные” движения уровня водоемов, вызванные изменениями, происходившими в объеме вод, и геократические движения уровня водоёмов, лишь отражающие те процессы, которые происходят в литосфере и вызывают движения дна водоемов. Легко видеть, что эвстатические движения Э. Зюсса – это те же геократические движения А. П. Павлова. Примем терминологию, предложенную А. П. Павловым, как более точную, и рассмотрим роль двух типов колебаний уровня Мирового океана в эволюции его конфигурации.

Поскольку *гидрократические* движения уровня океана обусловлены увеличением объема океанических вод, в первую очередь следует обратить внимание на процесс наращивания массы гидросферы в ходе гравитационной дифференциации первичного вещества планеты. По А. С. Мониному (1977, ссылка на работы О. Г. Соколовина) в катархее и архее воды в океанах было недостаточно, чтобы покрывать срединно-океанические хребты, вода в океаническую кору поступала из мантии; лишь в начале протерозоя уровень океана достиг вершин срединно-океанических хребтов и в течение всего нижнего протерозоя объем океана почти не увеличивался, поскольку все поступления воды поглощались океанической корой; с начала среднего протерозоя океаническая кора приобрела современный характер и избыток поступающей из мантии воды привёл к дальнейшему росту объема Мирового океана, который продолжается в настоящее время и будет продолжаться, замедляясь, ещё около 2 млрд лет. Темп этого прироста невелик с позиций направленного повышения уровня океана: по Пенку (других расчётов не приводится) 1 мм за 1000 лет. Таким образом, основной прирост массы Мирового океана произошёл в докембрийское время, в фанерозое направленное приращение водной массы вряд ли было значительным. Есть и другая точка зрения. По мнению В. В. Орленка, на рубеже мезозоя и кайнозоя началось быстрое увеличение поступления ювенильных вод, опережающее про-

гибание океанического дна, связанное с альпийским орогенезом. Он полагает, что в настоящее время “планета извергает воду с максимальной за последние 160 млн лет скоростью” (Орленок, 1998, стр. 64).

Более резкие и кратковременные гидрократические колебания уровня Мирового океана связаны с изменениями структуры гидросферы при возникновении и расширении криосферы. В настоящее время на долю льдов в географической оболочке приходится более 2% объёма гидросферы; при более холодных климатах эта доля сильно возрастала, вода, превращавшаяся в лёд, изымалась из океана, уровень его понижался. При таянии льдов, когда вода возвращалась в океан, его уровень вновь повышался. Реальность таких трансгрессий и регрессий подтверждена геологическими материалами, такие колебания уровня превосходят амплитуду 100 м, и эта амплитуда отмечается для коротких с геологической точки зрения отрезков времени. Такой же механизм колебания уровня Мирового океана возникает и при других изменениях стока с суши в связи с вариациями климата, которые приводят к изменениям в геологическом и географическом кругооборотах. Если обратиться к терминологии Зюсса, такие колебания идут на фоне постоянного объёма гидросферы, но при изменчивости объёма океаносферы, т. е. при изменениях структуры гидросферы. Поэтому их ещё называют *гляциоэв-статическими*.

Геократические движения уровня океана – это колебания отраженные или колебания ёмкости океанической ванны. К таким движениям применимы слова В. И. Вернадского о том, что моря, вновь образующиеся при трансгрессиях, представляют как бы всплески всемирного океана, масса которого неизменна. Именно тектонические движения способны вызвать те трансгрессии и регрессии океана, которые отмечаются при палеогеографических реконструкциях отдалённых времён.

Главные положения учения о колебаниях уровня Мирового океана можно кратко сформулировать следующим образом.

1. В течение геологической истории происходит увеличение объёма вод океана путем поступления их из мантии.

2. Глобальные трансгрессии и регрессии, меняющие лик Земли, имеют геократическую природу. Трансгрессии присущи спокойным в тектоническом отношении геологическим периодам, называемым *талассократическими*; регрессии – эпохам диастрофизма, складчатости, называемым *геократическими*.

3. Короткопериодические поднятия или опускания уровня океана возникают под воздействием климатически обусловленных паводков или спадов речных, а в особенности ледниковых вод. Они имеют гидрократическую природу, но также, как и геократические, одинаковы по знаку и амплитуде на всех побережьях. Такие трансгрессии присущи межледниковым, а регрессии – ледниковым палеоклиматическим условиям.

4. Дифференцированные тектонические движения в береговых зонах приводят к разновременным трансгрессиям и регрессиям морей – окраинных частей океана. Эти колебания разновременны и различны по знаку.

Проблемам колебания уровня океана посвящена большая специальная литература. Существуют научные школы по изучению геоморфологии берегов (в том числе на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ). В палеогеографии развито направление по изучению древних береговых линий (в частности, в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ под руководством профессора П. А. Каплина). При этом особое внимание уделяется развитию морских берегов в плейстоцене–голоцене, в связи с чем следует отметить работу А. Ю. Селиванова (1996), в которой приводится полный обзор причин изменения уровня моря в различных масштабах времени.

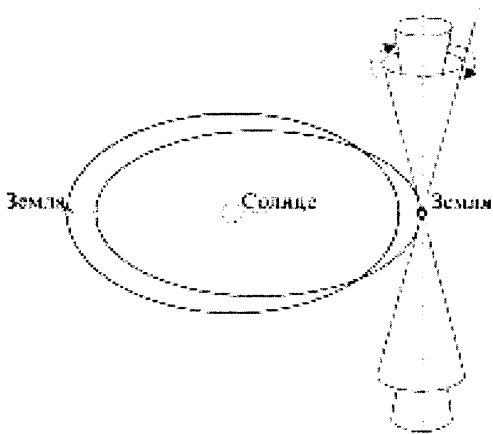
Гидросфера планеты включает материковую часть, представленную подземными водами, водами озёр и рек, почвенной влагой,

О гидросфере суши ледниками (см. табл. 1). Материковая гидросфера в каждый геологический период имела свои особенности. Наиболее крупные изменения в ней связаны с появлением материковых оледенений и их деградацией, т. е. с историей криосферы. Ледники известны на поверхнос-

ти Земли, начиная с архейской эры. Развитие оледенения есть функция климата и поэтому проблемы развития криосферы на Земле необходимо рассматривать в связи с изменением климатов Земли.

Глава VII. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТОВ ЗЕМЛИ

Рассмотренные природные геосферы: атмосфера, гидросфера и верхние слои литосферы находятся в тесном взаимодействии так, что наиболее изменчивыми в результате этого взаимодействия оказываются нижние слои тропосферы. На них воздействует солнечная радиация, которая весьма сложно трансформируется, проходя через верхние слои атмосферы; они же пропускают через себя внутреннюю энергию Земли, задерживая часть её. Физическое состояние этих слоев воспринимается через различные метеорологические характеристики как погода, и через многолетний режим погоды – климат. Обеспечивается однообразие климата постоянством орбитальных характеристик Земли как планеты, постоянством поступающей солнечной радиации, составом атмосферы, постоянством планетарного рельефа планеты – распределения на ее поверхности континентов и океанов.



Основная закономерность в пространственном распределении климатов на земном шаре – широтная и высотная поясность. Положение границ поясов обеспечивается теми постоянствами, которые перечислены выше. Эти постоянства присущи многолетним,

многовековым, тысячелетним отрезкам времени, но вряд ли более. Изучение геологических материалов, которые охватывают промежутки времени совсем других порядков – многие тысячи и миллионы лет, – показывает, что на Земле многократно менялись ландшафты, а это значит, что менялся климат. Ведь именно от климата и от рельефа в первую очередь зависит состояние растительного и животного мира, ископаемые остатки которых лежат в основе палеогеографических реконструкций.

Можно условно выделить две группы гипотез: *астрономо-физические* и *геолого-географические* (Синицын, 1967). К первой от-

Гипотезы о причинах изменений климатов

носятся гипотезы, привлекающие для объяснений космические процессы, а ко второй – гипотезы, принимающие в качестве основных причин изменений климата процессы планетарные, “земные”.

Астрономо-физические гипотезы связывают изменения климата с колебаниями количества и состава солнечной радиации, поступающей на внешнюю границу атмосферы. Они в свою очередь подразделяются на две подгруппы, из которых одна основное значение придает изменениям самой излучающей способности Солнца, представляющего собой, по этим воззрениям, переменную звезду, а другая исходит из постоянства солнечной радиации и переменности положения Земли по отношению к потоку солнечных лучей.

Представления об изменчивости солнечной радиации, связанной с переменной активностью Солнца, лежат в основе известных гипотез Э. Д. Эпика (1961) и Д. К. Симпсона (1934).

Гипотеза Эпика основана на допущении, что в недрах Солнца создаются зоны неустойчивости, что приводит к временному ослаблению солнечного излучения, следствием которого является охлаждение климата Земли. После восстановления прежнего излучения на Земле возвращается теплый климат. Многократные повторения этих процессов, имеющих характер “мерцаний” Солнца, являются причиной периодичности климатических изменений, в том числе повторяемости эпох оледенения. Однако нет доказательств таких “мерцаний” продолжительностью в сотни тысяч лет,

известно лишь влияние на климат короткопериодических изменений излучения, связанных с циклами развития солнечных пятен. Несмотря на это, поиски причин периодических изменений климата в колебаниях солнечной радиации являются перспективными.

Гипотеза Симпсона исходит из того, что похолодания климата возникают при усилении солнечной радиации. Увеличение солнечной постоянной на 10% достаточно для того, чтобы повысить температуру земной поверхности, увеличить испарение с поверхности океанов и сформировать плотный облачный покров. За этим последует увеличение количества осадков и прохладное лето в высоких широтах, при котором выпавший снег может не успеть растаять полностью, что способствует при многократном повторении возникновению и росту ледников в высоких широтах. Возросшая отражательная способность облачного покрова исключает возможность значительного повышения температуры соответственно увеличивающейся радиации. Когда же приток солнечной радиации приближается к максимуму, температура приземных слоев атмосферы повышается настолько, что испарение и таяние начинают превышать ежегодные накопления снега; ледники вследствие этого сокращаются и исчезают. При максимуме солнечной радиации ледниковая эпоха сменяется теплым и влажным межледниковьем. Переход к фазе ослабления солнечной активности сопровождается возрождением влажного прохладного климата и повторным оледенением. Однако с приближением к минимуму радиации испарение начинает ослабевать, уменьшается количество осадков; ледники лишаются значительной части снегового питания, рост их приостанавливается, следует их деградация. Наступает межледниковая эпоха, но холодная и сухая. При новом повышении радиации все процессы повторяются. Построения Симпсона с разными уточнениями пользуются широким признанием. К их достоинствам следует отнести увязку периодических изменений солнечной радиации с динамическими процессами в атмосфере.

Иначе рассматривалась переменность солнечной радиации, поступающей на Землю, астрономом Ф. Нольке (1909). Поскольку Солнце считается постоянной звездой и переменность солнечной

радиации с периодичностью в сотни тысяч лет не доказана, Ф. Нольке считал, что Солнечная система периодически встречает на своем пути туманности, ослабляющие поток лучей, поступающих на Землю. При прохождении темных областей туманностей часть солнечной радиации поглощается и не достигает Земли, в результате наступает похолодание. Однако, по-видимому, эффект поглощения солнечной радиации на таком маленьком отрезке космического пространства, как радиус земной орбиты, незначителен; эта гипотеза потеряла своих последователей. В других гипотезах этой подгруппы гипотез основное внимание уделяется не столько количественным изменениям солнечной радиации, сколько качественным, влияние которых на климат мало исследовано.

Вторая подгруппа астрономо-физических гипотез основана на переменности положения Земли по отношению к потоку солнечных лучей при постоянстве солнечной радиации. На изменение распределения солнечной радиации по поверхности Земли, в связи с неравенствами или возмущениями земной орбиты (см. главу II), впервые указал английский астроном Кролл, в дальнейшем принципы его гипотезы разрабатывались М. Миланковичем и были поддержаны В. Кеппенем и А. Вегенером.

М. Миланкович построил интегральные кривые колебания солнечной радиации для избранных широт на весь четвертичный период. Эти кривые были сопоставлены с хронологией этого периода и пики кривой Миланковича, соответствующие периодам с холодным летом, совпали с ледниковыми эпохами. Убеждение в наличии связи интегральной кривой солнечной радиации с главными событиями четвертичного периода было настолько сильным, что многие геологи-четвертичники приняли кривую радиации Миланковича за основу геологического летоисчисления. Однако более поздние расчеты астрономов показали, что изменения солнечной радиации, отраженные кривой Миланковича, приводят к амплитудам температуры не больше 2°C ; кроме того, Миланковичем не учтены динамические процессы атмосферы, имеющие исключительное значение в формировании климата. Интерес к гипотезе уменьшился, тем не менее, в настоящее время к идеям Миланковича обра-

тились вновь, и на новом витке познания они успешно разрабатываются (Монин, 1977), при этом некоторые позиции рассматриваются критически (Большаков, 2003).

Некоторое климатическое значение могло иметь и удлинение продолжительности суток в результате замедления вращения Земли под влиянием лунных и солнечных приливов (на 0,0014–0,0024 с. в столетие). Предполагается, что в начале палеозоя сутки были на 2,5 часа короче современных, значит год был длиннее, что должно было сказаться на сезонных характеристиках.

Геолого-географические гипотезы, в свою очередь, могут быть подразделены на две подгруппы: гипотезы, связывающие колебания климата с изменениями состава и свойств атмосферы, и гипотезы, объясняющие их изменениями поверхности Земли.

Обратимся сначала к климатическому значению состава атмосферы. Тепловые свойства атмосферы определяются содержанием в ней водяного пара, углекислого газа и пыли. Эти компоненты называют термоактивными примесями (Монин, 1977).

Наибольшее климатическое значение имеет водяной пар. Он пропускает к поверхности Земли солнечную радиацию, но экранирует длинноволновое (тепловое) земное излучение. Поэтому увеличение в атмосфере (точнее в тропосфере) количества водяного пара приводит к усилению парникового эффекта и увеличению температуры у земной поверхности. С другой стороны, если повышается облачность (часть водяного пара конденсируется в облаках), увеличивается отражение и снижается температура. Облачность повышается не только при повышении влажности, но вместе с ростом запыленности, появлением кристалликов льда и других ядер конденсации.

Существенное влияние на климат планеты оказывает также содержание в атмосфере углекислого газа, на что указывали ещё Тиндаль и Аррениус. Углекислый газ не пропускает теплового излучения Земли. Подсчитано, что если бы содержание углекислого газа увеличилось вдвое по сравнению с современным, то температура Земли возросла бы на 3°C. Если бы углекислый газ отсутствовал в тропосфере совершенно, температура понизилась бы на 21°C и составляла бы –7°C (при исключении отепляющей роли океана).

И, наконец, увеличение в тропосфере пыли приводит к уменьшению поступления солнечной радиации к земной поверхности, что в сумме с увеличением облачности понижает температуру земной поверхности. Источником пыли и огромных масс пепла являются вулканические извержения. Вслед за крупнейшими извержениями всегда отмечаются похолодания климата, иногда в течение нескольких лет.

Рассмотрим влияние на климат изменений поверхности Земли. В современной классификации климатов выделяют континентальные и морские подтипы. *Изменчивость в распределении суши и моря* в течение геологической истории сопровождается изменчивостью глобального климата: чем больше площадь водной поверхности, тем менее разнообразны земные климаты. Наличие же больших площадей суши приводит к большему разнообразию климатов, которые становятся более континентальными с отчетливыми межзональными контрастами и большим температурным градиентом экватор–полюс; в атмосферной циркуляции при этом усиливается вдольмеридиональный перенос. По мере увеличения площади суши усиливается также роль антициклонов, что способствует похолоданию климата. При сложном распределении материков и океанов формируется много локальных барических центров, усложняющих климатическую зональность (Синицын, 1967).

Имеет значение не только площадь, но и *географическое размещение основных массивов суши*: если они сосредоточиваются больше в высоких широтах и меньше в низких, климат будет континентальнее, чем в противоположном случае. Именно положением больших массивов суши в околополюсном пространстве удается объяснить образование континентальных ледников, поскольку астрономо-физические гипотезы объясняют лишь чередования ледниковых и межледниковых эпох, но не возникновение покровных континентальных оледенений (Хаин, 1994).

Большое климатическое значение имеет средний *гипсометрический уровень* суши. Если он повышается, становится меньше атмосферное давление, сильнее испарение и ниже средняя температура. С понижением среднего гипсометрического уровня климат

материков становится теплее и влажнее. Не случайно ледниковые периоды “совпадают” с геократическими эпохами, эпохами горообразования. Так последний ледниковый период соответствовал альпийской складчатости; герцинская складчатость сопровождалась обширным оледенением Гондваны; каледонская складчатость повлекла за собой обширное оледенение северной периферии Гондваны.

Но чтобы вызвать покровное оледенение одного горообразования было бы недостаточно, это доказывает пример киммерийской мезозойской складчатости, которая не сопровождалась оледенением: следов мезозойских покровных оледенений пока не обнаружено. Появление покровных оледенений в кайнозое может объясняться возникновением *крупных континентальных массивов с компактным расположением материков в высоких широтах* и образованием на материках крупных горных систем (Хаин, 1994).

Значительное влияние на климат оказывает *рельеф континентов*: высокие хребты, которые располагаются на путях движения воздушных масс, влияют на распределение атмосферных осадков, становясь важными климаторазделами (например, Гималаи). Подводный рельеф также влияет на климатические особенности различных территорий, воздействуя на направление океанических течений. Так что не только глобальные, но и региональные изменения в рельефе континентов и дна океанов могут привести к климатическим вариациям.

Важнейшим свойством подстилающей атмосферу поверхности является её отражающая способность (альбедо). Как известно в природе наибольшим альбедо обладают снег и лёд. Многие гляциологи и геоморфологи, а еще ранее климатологи (Ч. Брукс) отмечали, что *особенности поведения льда* могут сами по себе определять смены интервалов разрастания и сокращения ледниковых покровов на земном шаре. Колебания климата могут быть не только причиной появления ледниковых покровов, но и следствием их существования. Большое альбедо льда обеспечивает быстрое нарастание холода уже при зарождении ледника. Холодные склоновые ветры увеличивают области охлаждения. Крупная масса льда блокирует циклоны и отклоняет их (в северном полушарии к югу).

Процесс похолодания климата в таком случае развивается очень быстро; расчёты показывают, что переход от неледниковых условий к ледниковым с геологической точки зрения происходит мгновенно (теория “снежной лавины”). По мнению Найджела Колдера (“Зимы нашей планеты”, 1982), умеренные широты отличаются неустойчивым климатом с внезапными переходами от относительно тепла к резко нарастающему холоду. Если снежный покров или его часть были достаточно мощными и обширными, чтобы сохраниться в течение ряда прохладных летних сезонов, соответственно возросшее альbedo поверхности могло привести к резкому понижению температуры воздуха, при котором темпы абляции начинают отставать от темпов аккумуляции; при достижении стабильности в этой тенденции оледенение может начаться неожиданно за несколько лет, причем не в далеких снежных горах, а на равнинах и плато умеренных широт (55–65,5⁰ с. ш.).

Таким образом, существует много факторов, влияющих на климат, сведение которых в стройную модель климата для различных периодов затруднительно. Основной недостаток всех реконструкций в масштабе геологического времени заключается в том, что ученые располагают прямыми количественными метеорологическими наблюдениями только за несколько столетий; за изменениями температуры океанов и баланса массы ледников – только за несколько десятилетий. Самая стройная модель ледниковых периодов (периодов с наиболее резкими климатическими изменениями) зависит от вводимых в расчёт данных, которые сами по себе содержат неопределенность. Поэтому, несмотря на умозрительный и противоречивый характер, более правдоподобными оказываются не модели, а “сложные” гипотезы, опирающиеся на учет изменений высот и конфигураций материков в сочетании с количеством солнечной энергии, получаемой поверхностью Земли. По отношению к оледенениям, как к наиболее изученным событиям в истории климатов Земли, климатическую концепцию можно было бы сформулировать таким образом: направленные похолодания, свойственные геократическим этапам, когда континенты имели большую абсолютную высоту и концентрировались в околполяр-

ном пространстве, приводили к тому, что астрономические ритмы становились причиной чередования ледниковый и межледниковый; в расширении покровных ледников и в их деградации существенную роль играли процессы саморазвития.

Исходя из состояния земных недр, рельефа, массы и состава атмосферы в криптозое можно предполагать принципиальное отличие климатов *крипто-*

зоя от *фанерозойских*.

Изменение климатов в течение геологической истории

Поскольку атмосфера

в архее состояла из паров воды, облачный покров был непроницаем для солнечных лучей. Большое содержание “кислых дымов” делали атмосферу агрессивной. Климаты в архее не были солнечнообусловленными. К началу протерозоя основная масса паров воды в атмосфере конденсируется, мрак рассеивается и сменяется густой тенью (Синицын, 1967). В протерозое климат постепенно становится более сравнимым с современным, поскольку в составе атмосферы постепенно увеличивается содержание кислорода и азота, она становится более прозрачной; масса её тоже приближается к современной. Таким образом, главная тенденция в изменении климатов *криптозоя* заключается в направленном понижении температуры воздуха и в возрастании его солнечной обусловленности. Геологических материалов, которые позволяли бы прямо говорить о климатической зональности в криптозое, нет, однако к началу протерозоя таковая не представляется невероятной. Например, в отложениях позднего протерозоя, датируемых 1 млрд и 600 млн л. н., во многих областях земного шара обнаружены тилитоподобные породы, трактуемые как следы мощных оледенений, а наличие территорий, покрытых ледниками, наряду с другими, не покрытыми льдом, говорит о зональности климата.

В *фанерозое* эволюция газового состава атмосферы продолжается в том же направлении – в увеличении содержания кислорода и уменьшении количества углекислого газа. Поэтому должна была понижаться температура воздуха. Менялось содержание и других термоактивных примесей, что продолжало вести к увеличению прозрачности атмосферы, снижению парникового эффекта,

а следовательно, и к возрастанию солнечной обусловленности климата. Существуют расчеты ученых по установлению отличия средней температуры воздуха в различные геологические периоды по сравнению с настоящим временем, основанные на оценках этих факторов. Так, М. И. Будыко (1985) принял за ведущие в своих реконструкциях три параметра: количество CO_2 в атмосфере, величину солнечной постоянной и альбедо Земли, (табл. 2).

Анализируя полученные гипотетические данные, видим, что ни в один из периодов фанерозоя температурные условия не могли быть ниже современных. Однако этот вывод не абсолютен, так как рассматриваются осреднённые характеристики для всего периода в целом, между тем палеоклиматы каждого периода были очень разнообразны как во времени, так и в пространстве.

Признавая *направленность* в изменении климатов Земли в фанерозое в сторону их похолодания, следует не понимать её упрощённо, только как прогрессивное похолодание. Главная тенденция в изменении климатов – это неуклонное усиление климатических различий на земной поверхности, т. е. *обострение пространственной климатической дифференциации* (Дашкевич, 1969). Иллюстрацией к этому положению служит серия палеоклиматических карт, построенных Н. А. Ясамановым (1985). На этих картах мы видим, что количество типов климата увеличилось от трёх в кембрийском периоде до семи в плиоцене при сохранении полярной антисимметрии, то есть количество климатических поясов возросло от 5 до 13. Усложнение происходило также за счёт появления секторности в структуре климатических поясов, поскольку в фанерозое предполагается увеличение площади континентов и изменчивость их конфигурации.

Ярче выражена другая закономерность в эволюции климатов – *колебательные изменения климатической структуры мира*. В ходе геологической истории повторялись эпохи обширных материковых оледенений (рифей, поздний палеозой, поздний кайнозой), которые сопровождались резким обострением климатической зональности; они неоднократно сменялись эпохами господства тёплых гумидных климатов (кембрий, ранний карбон, ранняя юра,

Таблица 2

Средняя температура воздуха на Земле в прошлом по сравнению с современной (по М. И. Будыко и др., 1985)

Интервал времени	Возраст, млн л. н.	Отклонение температуры воздуха от современной, °С	Интервал времени	Возраст, млн л. н.	Отклонение температуры воздуха от современной, °С
Плиоцен	2-9	3,4	Поздняя пермь	236-257	6,2
Миоцен	9-25	6,4	Ранняя пермь	257-282	8,0
Олигоцен	58-67	2,8	Средний и Поздний карбон	282-322	5,0
Эоцен	37-58	8,5	Ранний карбон	322-346	11,0
Палеоцен	58-67	6,7	Поздний девон	346-362	8,3
Поздний мел	67-101	10,4	Средний девон	362-378	6,6
Ранний мел	101-133	9,2	Ранний девон	378-402	5,1
Поздняя юра	133-153	10,9	Силур	402-435	4,7
Средняя юра	153-168	9,3	Ордовик	435-490	6,9
Ранняя юра	168-196	7,7	Поздний кембрий	490-520	2,3
Поздний триас	196-211	7,1	Средний кембрий	520-545	3,9
Средний триас	211-221	8,7	Ранний кембрий	545-570	2,9
Ранний триас	221-236	6,2			

эоцен), в которые климатическая зональность ослабевала. Эта закономерность могла быть обусловлена как астрономо-геофизическими, так и геолого-географическими факторами. Более очевидна связь изменений климатов фанерозоя с цикличностью тектонической жизни земной коры: эпохи орогенеза и усиления геоморфологической дифференциации земной поверхности были, как правило, и эпохами обострения климатических различий на земном шаре. Геократические фазы в жизни континентов были и фазами отчётливо выраженной аридизации климатов, в то время как талассократические фазы сопровождались смягчением климатических контрастов и расширением гумидных зон. Таким образом, направленные изменения климатов в фанерозое затушёвываются более заметным чередованием тёплых и холодных интервалов времени.

Холодные периоды нередко охарактеризованы геологическими материалами, свидетельствующими о расширении *морозных* территорий на земном шаре. Надёжным геологическим свидетельством древних оледенений являются, как упоминалось, древние морены (тиллиты). В последнее двадцатилетие получены новые данные о современной криозоне Земли, которая состоит не только из наземных ледников, но также из мёрзлых приповерхностных частей литосферы, плавучих морских льдов и отрицательнотемпературных вод (Клиге и др., 1998). Вероятно, в геологическом прошлом имела место аналогичная картина, поэтому эпохи широкого развития морозных образований, соответствующих холодным климатам, стали именовать *криогенными*, а разделяющие их эпохи, когда признаки морозных образований отсутствуют, *термогенными*. Всего в геологической истории разные авторы выделяют четыре или пять крупных криогенных эпох: в раннем протерозое (2,6–2,0 млрд л. н.), в позднем протерозое (900–600 млн л. н.), в палеозое (460–420 и 330–240 млн л. н.) и во второй половине кайнозоя (38 млн л. н. по настоящее время). Хронологически выделенные промежутки времени не соответствуют традиционной геохронологической схеме, поэтому вполне логичным представляется выделение крупных криогенных эпох Н. М. Чумаковым, который употребляет термин “гляциоэра”, сразу отказавшись от традици-

онных геохронологических единиц, а в названия выделенных гляциоэры вводит места находок тиллитов (Чумаков, 1987). Так в соответствии с вышеуказанными возрастными он выделяет Канадскую, Африканскую, Гондванскую и Лавразийскую гляциоэры. Предполагается, что криогенные эпохи были относительно непродолжительными и разделялись длительными термогенными; амплитуда изменения средних глобальных значений температуры между ними достигала 10–20°С (Зубаков, 1990).

Теплые и холодные климаты отличались не только значениями температуры, но главным образом *характером климатической зональности* (рис. 2). Для термогенных эпох была характерна слабая дифференциация климатических поясов: пояса широкие и переходы между ними постепенные. Криогенные эпо-

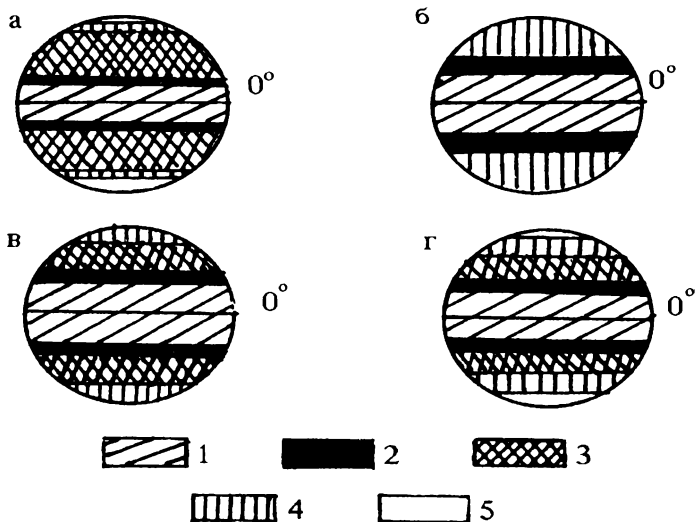


Рис. 2. Климатическая зональность прошлых геологических периодов (по П. П. Предтеченскому, 1948). Климаты: а – перми; б – мела и палеоцена; в – эоцена и олигоцена; г – четвертичного периода (криохрон). 1 – экваториально-тропическая зона; 2 – зона субтропического максимума давления; 3 – зона умеренных широт; 4 – тёплая полярная зона; 5 – холодная полярная зона

хи отличались тем, что набор поясов был разнообразнее и границы между поясами были резкими.

Из рис. 2 видно, что тёплые и холодные периоды геологического прошлого особенно резко различаются по количеству и расположению климатических поясов.

Весьма отчётливо была выражена неравномерность изменений климата в пространстве: при одних и тех же глобальных изменениях температуры отмечалась *разная степень изменчивости климатов различных регионов*. В качестве примера возьмём кайнозойские климаты как наиболее изученные. Максимальная изменчивость климата в позднем кайнозое была характерна для высоких и средних широт северного полушария; минимальная – для экваториальных и тропических широт. Каждый широтный пояс по своему преломляет влияние тех или иных глобальных факторов климатообразования.

Вышеизложенные соображения относительно изменения климатов приводят к выводу о том, что в каждую геологическую эпоху сочетание климатообразующих факторов было своеобразным, не похожим на другие эпохи, поэтому справедлив тезис К. К. Маркова (1960), что климаты геологического прошлого неповторимы.

Глава VIII. СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА БИОСФЕРЫ

Биосфера – сфера жизни. Этот термин ввел Эдуард Зюсс в конце XIX в. Прямое значение этого термина подразумевает совокупность живых организмов. Поэтому, остановимся на определении живых организмов и сначала на составе органического вещества. Химическими элементами, которые образуют это вещество, являются водород, кислород, азот и углерод, которые составляют 99% всего органического вещества. Эти элементы образуют огромное количество соединений. Вместе с ними в его состав входят сера, фосфор, кремний, кальций и небольшое количество других элементов. Состав биосферы близок к составу морской воды,

содержащей, как известно, все элементы таблицы Менделеева. В биосфере не содержится ни одного элемента, который был бы свойствен исключительно живому веществу, ни одного, который бы не встречался в неорганической материи, т. е. элементный состав биосферы не отличается от состава двух других ранее рассмотренных оболочек – гидросферы и атмосферы. Однако молекулы органического вещества имеют большие размеры и более сложную структуру, чем молекулы неорганические, и поэтому представлены большим, чем неорганическое вещество, разнообразием.

Живое вещество отличается от неживого лишь по способу отбора и организации основных элементов. Оно состоит из структурных и функциональных единиц, называемых *клетками*, которые могут быть уподоблены кирпичам или блокам, составляющим здание. Различаясь по форме и размерам, клетки могут образовывать множество разнообразных функциональных систем. Каждая клетка окружена мембраной – полупроницаемой молекулярной стенкой, через которую могут проходить вода и питательные вещества. Некоторые организмы состоят из одной клетки – одноклеточные; другие являются сложными системами клеток, выполняющих множество разнообразных функций. Каждый организм сохраняет свою структуру и форму, в то время как через него проходит поток вещества, источник которого – Земля, и поток энергии, источник которого – Солнце. Поток этот принимает форму химических реакций, осуществляющих различные функции: питание, построение новых клеток, удаление отходов, воспроизводство особей; таким образом организм, состоящий из клеток, живет. Период жизни отдельной клетки от нескольких минут до нескольких десятилетий. В конце концов она разрушается. Но тип клеток продолжает существовать, обладая способностью к воспроизводству. Живое вещество состоит из компонентов, которые могут воспроизводить себя, изменяться и воспроизводить эти изменения.

С позиций способа участия в глобальном биологическом кругообороте живое вещество в биосфере Земли образует три главных группы организмов.

Растения – организмы, которые не обладают способностью к произвольному движению и независимы от других организмов в питании; они образуют органические соединения, в которых солнечная энергия накапливается как потенциальная, при этом выделяется свободный кислород (фотосинтез).

Животные – организмы, которые обладают способностью к произвольному перемещению, питаются веществом, созданным другими организмами, при этом окисляют соединения пищи и выделяют углекислый газ как продукт этого окисления.

Третью группу составляют *бактерии, одноклеточные водоросли, одноклеточные простейшие*, не являющиеся ни животными, ни растениями. Полагают, что представители этой группы живых организмов являются общими предками и растений и животных. Пожалуй, к этой же группе с оговорками можно отнести грибы, которые составляют самостоятельное царство среди эукариотов и будучи многоклеточными и морфологически напоминая скорее растения, чем животные, не способны к фотосинтезу; таким образом, они не несут важнейшей функции зелёных растений в биологическом кругообороте.

Между группами организмов существует циклически повторяющееся движение элементов, при этом захватывается вещество среды обитания организмов; так осуществляется биологический кругооборот. Каждый элемент участвует в своем биологическом цикле, входя в состав растений и затем животных, возвращаясь снова в растение; эти циклы являются составной частью движения вещества на Земле.

В настоящее время биосфера не понимается только как совокупность живых организмов (по Зюссю). Благодаря работам В. И. Вернадского понятие *биосфера* приближается, даже становится понятием земной Природы, в которой живое вещество есть отражение более сложного целого, а целое и есть биосфера. По выражению Н. Б. Вассоевича, “Биосфера – это и обитатели, и дом, и все, что в нем”. По современным представлениям биосфера представляет собой глобальную динамическую систему со свойством саморегуляции. Ее считают кибернетической централизованной системой,

в которой *живое вещество играет ведущую роль в функционировании системы в целом.*

Пределы биосферы определены *полем существования жизни*, в котором условия позволяют организму давать потомство и увеличивать живую массу, в отличие от *поля устойчивости жизни*, в котором организм имеет возможность только выжить. Поле существования жизни вверх и вниз переходит в поле устойчивости жизни с неопределенными границами. Так, микроорганизмы в состоянии анабиоза обнаружены на высоте до 85 км. Нижняя граница поля устойчивости жизни на континентах достигает 2–3 км ниже дневной поверхности, а под океанами расположена на глубине 0,5–1 км ниже поверхности океанического дна. Естественной границей биосферы по В. И. Вернадскому служит озоновый экран на высоте 23–25 км. В. И. Вернадский подчеркивал “всюдность жизни” в этих пределах: она обнаружена в термальных источниках и вечных снегах, в безводных пустынях и сверхсоленых озерах.

Биосфера Земли представляет собой открытую систему и как любая система имеет свои “вход” и “выход”. “Вход” – потоки солнечной энергии и вещества из земных глубин и космоса, “выход” – вещество и энергия, ушедшие из оборота (“в геологию”). Эта система саморегулирующаяся: живым веществом поддерживается постоянный газовый состав атмосферы, живым веществом регулируется постоянный солевой состав океаносферы (путем создания раковин организмов).

Устойчивость системы обеспечивается её внутренним разнообразием. Биосфера разнообразна как среда обитания живых организмов: разнообразен рельеф, климат, фазовые состояния воды; в биосфере также представлено бесконечное разнообразие живых организмов, которое создается непрерывным обменом вещества и энергии между средой и организмами. В каждый момент различные точки среды отличны по физико-химическим свойствам, диффузия никогда не может выравнять эти различия, пока существует причина, производящая их.

Как система *биосфера* состоит из подсистем: *живое вещество, гидросфера, тропосфера, почвы и илы.* Обратимся к ха-

рактистике важнейшей из этих подсистем – к живому веществу (Лапо, 1987).

Сухая масса живого вещества $2 \cdot 10^{12}$ т, что на несколько порядков меньше масс гидросферы и атмосферы. В отличие от неорганической материи, живому веществу присущи особые свойства, главными из которых являются следующие.

1. Огромная свободная энергия. В неорганическом мире по её количеству с живым веществом могут быть сопоставлены только незастывшие лавовые потоки, но они недолговечны.

2. Высокие скорости протекания химических реакций, поскольку действуют белковые катализаторы – ферменты. При этом получение небольших масс или порций энергии вызывает передачу или переработку гораздо больших порций энергий и масс.

3. Устойчивость слагающих живой организм соединений, которая проявляется только в самом живом организме и исчезает вне его. В. Р. Вильямс отмечал: “Нам известно только одно состояние минерального вещества, совершенно защищённое от растворения в воде – это состояние живого органического вещества”. В связи с этим организмы приспосабливаются к химически активным средам, образуя хитиновый покров, силикатный скелет и т. п.

4. Произвольное движение, имеющее две формы: *пассивную* (рост организмов и размножение) и *активную* (направленное перемещение). В этом свойстве проявляется стремление организмов к максимальной экспансии.

5. Значительно большее морфологическое и химическое разнообразие, чем в неорганическом мире: более 2 млн органических соединений против 2 тыс. известных соединений неживого вещества (минералов). При этом сохраняется удивительное биохимическое единство всего органического мира: так, все живые организмы построены из белков, содержащих одни и те же аминокислоты, и осуществляют передачу наследственной информации по одному и тому же пути ДНК–РНК–белок, используя один и тот же генетический код.

6. Индивидуальная форма существования в виде дисперсных тел самых разных размеров, от 20 нм до сотен метров (диапазон

больше 10^9). При этом организация существования в виде биоценозов, но не в морфологически чистой форме.

7. Воспроизведение происходит по принципу Реди “всё живое от живого” путём морфологических изменений, имеющих разную скорость. Органический мир даёт яркий пример резко выраженной направленности в своей эволюции, т. е. развития в точном смысле этого слова от низших форм к высшим. Более примитивные организмы консервативны; но и среди высокоорганизованных организмов тоже есть консервативные, называемые “персистенты”. Самый известный персистент из позвоночных – кистепёрая рыба латимерия или целакант, обнаруженная в живом виде в 1938 г., полностью соответствует реконструкциям выполненным по ископаемым остаткам скелетов.

Существует несколько классификаций живого вещества с учётом его разных свойств. Разработана биологическая *систематическая* классификация, принятая для клеточной формы жизни и основанная на морфологии организмов (табл. 3).

Внеклеточную форму представляют *вирусы*, которые являются подсистемой в системе вирус – клетка. Вирус не питается и не растёт, развивается только в клетках, однако генетический аппарат вирусов разнообразен. Будучи бичом всего живого, виру-

Таблица 3
Макросистематика клеточных живых организмов
(по А. В. Лапо, 1987 с сокращениями)

Надцарства	Царства	Подцарства
Доядерные	Дробянки	Бактерии (зубактерии)
		Архебактерии Цианеи (цианобактерии или синезелёные водоросли)
Ядерные	Растения	Низшие растения (водоросли) Высшие растения
	Грибы	Миксомицеты (слизевые) Грибы (высшие грибы)
	Животные	Простейшие Многоклеточные животные

сы в значительной мере осуществляют в биосфере естественный отбор.

Другой важнейшей классификацией является классификация *по способу питания организмов*. Впервые предложена немецким биологом Вильгельмом Пфедфером. Все организмы подразделены на *автотрофные* (самокормящиеся), *гетеротрофные* (питающиеся другими), *миксотрофные* (питание смешанное) и *симбиотрофные* (автотрофы и гетеротрофы в пределах единого симбиотрофного организма). Дальнейшее углубление этой классификации связано со способами извлечения питания или с различиями в веществе, которым питается организм. Так, автотрофные организмы бывают *фотоавтотрофами* (питание обеспечено процессом фотосинтеза) и *хемоавтотрофами* (питание обеспечено процессом хемосинтеза). Среди гетеротрофных организмов бывают *некротрофы* (питаются убоиной, охотники), *биотрофы* (питаются другими живыми организмами – кровососы, паразиты и пр.) и *сапротрофы* (питаются отмершими организмами – гнилью).

Есть и другие классификации живого вещества. Все они дополняют друг друга, поскольку классифицируемый объект многогранен.

Живое вещество распределено в биосфере неравномерно. Существуют так называемые сгущения жизни, плёнки жизни, которые располагаются у границ разделов сред: твёрдой, жидкой и газообразной. Это верхние слои вод морей и океанов, дно морей и океанов, почвенный покров на поверхности литосферы.

Проблема происхождения жизни на Земле занимает человечество с момента его возникновения. Большое количество гипотез

Происхождение живого вещества биосферы

можно разделить на три позиции.

1. Жизнь вообще не возникла, она вечна как вечна материя.
2. Жизнь возникла вне Земли и на Землю попала извне.
3. Жизнь возникла на самой Земле.

Гипотеза переноса жизни в космосе или гипотеза панспермии (всеобщего рассеяния зародышей жизни во Вселенной) высказана Сванте Аррениусом в начале XX в. и имела много последовате-

лей. Однако биологи отвергают идею переноса жизни в виде зародышей из-за губительного действия на живое вещество ультрафиолетового излучения. Но в виде органических соединений (косное вещество) перенос вероятен: в веществе метеоритов обнаружены органические соединения.

Наиболее полно разработана гипотеза возникновения жизни на Земле акад. А. И. Опариным (1894–1980), хотя многие её положения не могут считаться доказанными. Последовательность процессов представляется следующей (Марков, 1960).

Восстановительный характер первичной природной среды послужил предпосылкой возникновения органических молекул небиологическим путем. Катализаторами в реакциях соединений простых элементов в сложные органические молекулы послужили грозные разряды, жесткое коротковолновое излучение и высокая температура: возникли молекулы сахаров, аминокислот, азотистых оснований органических кислот – уксусной, муравьиной, молочной и т. п. В лабораторных условиях эти процессы воспроизводятся (С. Миллер, 1953). В воде происходило растворение этих органических образований и они могли образовать полимеры. Для этого процесса нужна не слишком высокая температура: так, синтез аминокислот происходит при температуре около 1000 °С, конденсация их в полипептиды требует температуру порядка 1600 °С; эта амплитуда значений температуры представляется вероятной для Земли. Среди случайно образующихся полипептидов были такие, которые своей каталитической активностью ускоряли синтез полинуклеотидов: таким образом появилось свойство к самовоспроизведению, которое в дальнейшем привело к возникновению генетического кода, устанавливающего соответствие между нуклеотидами и аминокислотами.

Дальнейшее усложнение обмена могло происходить только в условиях пространственной близости генетического кода и объекта кодирования (белков) и в условиях изоляции от внешней среды (малой дифференциации системы). Эти условия обеспечиваются молекулами воды, которые, являясь полярными, окружают органические молекулы. Органические молекулы, окруженные водой,

становятся крупными и могут объединиться в капли, которые называют коацерваты или коацерватные капли. Захватывая вещество океанической воды, коацерваты могли распадаться или, наоборот, увеличиваться в размерах при повышении устойчивости. Но при достижении критических размеров материнская коацерватная капля распадалась на две дочерние. Постепенно увеличивалось различие между составом капли и составом окружающей среды – происходила химическая эволюция. Сохранились лишь те капли, которые не утрачивали в этом процессе особенности своей структуры, т. е. приобрели свойство самовоспроизведения.

Эволюция коацерватов завершилась образованием мембраны, отделяющей их от окружающей среды (фосфолипиды). Эти системы А. И. Опарин предложил назвать протобионтами. Протобионты были гораздо более сложными образованиями, чем коацерваты, но на много порядков примитивнее, чем самые примитивные живые существа. Их дальнейшее усложнение привело к возникновению предбиологических многомолекулярных систем, которые эволюционизировали в ДНК (дезоксирибонуклеиновая кислота). С появлением ДНК произошло закрепление внутримолекулярной структуры, что обусловило появление наследственности, передачу наследственной информации. Она послужила основным материалом для формирования клеточного ядра. В самых ранних системах ядро не отделялось от цитоплазмы – это характерно для прокариотов. В более высокоорганизованных системах ядро отграничено от цитоплазмы мембраной, что присуще эукариотам. Появление клетки дает начало биологической эволюции. Оно потребовало огромного промежутка времени, смены бесчисленного множества поколений доклеточных существ.

Концепция А. И. Опарина не является единственной. Например, вполне вероятно попадание на Землю сложных органических соединений, послуживших основой для формирования живой клетки, а не образование их в земных условиях. Предполагается, что такие соединения могли попасть на нашу планету в начале ее развития около 3,8 млрд л. н. при её прохождении через пылевые космические облака. Микроскопические пылинки, покрытые слоем

органических молекул, опускаясь на поверхность Земли, доставили строительные блоки будущих организмов. Совсем недавно органические молекулы были надёжно установлены в частицах космической пыли и если учесть, что на Землю попадает ежегодно приблизительно 40 тыс. т этой пыли, можно согласиться с заключением, что органическая материя ведёт родословную из межпланетного пространства. Но главная неопределённость заключается в том, как органические соединения превращаются в живое вещество (Хаин, 1994). Ключевую роль должен играть синтез РНК (рибонуклеиновая кислота), молекулы которой способны к самовоспроизведению и аутокатализу. Успехи молекулярной биологии во многом прояснили детали процесса, но полностью не решили всех вопросов. Направлением исследований для решения многих неясностей в проблеме возникновения живого вещества является изучение химического катализа. Представляется, что группы полимеров, сформировавшиеся в ходе сложных химических взаимодействий, находясь вместе, способны катализировать те реакции, для которых не найдено отдельных полимеров-катализаторов.

Период зарождения жизни, перехода от неживой материи в живое вещество принято называть периодом *химической эволюции* в становлении жизни на Земле. Он охватывает лунную и овоидную стадии эволюции земных недр, при которых могли быть условия, необходимые для течения процессов, отмечаемых в ходе химической эволюции.

Первые организмы, которые обладали способностью к самовоспроизведению, существовали в восстановительной среде и имели *анаэробный тип обмена*; это были прокариоты типа бактерий.

Они были гетеротрофами и в качестве пищи использовали органические соединения из вод первичного океана. Эффективность анаэробного обмена невелика.

От химической эволюции к биологической

Увеличение числа гетеротрофных организмов привело к истощению вод первичного океана. По мере уменьшения оптической плотности атмосферы (сумрак рассеивался) появилась возмож-

ность использовать энергию света для синтеза органического вещества из неорганического; катализатором в этой реакции является хлорофилл, возможно, его предшественники. Из CO_2 атмосферы при восстановлении получают углеводороды C_nH_n . Предполагается, что первоначально донорами восстановителя (водорода) служили серные пурпурные бактерии, производящие пигмент, подобный более позднему хлорофиллу. Источником водорода служила вода. Однако это автотрофное питание не влияло на количество кислорода в атмосфере. Появление другого пигмента – хлорофилла – привело к изменению состава атмосферы. Новое автотрофное питание (фотосинтез) сопровождалось выделением кислорода как продукта метаболизма. Первыми организмами, выделившими кислород в атмосферу, стали прокариоты цианобактерии (цианеи или синезелёные водоросли). Ископаемые формы *строматолиты*, которые образовались при накоплении карбоната кальция, осаждавшегося при захвате микроорганизмами углекислого газа, содержат микрофоссилии прокариотов.

Эукариоты возникли позже, так как нуждались в кислороде. Они стали основой для зарождения многоклеточных растений и животных. Прокариоты тоже не остались неизменными; в связи с кислородным типом обмена мир прокариотов стал более разнообразным: появились *аэробные бактерии*.

Последствием этих процессов стала современная кислородная атмосфера и при достаточном накоплении кислорода появился озоновый экран. Для живого вещества очередной ступенью стало формирование нового типа обмена – кислородного, гораздо более энергетически эффективного. Появившиеся в структуре живого мира аэробные бактерии стали конкурентами анаэробным, тем более что в составе атмосферы содержание кислорода неуклонно возрастало. Анаэробные организмы реагировали следующим образом: 1) вымирали; 2) находили новую среду обитания; 3) образовали симбиоз с аэробными бактериями. Сущность этого симбиоза – захват амёбоподобными гетеротрофными клетками мелких бактериоподобных аэробных клеток; предполагается, что эти образования и были предками животных. При симбиозе же подвижных

эукариотов с цианеями (фотосинтезирующими прокариотами) возникли хлоропласты, а в дальнейшем – растения. Таким образом, важнейшей ступенью в зарождении живого вещества из неживого следует считать переход от химической эволюции к биологической, с которым и связывается окончательное становление живого вещества как нового состояния материи.

Возникает вопрос о том, где на поверхности планеты могли происходить эти процессы. Для них необходима влажная среда, которая благоприятствует усвоению питательных веществ и предохраняет от резких колебаний температуры, и защита от ультрафиолетовых лучей (напомним, что озонового экрана ещё не было). Таким условиям на Земле удовлетворяют различные природные среды и по этому поводу высказаны различные мнения: тропический океан, по А. Н. Криштафовичу; поверхностный слой рыхлых отложений на суше, особенно поверхности обнажившегося дна мелких водоёмов, по В. И. Вернадскому; первичный ортоэлювий, который является исходным центром как для образования наносов, осадков, солевого состава водных бассейнов, так и для расселения первых поколений организмов, по Б. Б. Полюнову; азотистые почвы, илистые пласты под водой в эстуариях, затоплявшихся в приливы, по Дж. Берналлу. Есть и другие предположения, перекликающиеся с вышеизложенными (Марков, 1960). Во второй половине XX в. появились новые варианты: в связи с открытием гидротерм на дне океана геологи предполагают, что жизнь могла возникнуть в условиях глубоководной обстановки с горячими гидротермами (Хаин, 1994).

Процесс биологической эволюции, сменивших химическую эволюцию и проходящий через всю историю Земли, вызывает изумление огромным количеством участвующих в нем организмов и сложностью биохимических процессов, в совокупности образующих Жизнь. В течение всей истории Земли форма и строение отдельных растений и животных консервировалась в виде ископаемых остатков, включенных в породы. Известный геолог Эмиль Ог писал: “Ископаемые являются для геолога тем же, чем медали и монеты для историка”. Изучение ископаемых остатков составляет предмет геологической науки *палеонтологии*. Теперь многие

ископаемые остатки систематизированы и собраны воедино. Если расположить их по порядку во времени, то видно, что они образуют непрерывные ряды. Все эти ряды образуют сложную цепь со многими звеньями, которая постоянно удлиняется уже более 3 млрд лет, с тех пор как *химическая* эволюция сменилась *биологической*. С помощью палеонтологического метода построена временная шкала для фанерозоя – зона явной жизни. В Приложении 1 отражены хронологические рубежи, по Короновскому и Якушовой (1991), выделенные на основе эволюция беспозвоночных моря, и фитоэры, по А. Н. Криштафовичу (1946)

В биологической эволюции выделяют три процесса, связанных между собой: 1) молекулы могут копировать сами себя и передавать в закодированном виде информацию; 2) изменения, которые происходят с отдельными организмами, могут быть унаследованы; 3) среда, в которой существуют организмы, может влиять на состав популяций.

Наследственность при размножении организмов воспроизводит их свойства; воспроизведение обеспечивается молекулами ДНК, содержащими гены, которые имеют в своем строении информацию: форму, размер, физиологию и поведение организма. Однако наследственность как простое воспроизведение не могла бы создать наблюдаемое разнообразие организмов, поскольку повторялись бы одни и те же свойства. Наблюдаемое разнообразие создается в результате *полового процесса размножения* организмов, наличие же полового процесса есть общий закон живой природы, отклонения от которого крайне редки. При объединении мужской и женской клеток образуется новая сложная клетка, которая содержит комбинацию хромосом обоих родителей; эта клетка начинает делиться, при этом точно воспроизводится комбинация хромосом, новая особь может обладать свойствами родителей почти в любом сочетании (в одном человеческом организме количество сочетаний, которое могут образовать хромосомы, оценивается в 2^{1000}). Результатом этого процесса является *изменчивость* в виде мелких незаметных изменений, которые могут быть унаследованы.

Среда, в которой существует организм, влияет на его свойства. Эволюция не имеет программы, но точность, с которой организмы отвечают на требования среды, похожа на чудо. Между тем – это строго детерминированный процесс. При неблагоприятных условиях имеют больше шансов выжить и воспроизвести себе подобных особи только из большой популяции, поскольку их сохранится больше. Следующее поколение будет иметь больше особей, обладающих свойствами, благоприятными для выживания, приобретение всей популяцией “благоприятных” свойств явится только вопросом времени, хотя и длительного. Выживание под влиянием среды и под действием механизма наследственности определяет облик грядущих поколений и называется *естественным отбором*. Это процесс сортировки и перетасовки. И каждое новое поколение оказывается немного лучше приспособленным к условиям среды, чем были их родители.

Есть другой вид наследуемых изменений – *мутации*. Они заключаются в изменении кодового механизма внутри молекулы ДНК, так что некоторый ген у особи нового поколения отличается от соответствующего гена у любого из родителей. Происходят они неожиданно и непредсказуемо и, будучи наследуемыми, вызывают изменения свойств, которые проявляются в последующих поколениях. Взаимодействуя со средой, они закрепляются в потомстве, если они благоприятны, или “выбраковываются”, если они неблагоприятны (Флинт, 1978).

Эволюционный процесс живых организмов на Земле в основе своей состоит в их *адаптации* – приспособлении к окружающей среде. Кроме того, в условиях обширного земного пространства при существующем произвольном движении организмов возможны перемещения организмов не только одиночные, но и на уровне популяций, называемые *миграциями*. С одной, стороны миграции способствуют увеличению изменений, благодаря возросшему разнообразию контактирующих организмов в новом месте, с другой стороны, миграции обеспечивают сохранение организмами своих свойств при перемещениях: мигрируя, организмы “находят” свою среду обитания (ранее утраченную) на

прежнем месте. Таким образом, повсюду в мире растения и животные стремятся приобрести строение и черты, оптимально соответствующие данной среде.

В рамках геологической истории успех групп организмов зависит от двух факторов: способности эффективно воспроизводиться и способности занимать территорию и удерживать ее в условиях конкуренции. Путь развития, таким образом, выглядит как вероятностный, являющийся результатом непрерывного ряда ответных реакций живых организмов на новые возможности, возникающие при изменении среды (Флинт, 1978). На этом свойстве биоты – отражать в своём строении условия среды обитания – и основаны палеогеографические реконструкции.

Исходя из палеонтологических данных, всё разнообразие организмов в биосфере возникло за время от 3,5 млрд л. н. до настоящего времени. Рассмотрим, каким образом эволюционировали высшие растения и животные, т. е. те организмы, которые составляют основную часть массы живого вещества биосферы.

Растения возникли на ранних этапах развития биосферы; начало им дали *хлоропласты*, которые явились результатом сим-

Эволюция растительности

биоза подвижных эукариотов *Bacteriophyta* с цианеями – фотосинтезирующими прокариотами *Procaryonta*, *Cyanophyta*. Представления об эволюции растений выстраиваются начиная с морских водорослей. Почти два миллиарда лет эти растения обитали в морях вместе с другими одноклеточными организмами. Ископаемые находки в Австралии показали, что самые древние многоклеточные зелёные водоросли *Chlorophyta* существовали около 1 млрд л. н. К этому времени растения, представленные водорослями с общим названием *Algophyta*, приобрели два важнейших свойства, в отличие от одноклеточных предков: сложное строение и способность к половому размножению. Когда первичные одноклеточные растения приобрели вторую клетку, а затем и большее их количество, их форма изменилась от почти шарообразной до линейной или неправильной, что означало увеличение площади соприкосновения с морской водой, то есть пло-

щади поверхности, поглощавшей углекислый газ и солнечные лучи, необходимые для питания растений. Морфология водорослей довольно примитивна; их тело состоит из однородной ткани – слоевища или таллуса, построенного из многочисленных клеток, сходных по виду и функциям. Когда создались неправильные формы, из них могли развиваться органы, выполняющие различные функции. Так сформировались разнообразные многоклеточные водоросли, и сейчас населяющие акватории Мирового океана: зелёные, бурые, красные, золотистые, пирофитовые (*Chlorophyta*, *Phaeophyta*, *Rhodophyta*, *Chrysophyta*, *Pyrrhophyta*). Это должно было случиться раньше, чем растения заселили сушу (Флинт, 1978).

Важнейшим событием в эволюции растений был выход их на сушу. Он был невозможен без достаточного для этого перехода содержания кислорода в атмосфере, нужного не столько для газового обмена в жизни растений (они сами продуцировали свободный кислород), сколько для формирования озонового слоя атмосферы, в отсутствие которого ультрафиолетовое излучение было препятствием заселения суши. Главными обитателями суши в настоящее время являются высшие растения. Процесс становления высших растений связывают с переселением на сушу многоклеточных водорослей. Однако эта идея, несмотря на её общепринятость, не столь уж бесспорна. Идея о полном отсутствии жизни на суше в криптозое в настоящее время принимается не всеми исследователями. Свидетельством существования низших растений на суше является наличие палеопочв с микрофоссилиями водорослей.

Морфология высших растений гораздо сложнее морфологии многоклеточных водорослей. Современные высшие растения имеют: длинный стебель, обычно вертикальный и ветвящийся; корни, закреплённые в почве; в верхней части – зелёную листву. Все части пронизаны порами, обеспечивающими проводимость воды, постоянная транспирация обеспечивает разность давлений и заставляет сок растений заполнять систему трубок, чтобы возместить потерю влаги. Такая система могла сложиться только на суше с физическими условиями, значительно более разнообразными, чем в океане, и, прежде всего, с совсем иными, чем в океане, гравита-

ционными условиями. Возникает вопрос, каким образом сформировались высшие растения – при выходе многоклеточных водорослей на сушу или при переходе многоклеточных водорослей, населявших сушу в верхнем слое литосферы, в прибрежную полосу и на литораль? Единой точки зрения нет.

Господствует традиционное представление о выходе водорослей из океана на сушу (Флинт, 1978). Предполагается, что зелёные водоросли расселялись вдоль побережий и проникали в устья рек. Постепенно они распространились вверх по течению рек, перейдя из солёной морской воды в солоноватую воду устьев и пресную речную. Находясь в изменчивых геохимических условиях, а также в условиях меняющегося увлажнения (пересыхание водоёмов на суше), растения вырабатывали подобный коже покров, защищавший их от высыхания, но при этом делавший возможным поступление воды в растения, её диффузию. Неровности формы могли преобразоваться в органы со специализированными функциями: для прикрепления к грунту, для поглощения растворённых веществ из грунта; должны были развиваться дополнительные сосудистые ткани как опора для тянущегося вверх растения. Оно становилось примитивным наземным растением, обладающим подобием корня, стеблем и простейшей сосудистой системой. Как только закончился процесс выхода растений на сушу, его естественным результатом явилось расселение и приспособление их к различным местным условиям.

Другая точка зрения высказывалась С. В. Мейеном (1987). Заселение суши одноклеточными водорослями предполагается с момента появления суши, параллельно с океаническими водорослями (защита от излучения обеспечивалась тонким слоем твердого субстрата). Эти водоросли при становлении озонового экрана и в связи с меняющимися на суше климатическими условиями могли эволюционировать, приобретая известные нам свойства высших растений. Первые растения суши должны были быть мелкими, подобные травянистым, а таковые не попадают в захоронения как макрофоссилии. При принятии такого предположения становится понятным, почему столь многочисленны находки спор в низах си-

лура при полном отсутствии в этих слоях макроостатков. С. В. Мейен полагал, что в верхах силура – низах девона – происходил не выход высшей растительности из воды на сушу, а переселение высшей растительности в воду, в связи в увеличившимся разнообразием условий увлажнённости суши при возросшей её расчленённости, которая последовала за раннепалеозойской эпохой диастрофизма. Тогда процесс формирования высших растений можно отнести на предшествующие эпохи, а вопрос о том, в какой среде происходил этот процесс, остаётся полностью открытым. Очень вероятно, что он происходил в водорослевом населении суши. Этим приспособившимся к жизни на суше водорослям или первым развившимся из них высшим растениям (“ринниофитам”) и могут принадлежать споры, встречающиеся в низах силура. В девоне макроостатки высших растений (*Cooksonia*) обнаружены уже в типично аллювиальных отложениях.

Эволюция высших растений – это предмет изучения палеофлористики, науки, которая занимается историей географического размещения растений на Земле, проекцией растений на географический фон. Растения не обитают одиночно, они образуют природные совокупности, каждая из которых занимает определённую территорию. Каждой совокупности отвечает территориальная флористическая единица фитохория (фитохорион). Фитохории могут быть разного ранга. В нисходящей последовательности – это царства, области, провинции, округа, районы. Фитохории получают собственные географические названия. Если при изучении современного растительного покрова флористические характеристики могут быть отделены от геоботанических (хотя на практике они нередко совмещаются, порой неосознанно), то на палеоботаническом материале это невозможно. Занимаясь историей растительности мы в первую очередь говорим поэтому об истории флор. Историческую преемственность флор можно представить в виде флорогенетического дерева (рис. 3).

Флорогенетика проецирует филогенетические линии на палеогеографический фон. В масштабе всей Земли выделяются лишь очень крупные этапы истории наземного растительного мира в виде

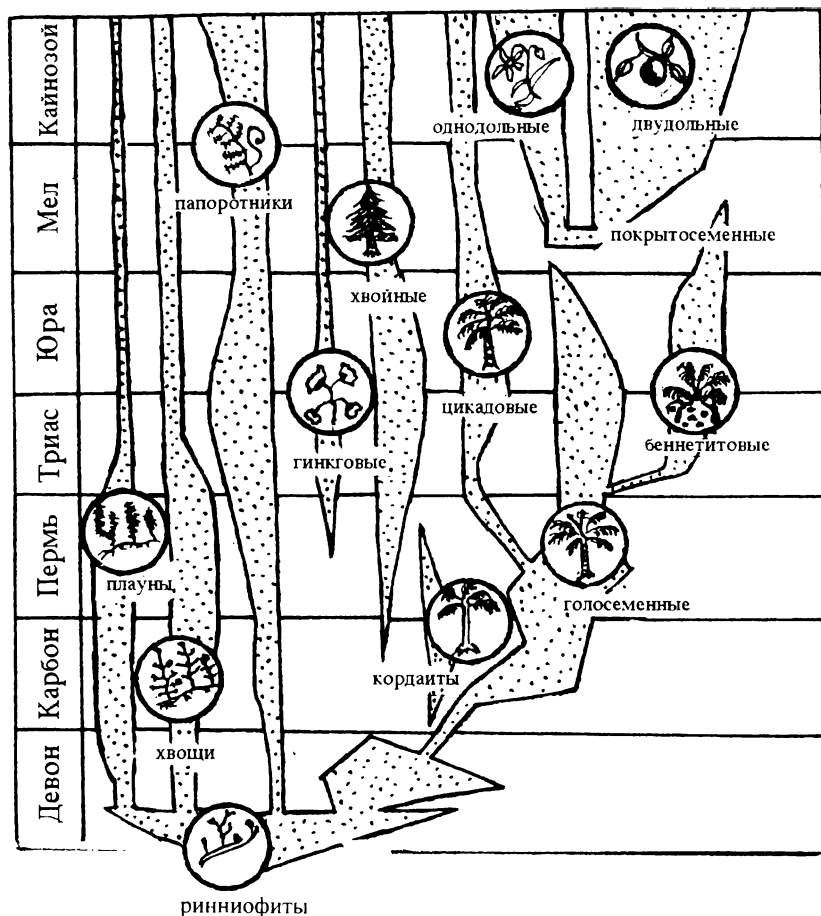


Рис. 3. Развитие и генетические связи различных групп наземных растений

последовательности смен его облика по мере усложнения географической оболочки. При этом не представляется возможным провести хронологические границы этих этапов, применяя стандартную геохронологическую шкалу, однако и полностью отрываться от этой шкалы вряд ли целесообразно.

Крупнейший флорист А. Н. Криштафович для понимания этой последовательности выделил ряд древних, сменявших одна дру-

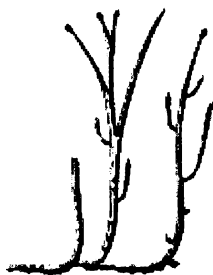
гую, *полихронных* флор. “Те устойчивые великие флоры прошлого, которые иногда так или иначе охватывали всю земную поверхность, я называю *полихронными* флорами. Они существовали, вероятно, миллионы лет на одной территории и десятки миллионов, если считать продолжительность их существования вообще, независимо от расположения ареала. Эти полихронные флоры временами охватывали огромные территории, создавая впечатление их космополитности и универсальности” (А. Н. Криштафович, 1946, стр. 23). Основные их особенности (Марков, 1960) следующие: 1) обширность географического распространения; 2) однообразие состава на всей территории их развития; 3) долговременность существования; 4) лесной характер (данная характеристика не относится к последней ныне существующей полихронной флоре).

А. Н. Криштафович выделял семь таких флор. Додевонскую флору он называл *фикомикофитной*, а соответствующую эру **талассофитной**. Далее следовала *псилофитовая* (ранний – средний девон) и *антракофитовая* (поздний девон – ранняя пермь) полихронные флоры, которые были отнесены к **палеофитной** эре. Следующая **мезофитная** эра охватывает *палеомезофитовую* (поздняя пермь – триас) и *неомезофитовую* (юра – ранний мел) флоры, представленные *голосеменными*. Последняя, **кайнофитная** эра включает *палеокайнофитовую* (поздний мел – неоген) и *неокайнофитовую* (антропоген) флоры, представленные *покрытосеменными*. Имеются и другие схемы периодизации истории растительного покрова. Независимо от принятия или непринятия этой схемы сами понятия палеофитной, мезофитной и кайнофитной флор в применении в наземному растительному миру удобны.

Остановимся на основных чертах полихронных флор и их пространственном распространении (Мейен, 1987).

Палеофитной эре присущи силуро-девонские флоры и флоры карбона и перми.

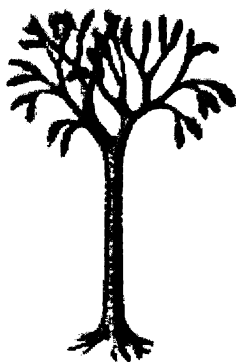
Характеристика силуро-девонских флор даётся без деления по местонахождениям из-за невозможности выделить в этом временном интервале фитохории. Самые древние высшие растения (*Cooksonia*) известны в немногих местонахождениях: Подолия, Че-

*Rhinia*

хия, Англия, Ирландия, штат Нью-Йорк. Эту и более позднюю флору раннего девона (*Psilophyton*) называют *псилофитовой полихронной флорой*. Это были травянистые или деревянистые растения, голые, с примитивными листьями. В систематическом отношении они занимали промежуточное положение между водорослями, папоротниками и плаунами.

В среднем девоне появились роды, которые отмечают новый этап в эволюции растений – становление *антракофитовой полихронной флоры*. Анатомически некоторые из них сходны с папоротником рода *Calatophyton*, появились также плауновидные, членистостебельные. Это были настоящие деревья с мощными стволами. В конце девона флора становится беднее предыдущей. Возможно, начинается фитогеографическая дифференциация. С этого времени до начала среднего карбона исчезли растения с толстыми стволами; их исчезновение можно связать с аридизацией климата.

Флоры карбона и перми географически разнообразны. Количество фитохорий и степень их отличий увеличиваются от раннего карбона до конца перми. В раннем карбоне существовали самостоятельные *Еврамерийская и Ангарская области*. Судя по палинологическим комплексам, тогда же отделилась и *Гондванская область*. В дальнейшем растёт не только количество фитохорий, но и их ранг, до царства включительно. Деление растительного покрова на фитохории тесно связано с климатом. Так, *еврамерийская* флора приурочена к экваториальному поясу с тропическим и субтропическим климатом, *ангарская* флора – внетропическая (бореальная) и лишь местами заходит в экваториальный пояс,

*Lepidodendron*

гондванская флора соответствует южной (нотальной) внутропической области.

Начиная с низов карбона отмечается также пространственная дифференциация внутри областей вплоть до выделения провинций. В *Еврамерийской* области есть отличия во флорах Урала и Китая от флор Западной Европы и Америки.

Еврамерийская флора среднекарбовая (*вестфальская флора*) хорошо изучена и именно она олицетворяет традиционные представления о карбовой флоре и даже вообще об *антракофитовой полихронной флоре*. При этом не учитывается, что изображаемые на реконструкциях пышные леса карбона были приурочены лишь к экваториальной зоне. В болотах господствовали плауновидные, при этом болотная флора была очень разнообразна.

Ангарская флора. Начиная с раннего карбона эта флора отлична от еврамерийской: комплексы резко обеднены. Видимо, климат был более аридным, чем в экваториальной области. Примерно на рубеже раннего и среднего карбона происходит резкая перестройка в составе флоры, свидетельствующая о похолодании и только в верхнем карбоне, судя по флоре, климат вновь становится влажнее и теплее.

Гондванская флора. Под гондванской флорой понимают комплексы с доминирующими листьями *Crossopteris* и *Gangomopteris*. Её называют поэтому *глоссоптериевой*. Своеобразие гондванской флоры восходит к нижнему и среднему карбону, появление же самой гондванской флоры относят к верхнему карбону. По немногочисленным находкам полагают, что во время гондванского оледенения в начале позднего карбона растительность формировалась в перигляциальных условиях, есть даже мнение, что перигляциальные равнины были покрыты “ботрихиопсиевой тундрой” (род *Botrhychiopsis*, порядок археоптериевых, класс папоротников). Глоссоптериевая флора известна на всех гондванских материках, включая Антарктиду. Эта флора разительно отлична от других позднепалеозойских флор, хотя долго держалось мнение о её близком родстве с ангарской флорой. Сходство миоспор между гондванской и северными

ми фитохориями говорит скорее не об общности флор, а о параллелизме в эволюции пыльцы.

В верхнем карбоне повсюду резко уменьшается количество плауновидных и увеличивается количество папоротников. Поскольку это изменение произошло во многих местах одновременно можно полагать, что произошло иссушение климата, которое возможно совпало с гондванским оледенением.

С начала перми распространились хвойно-папоротниковые леса, о чём свидетельствуют палинологические данные. Это становление новой *полихронной флоры голосеменных*. Обычно такое явление связывают с аридизацией климата, однако данные по палеопочвам позволяют предполагать скорее уничтожение болотных равнин в связи с расчленением рельефа, чем уменьшение количества осадков.

Переход от палеофита к мезофиту следует понимать не как чёткий и планетарный рубеж, а как длительный переходный период, растянувшийся на многие миллионы лет, соответствующий нескольким ярусам и содержащий несколько рубежей. Многие факты указывают на то, что переход от палеофита к мезофиту сопровождался миграцией растений. Очевидно, в конце пермского – начале триасового периодов нарушились барьеры, прежде разделявшие фитохории, в глобальном масштабе выровнялся климат. Причиной перехода от палеофита к мезофиту послужила перестройка лика Земли.

В течение **мезофитной эры** последовательно сменяются триасовые флоры и юрские – раннемеловые флоры. В начале триаса снижается фитогеографическая дифференциация. Характерно повсеместное развитие древних хвойных. Однако, несмотря на однообразие, сохраняются *Гондванская* и *Ангарская* фитохории в ранге областей, между ними располагается *Лавразийская* фитохория, позднее разделившаяся на *Экваториальную* и *Сибирскую области*. В Экваториальной области встречаются все основные группы мезозойских растений: беннеттиты, гинкговые, цикадовые, мезозойские папоротниковые, хвойные. В Гондване *глоссоптериевая* флора постепенно заменялась *дикродиевой*, которая медленно

обогащалась северными растениями. Следует отметить, что именно в триасе окончательно устанавливается господство *голосеменных* как *полихронной флоры*. При этом нечётко выраженная географическая дифференциация экваториальной, сибирской и гондванской флор среднего – позднего триаса, широкое распространение некоторых родов свидетельствуют о нерезкости климатических различий. Видимо, по всей Земле был безморозный климат.

Юрские и раннемеловые флоры более разнообразны, чем триасовые. В данном временном интервале можно выделить два этапа в эволюции растительного покрова, отразивших крупные климатические перемены. В ранней и средней юре господствовал тёплый и влажный климат. В это время исчезает прежнее резкое противопоставление гондванских флор северным. После исчезновения дикроридиевой флоры гондванские материки были заселены растениями, известными и в Экваториальной области. Однако в Гондване мало гинкговых и сосновых. Хотя гондванская флора меньше отличается от экваториальной, чем сибирская, по площади распространения её выделяют в особую область – *Нотальную*.

В поздней юре Экваториальная область была охвачена сильной аридизацией, которая почти не сказалась в Сибирской области, но привела к некоторому смещению границ области в северном направлении; увеличилась пространственная дифференциация: для этого интервала времени выделяется четыре области, соответствующие палеоширотным климатическим поясам. С севера на юг это *Сибирско-Канадская, Европейско-Синийская, Экваториальная* (Северо-Гондванская) и *Нотальная* (Южно-Гондванская) *области*. Кроме того, области подразделились на провинции с различной флорой.

В отличие от позднеюрской, **раннемеловая флора** разнообразнее по числу видов, но особенно важно появление в ней покрытосеменных. Полагают, что они появились в условиях аридного климата на морских побережьях низких широт. Дальнейшее их расселение совпадает с эпизодами расхождения гондванских материков. Ве-

роятно, покрытосеменные имели преимущества перед голосеменными при заселении нарушенных и вообще нестабильных местобитаний. Они входили в пионерные сообщества и при палеогеографических перестройках вытесняли голосеменные; в конце мелового периода они расселились планетарно.

Переход от мезофита к кайнофиту проявляется в том, что во многих районах Земли доминирующей группой становятся покрытосеменные, в других районах они присутствуют с доминирующими хвойными. В позднем мелу постепенно исчезают многие растения, определявшие облик предшествовавших флор; хвойные, папоротники и плауновые представлены современными семействами. Однако позднемеловые покрытосеменные сильно отличаются от кайнозойских, а смена древних групп на современные происходит медленно. Количественные характеристики показывают отсутствие преобладания покрытосеменных в верхнемеловых захоронениях. Переход мезозойского органического мира в кайнозойский совершался не только долго, но и неодновременно в разных районах.

Тем не менее поздний мел следует относить к **кайнофитной эре**, поскольку, очевидно, с этого времени возникло современное распределение крупнейших фитохорий. На севере располагались фитохории, отвечающие нынешнему *Голарктическому царству*, южнее – фитохории, предварительно сопоставляемые с объединёнными *Палеотропическим и Неотропическим царствами*; обнаруживается и южный аналог Голарктического царства, ныне представленный *Капским, Голантарктическим и Австралийским царствами*. Но между сравниваемыми позднемеловыми и современными фитохориями нельзя проводить климатические аналогии. В позднем мелу не было климатической дифференциации современного типа, и нет оснований говорить об оледенениях. Нельзя не учитывать, что становление современных крупнейших фитохорий произошло на фоне иного, чем сейчас, расположения материков.

В позднем мелу в северном полушарии выделяют *Сибирско-Канадскую* и *Европейско-Туранскую* области. Граница между ними проходила субмеридионально вдоль Урала, пересекала Казахстан и

Китай; положение восточной границы неясно. К европейско-туранской флоре близка флора востока Северной Америки и Гренландии.

Экваториальная и Нотальная области слабо охарактеризованы макроостатками. Палинологические данные подтверждают выделение *Экваториальной области* как единой для Африки и Южной Америки. Можно предполагать, что Атлантический океан в начале позднего мела не препятствовал миграции растений.

Рубеж мела и палеогена не отмечен крупными флористическими перестройками в глобальном масштабе, система современных фитоценозов в виде шести царств к этому времени уже сложилась, в течение раннего и, особенно, позднего кайнозоя она усложнялась, результатом их усложнений явилась *палеокайнофитовая флора* (см. выше). В силу её большого разнообразия остановимся на некоторых этапах её формирования, касающихся территорий умеренной и высоких широт.

В **Голарктическом царстве** в кайнозое во внетропической области северного полушария существовало чёткое климатическое и флористическое разделение умеренной и субтропической зон. В начале палеогена здесь существовали ***Бореальная и Тетисовая области***.

Бореальная область унаследована от меловой; полностью захватывая приарктические широты, она ограничивалась с юга Тетисовой областью. В Европе эта граница пересекала Англию, Прибалтику, Белоруссию, от Среднего Урала она шла к Алтаю и Монголии и выходила в Тихоокеанскому побережью в Приморье и на севере Японии. В Северной Америке она совпадала с современной границей США и Канады. *Бореальная флора* на раннем этапе кайнозоя сохраняла черты меловой, оставаясь умеренной, мезофильной с господством таксодиевых, широколиственных деревьев и кустарников. Заметную роль играли роды неустановленного родства, вымершие в палеогене. Для этой области в палеоцене и начале эоцена характерна меридиональная зональность. Основным типом её растительности были хвойно-широколиственные леса с гигантизмом листьев основных лесообразователей. Первое заметное изменение раннепалеогеновая флора Бореальной

области претерпела в эоцене, когда планетарное потепление привело в обогащению её выходцами из Тетисовой области. Их инвазия отчётливо проявилась на Камчатке и Аляске, где находки пальм известны с 60⁰ с. ш. К середине эоцена южная граница Бореальной области всюду сместилась в северу на 5–10⁰. Крупнолистная флора раннего палеогена исчезла в конце эоцена с началом похолодания, уступив место другой бореальной флоре – *тургайской*, состоявшей вместе с таксодиевыми и сосновыми из многих родов древесных и кустарниковых листопадных двудольных. Ядро этой флоры сформировалось в южных горных районах Бореальной области на границе с Тетисовой областью. Распространяясь по горным районам ещё в условиях безморозного климата эти растения показывают большую пластичность в условиях суточного и сезонного перепада температуры в горах; поэтому они оказались более жизнестойкими при падении среднегодовой температуры на 5–8⁰С на рубеже эоцена и олигоцена. Абсолютное большинство представителей тургайской флоры произрастает и ныне, хотя ареалы некоторых таксонов этой флоры крайне малы (*Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Ginkgo* и др.). Из южных частей Бореальной области эта флора в конце олигоцена и в миоцене распространялась к югу и юго-западу по мере отступления субтропической флоры. Наследие этой флоры узнаётся сейчас в рефугиумах (убежищах) – Балканском, Карпатском, Причерноморском, Талышском, Восточно-Азиатском, Аппалачском и др. Обеднённая за счёт отсутствия самых термофильных родов, тургайская флора по мере роста похолодания в олигоцене полностью завоевала и высокие широты. Максимального расцвета тургайская флора достигла в олигоцене и миоцене, и в это время Бореальная область даже подразделялась на провинции. В конце миоцена при дальнейшем похолодании и усилении климатической дифференциации тургайская флора исчезла на большей части Бореальной области, уступив место новому типу *бореальной флоры* с участием холодолюбивых хвойных и мелколиственных древесных пород, разнообразных травянистых растений, составивших флористическую основу современных *Евросибирской и Северо-Американской* областей. Флора тургайского типа до конца

неогена сохранялась на юге Центральной и Восточной Европы, на северо-востоке Китая, полуострове Корея, в Японии, на Аппалачах. С середины миоцена, по мере усиления похолодания возрастала широтная дифференциация Бореальной области; началось формирование новых зональных типов растительности – тайги, тундры.

Тетисовая область существовала как самостоятельная фитохория только в первой половине палеогена. Она включала пояс распространения *субтропической флоры*, охватывающий практически весь земной шар к северу от побережья Тетиса. В Америке сюда относилась территория, занятая ныне США, в Евразии – Европа, Передняя Азия, большая часть Казахстана, Средняя Азия, Китай, Япония. С началом исчезновения Тетиса как единого широтного океанического пояса в результате ранних фаз альпийского орогенеза произошло заметное изменение климатической обстановки: ранее недифференцированная муссонная зона разделилась на четыре фитохории. Зональным типом растительности Тетисовой области были лаврово-дубово-пальмовые леса. В месте сочленения Тетиса с Атлантическим океаном субтропическая флора поднималась дальше всего к северу, достигая Великобритании. В прошлом на востоке она включала район междуречья Янцзы и Хуанхэ почти до Тихоокеанского побережья. По широте она ограничивалась регионами, лежавшими к северу от побережья Тетиса. В эоцене флоры муссонных субтропиков замещались флорой летне-сезонных семиаридных субтропиков. Основу *средиземноморской (полтавской) флоры* составили выходцы из Тетисовой области – лавровые и буковые, кроме них важными компонентами были секвойи, сосны, магнолии, пальмы, многие бобовые. В неогене по мере активизации поднятий в Альпийской системе происходила дальнейшая дифференциация области. Похолодание на рубеже эоцена и олигоцена привело к тому, что большая часть Казахстана, части Центральной и Восточной Европы перешли из *Средиземноморской области* в *Бореальную*: границы Средиземноморской области заняли ближайшую периферию Средиземноморского бассейна и северные окраины Африки.

Сменивший неоген антропоген стал временем формирования современной зональности растительности. Вследствие резких климатических изменений, в особенности в результате возникновения и пульсации покровных оледенений в умеренном поясе доминирующие покрытосеменные вместе с голосеменными (хвойные) образовали большое разнообразие растительных сообществ, возникли новые зоны: степи и пустыни умеренного пояса, зона тайги, разнообразные тундры. Таким образом, антропоген, являющийся частью кайнофитной эры, назван временем формирования *неокайнофитовой полихронной флоры*.

Итак, с момента выхода растений на сушу выделяются два главных типа географической дифференциации. До девона не удаётся очертить отчётливые фитохории. Ясная флористическая дифференциация появляется в начале карбона и далее постепенно нарастает. Максимальная дифференциация наблюдается в поздней перми, когда отличия между флорами разных царств касаются и доминирующих групп, и общего родового состава. Особенно велики различия между гондванской и остальными флорами. Примерно на рубеже перми и триаса начинается сближение флор и в раннем триасе флористическая дифференциация резко уменьшается. Хотя основные фитохории сохраняются, их флоры имеют много общего, растения почти космополитичны. Позднее возобновляется процесс дифференциации флор, продолжающийся до настоящего времени.

Причины дифференциации и дедифференциации следует искать во взаимодействии всех факторов, каждый из которых функционировал на всех этапах флорогенеза. Основным фактором, вызывающим быстрые флористические смены, является климат. Но некоторые смены, хотя и сопровождались климатическими эпизодами, контролировались другими факторами, менявшими пути миграций растений (возникновение и исчезновение фитогеографических барьеров).

Этапы филогенеза и филогении нельзя поставить во взаимодозначное соответствие со стратонами международной шкалы. Для стратиграфических целей большее значение имеют не уровни появления новых групп растений, а уровни перестроек флор, даже если они сохраняют свою фитогеографическую приуроченность.

Простейшие одноклеточные организмы (*Protozoa*) ответвились от общего с растениями ствола в протерозойскую эру. В отличие от растений, животные получали органические соединения готовыми, будучи гетеротрофами. Представления о происхождении основных типов животных базируются на принципе монофилии, т. е. на предположении о наличии единого корня происхождения каждой группы организмов.

История животного мира

Важным этапом в развитии животных стало появление многоклеточных организмов, которому предшествовала колониальность. Одноклеточные *простейшие* животные породили тупиковую ветвь *губок* и прогрессивную ветвь *кишечнополостных*, от которой пошли два главных ствола: *первичноротые* и *вторичноротые*. Высшая ступень развития *первичноротых* – *членистоногие*; высшая ступень развития *вторичноротых* – *позвоночные* (рис. 4).

Хотя беспозвоночные животные – *простейшие, кишечнополостные*, некоторые *плоские черви* – появились ещё в среднем протерозое, массовое развитие многоклеточных беспозвоночных протекало в завершающем периоде протерозоя – венде. Во многих геологических разрезах были обнаружены остатки многоклеточных мягкотелых морских беспозвоночных животных. Эта фауна была названа *эдиакарической* по месту обнаружения её в Южной Австралии местности Эдиакара; большинство животных относится к неизвестным ранее группам бесскелетных организмов: одни принадлежат к древним *медузам*, другие напоминают сегментированных червей – *аннелид*. С эволюционной точки зрения очень важно, что в конце протерозоя сходная по составу фауна населяла моря различных регионов Земли. Это массовое появление мягкотелых беспозвоночных и их разнообразие требует объяснения, которое ещё не найдено, хотя геологи предполагают, что развитию этой фауны способствовали благоприятные условия тёплых шельфов вокруг Пангеи, расположенной в низких широтах. Океанические воды, вероятно, были уже достаточно богаты растворённым кислородом, который обеспечивал кожный способ дыхания, присущий представителям *эдиакарической фауны*.

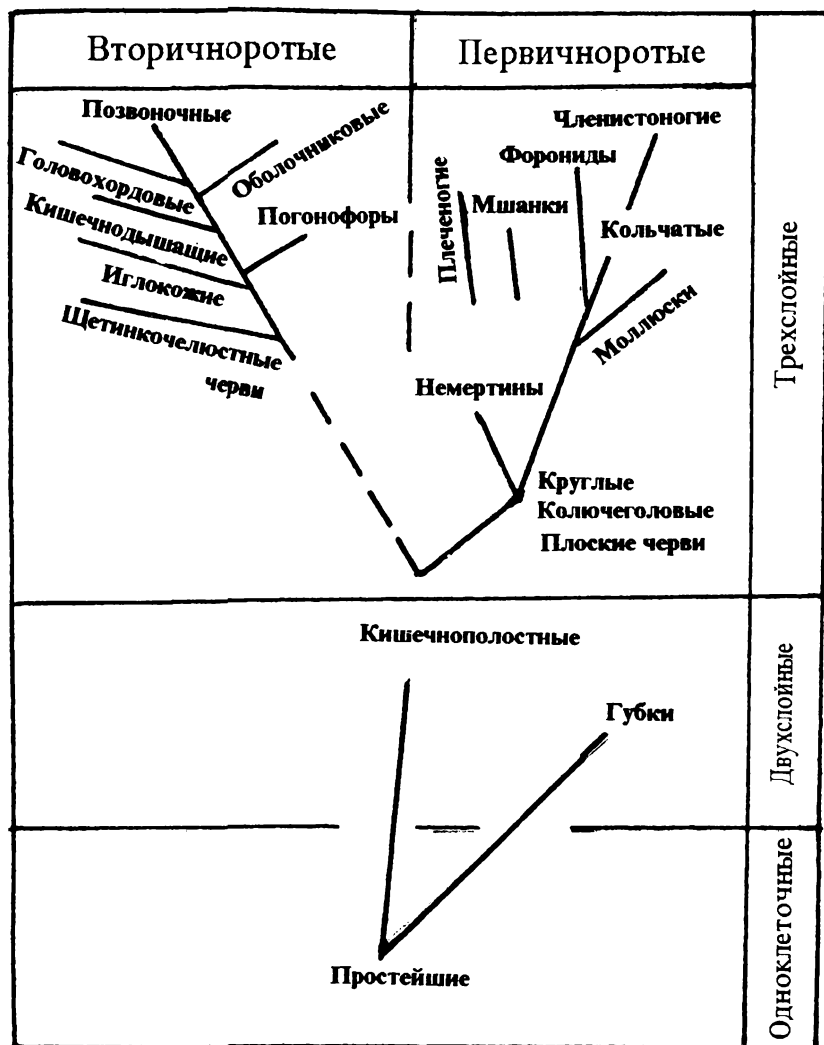


Рис. 4. Происхождение основных типов животных (Монин, 1977)

К концу венда большая часть эдиакарической биоты вымерла и на смену ей пришла более разнообразная фауна, обладавшая фосфатными или карбонатными раковинами. Среди её представите-

лей есть типы, дожившие до современности – *брахиоподы*, *черви*, *членистоногие*; есть и вымершие – *археоциаты*, *трилобиты*. Расцвету кембрийской фауны беспозвоночных предшествовал длительный (15–25 млн лет) переходный период, в начале которого были организмы с просто устроенными трубчатыми раковинами из фосфатов или карбонатов кальция. Появление фосфатных раковин и накопление фосфоритов на границе венда и кембрия геологи связывают с распространением явления апвеллинга и поступлением богатых минеральными компонентами ювенильных вод в океан. Распространение этого явления последовало за образованием межконтинентальных океанов вместо единого, ранее существовавшего Тихого океана; вдоль материковых склонов из океанических глубин шло поднятие глубинных вод, насыщенных питательными веществами. Усиление вулканических и тектонических процессов на границе венд–кембрий привело к падению содержания кислорода и увеличению содержания углекислого газа. За этим последовало вымирание *эдиакарической* фауны и быстрый расцвет не менее разнообразной фауны других беспозвоночных, обладавших хорошо развитым твёрдым карбонатным или фосфатным экзоскелетом и принципиально иным, жаберным способом дыхания (Хаин, 1994). Рубеж в развитии фауны, приходящийся на 600 млн л. н., несомненно связан с состоянием атмосферы, её составом, в котором направленно-колебательно увеличивалось содержание кислорода. Изучение кембрийской фауны беспозвоночных показало ещё одну её особенность. Вероятно, в кембрийском море произошло усложнение трофической цепи и среди животных произошло выделение или резкое возрастание численности хищников. Об этом свидетельствуют частые находки раковин со следами повреждений, а также сама форма некоторых раковин с шипами, иглами и т. п.

Долгое время животный мир был представлен только морскими беспозвоночными, которые образовали две различные эволюционные ветви. Значительная часть их относится к первичноротым: *плоские*, *колючеголовые*, *круглые черви*, *немертины*, *брахиоподы*, *мшанки*, *форониды*, *моллюски* (в том числе голо-

воногие); кольчатые черви, членистоногие. Другую часть беспозвоночных составляют вторичноротые: щетинкочелюстные черви, иглокожие, погонофоры. Большая часть из перечисленных беспозвоночных существует в измененном виде и в наши дни. Эволюционные изменения в морской фауне не так резко выражены, как у наземных животных, поскольку в море природные условия менялись в более узких пределах, чем на суше. Однако во времени можно различать три различных состояния в биоте морских пространств: кембрийское море (раннепалеозойское), девонское море (поздепалеозойское) и меловое море (мезозойское), фактически почти не отличающееся от современного.

В кембрийском море наиболее характерными являются ветвистые губки, голотурии, парашютовидные медузы, археоциаты, трилобиты. Животные, преимущественно бентосные, приобретали



Trilobite

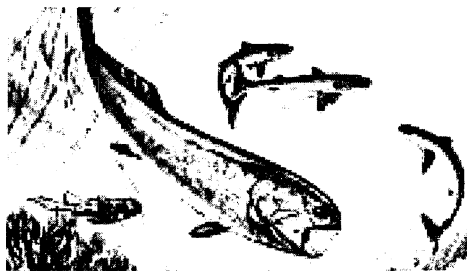
специализацию в соответствии с условиями жизни: некоторые становились растительноядными, другие – плотоядными. Трилобиты, которые являлись типичными кембрийскими животными и составляли главную часть его биоты (60%), были растительноядными. В конце силура количество родов трилобитов

сократилось, так как появившиеся к этому времени хищные головоногие моллюски – наутилоидеи их поедали. Это были очень крупные животные, их окаменевшие раковины имели размеры до 4,5 м. Они в конце концов уничтожили мирных трилобитов. В силуре также развиваются крупные ракообразные – отряд ракоскорпионов. Их удлиненное тело достигало 1–3 м в длину, в большинстве своем они были хищниками и, не имея врагов, широко расселились не только в солоноватых, но и в пресных водоемах.

В раннем палеозое (ордовик – силур) появились и первые позвоночные граптолиты, с внутренним известковым каркасом. Они были планктонными и вымерли уже к концу силура. В прибрежно-морских условиях начинают развиваться первые бесчелюстные рыбообразные – акантонида, тело которых было покрыто чешуей и имелся внутренний хрящевой скелет. Появление рыбообраз-

ных соответствует успешному пути в эволюции передвижения водных животных. Последовательно происходило образование: прочного жесткого скелета, к которому прикреплялись мускулы; хвоста, который использовался как рулевое весло; системы конечностей (равное число левых и правых), которые могли двигаться с помощью мускулов, чтобы уравнивать тело в воде и перемещать его в толще воды; глаз, расположенных в передней части тела для того, чтобы видеть добычу и препятствия; рта не только для того, чтобы поглощать пищу, но также и воду; удлинённой, обтекаемой формы тела, которая должна служить уменьшению трения при движении в толще воды; центрального управляющего устройства – мозга, соединенного с мускулами нервной системой. Становится понятно, что получившийся в результате организм подобен рыбе. Рыбообразная форма тела оказалась наиболее удачной для жизни в море. Позднее эта конструкция послужила основой для формирования тела наземных животных (Флинт, 1978).

Мир беспозвоночных в *девонском море*: кораллы, морские звезды, морские лилии, плеченогие моллюски, головоногие моллюски. Особенно разнообразны предки современных кальмаров и осьминогов – *головоногие моллюски* с разными раковинами, длинными прямыми или волнистыми закрученными. Однако самое главное отличие девонского моря от кембрийского состоит в том, что в нём стали господствовать появившиеся в силуре позвоночные. Девон называют веком рыб. *Древние рыбы* были пластинокожие или “панцирные”; их сменили настоящие *хрящевые рыбы*, сначала панцирные, а затем и беспанцирные. Объектом их питания были *ракоскорпионы*. Превосходя их в маневренности, рыбы вытеснили ракоскорпионов в лагуны. Девонские морские рыбы имели челюсти, развившиеся из жаберных дуг, среди них были хищные рыбы с

*Dinichthys*

длиной тела до 10 м. Они имели хрящевый скелет, как и современные акулы. Но у некоторых хищных рыб в ископаемом скелете отмечается присутствие кальция. Это были *костные рыбы*, уже с середины девона поделившиеся на *лопастеёрых* (*двоякодышащих и кистеёрых*) и *лучеёрых* (*ганойдных и костистых*). В настоящее время среди рыб абсолютно господствуют *костистые рыбы*, имеющие мезозойский возраст.

Меловое море (мезозойское) практически не отличается от современного. Среди беспозвоночных к этому времени вымерли *головоногие моллюски с прямыми раковинами*, вместо них стали господствовать *моллюски с закрученными раковинами* в форме плоских дисков. Другой особенностью мезозойских морей было присутствие головоногих моллюсков *белемнитов*. Они имели внутреннюю раковину, вроде спинного хребта. Их ископаемые остатки известны под названием “чертов палец”. В конце мела эти животные вымерли, оставив после себя современных *кальмаров, осьминогов, каракатиц*. Среди рыб в перми и триасе процветали *лучеёрые*, главным образом *ганойдные*. Именно *лучеёрые* рыбы начали осваивать водоёмы суши, среди них выделилась группа *костистых* рыб, развившаяся из пресноводных. Их скелеты были более прочными, плавники приспособлены для быстрого движения в воде, увеличилась и обтекаемость тела. В триасе происходило направленное освоение рыбами водоёмов суши. *Костистые рыбы*, будучи более приспособленными к изменчивости водной среды, с юрского периода стали господствовать и в море.

Эволюцию рыб можно считать успешной, потому что рыбы дали большое количество видов и стали более многочисленными, чем любая другая группа. Но рыбы не получили в связи со сравнительно малым диапазоном изменчивости океанической среды во времени других стимулов к развитию, как это случилось с вышедшими на сушу животными (Флинт, 1978).

До второй половины фанерозоя животные развивались в водной среде и лишь с девонского периода вышли на сушу. Выход животных из морской среды на сушу сумели осуществить и беспозвоночные – *членистоногие*, и позвоночные – *рыбы*.

Еще в силуре от *ракоскорпионов* произошли первые дышащие воздухом, т. е. сухопутные животные, похожие на современных *скорпионов*, у которых преобразовались в лёгкие элементы жабер, но этот орган дыхания оказался не оптимальным. В девоне от *кольчатых червей* произошли сухопутные *членистоногие* подтипа *трахейнодышащих*, в том числе *насекомые*, которые быстро завоевали сушу: уже в карбоне появились *крылатые насекомые*. Известны гигантские *стрекозы* с размахом крыльев до 90 см – *палеодиктиоптеры*. Эти животные были подготовлены к переселению: имели защитную оболочку и умели свободно перемещаться. Становление растительного мира на суше, особенности девонских ландшафтов, видимо, сильно переувлажнённых, привели к необходимости освоить воздушную среду, научиться летать. К началу позднекаменноугольного периода у *насекомых* развились крылья путем образования выступов оболочки тела. Для этих изменений нужно было много времени и оно было: 120 млн лет, от среднесилурийского до позднекаменноугольного периода – это 120 млн поколений членистоногих. *Членистоногие* стали вершиной эволюции *первичноротых* животных. В наше время они составляют самый динамичный и богатый формами тип животных. Из описанных учёными 1,5 млн видов современных животных более миллиона приходится на *членистоногих*, из них более 90% – это *насекомые* (Монин, 1977).



Meganura

Переход к наземной жизни представителей *вторичноротых*, а именно *позвоночных*, осуществился в процессе эволюции *костных рыб*. Девонским *кистепёрым рыбам* (рыбам мелководий) пришлось приспосабливаться к изменяющимся условиям жизни вплоть до того, что стало необходимо “порвать” с водной средой. Именно они стали предками наземных позвоночных животных. Основные черты строения дыхательного аппарата восходят к *двоякодышащим рыбам*, родственным *кистепёрым* предкам современных

реликтовых *двоякодышащих рыб* – *целакантов*, которые обитают в реках сухих областей южного полушария и имеют вспомогательное легкое из плавательного пузыря. К девонским же отложениям приурочены и находки *амфибий*. Вероятно, причиной их появления послужило иссушение климата, но, возможно, и стремление на мелководье спастись от хищников, которых было множество в глубоких местах. Постепенно плавники превратились в примитивные ноги. Так возникла новая династия – четвероногие позвоночные наземные животные.

Земноводные животные, или амфибии, осваивали сушу одновременно с насекомыми. Оказавшись на суше, они ограничились в расселении такими областями, где новые “континентальные” свойства среды проявились слабее всего. Они стали господствующими наземными животными, приспособившись к условиям жизни



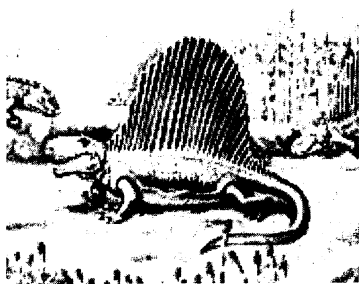
Labyrinthodontes

вблизи воды. Размеры их колебались в широких пределах от нескольких сантиметров до трех метров. В большинстве своём они были плотоядными и поедали насекомых, червей и небольших рыб. Древних амфибий называют *стегацефалами*, т. е. панцироголовыми, так как их

голова была покрыта костными пластинами. Крупные формы стегцефалов карбона и перми называют *лабиринтодонтами*. В анатомии амфибий после выхода на сушу произошли следующие изменения: из плавника развилась конечность с пятью пальцами с перепонкой (зонтик); удлинились конечности, что обеспечило возможность ходьбы; исчез панцирь на голове в связи с отсутствием на суше хищников; усовершенствовался механизм дыхания; увеличился размер мозга в связи с разнообразием внешних условий и необходимостью более совершенного механизма реакций. Но в размножении амфибии не смогли прервать связь с водной средой. В этом они аналогичны с бессеменными в царстве растений: и тем и другим для размножения требуется вода. Но подобно тому как один из видов девонских рыб “выработал” легкое, один из видов амфибий “усовершенствовал” строение яйца и тем самым поло-

жил начало линии *рептилий*. В современном животном мире немного амфибий. Большинство их вымерло в перми и в триасе. В юре сформировались современные *бесхвостые амфибии* (лягушки и т. п.), в мелу – *хвостатые* (*тритоны* и *саламандры*) и уже в кайнозойе – *безногие амфибии* (*червяги*).

Пресмыкающиеся или *рептилии* – это первые настоящие наземные позвоночные, у которых размножение и развитие происходит на суше. Новое яйцо – *амнеотическое* – имеет запас воды внутри себя, у него

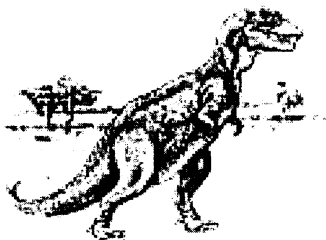


Dimetrodon

три оболочки, образующие три мешка (*амнеона*), каждый из которых выполняет свою функцию, обеспечивающую автономную жизнь зародыша. Оплодотворение яйца внутреннее, что приводит к большей надежности в воспроизводстве. В отличие от амфибий, рептилии имеют настоящую шею с одним шаровым суставом; их голова может свободно поворачиваться относительно позвоночника; конечности рептилий удлинены, появился непроницаемый покров – чешуя, что могло произойти при усовершенствовании легких; усовершенствовалась мышечная система, система кровообращения, мозг (появились зачатки мозговых полушарий). Но не предполагается, что у рептилий была температурная регуляция: температура их тела зависела от температуры среды.

Первые рептилии появились в верхнем карбоне, это были небольшие, похожие на стегоцефалов *сеймурии* и более крупные *котилозавры*. В мезозойе образовалось большое разнообразие пресмыкающихся, среди которых были ящерицеобразные, чешуйчатые (предки змей) и более развитые *архозавры*. От архозавров пошли крокодилообразные водные *фитозавры* триаса, породившие настоящих *крокодилов*, неизменных уже с мела, летающие ящеры юры и мела *птерозавры*, *птицетазовые* и *ящеротазовые динозавры*. Не следует распространять на динозавров представление, как о холоднокровных животных, плохо приспособленных к среде с низ-

кой колеблющейся температурой: у динозавров признаки теплокровности выражены ярко. Теплокровность птиц, произошедших от мелких динозавров, – косвенное тому свидетельство.



Tyrannosaure

Колоссальных размеров достигли ящеротазовые динозавры, среди которых были растительноядные (*бронтозавры*, *диплодоки* и самые крупные *брахиозавры*) и хищные, передвигавшиеся на задних лапах с опорой на хвост (*тираннозавры*). В течение мезозоя происходило активное развитие рептилий с образованием

многих групп; динозавры заняли все среды обитания: сушу, океан и воздушное пространство. В освоении позвоночными воздуха как среды обитания природа “пробовала” различные способы полёта. Первыми были зубатые птицы – *археоптериксы* и *археорнисы*, которые имели слабые крылья и длинные хвосты, покрытые перьями; в мелу появились новые зубатые птицы, в конце мела – первые беззубые птицы. Современный облик птицы приобрели в начале кайнозоя (Монин, 1977).

В конце мезозоя (поздний мел) отмечается вымирание рептилий. Оно носило выборочный характер: вымерли все динозавры, все летающие рептилии, все морские рептилии, исключая черепах. Вымирание продолжалось долго (несколько миллионов лет), оно совпало с сильными ландшафтными изменениями. До сих пор причины вымирания этих животных трактуются неоднозначно.

На смену рептилиям пришли *млекопитающие*, первые из которых появились почти одновременно с рептилиями, но занимали ограниченную экологическую нишу. Ископаемые свидетельства появления млекопитающих найдены в пермских слоях в Южной Америке и на юге Африки.

Млекопитающие отличаются рядом свойств, благодаря которым они защищены от резких изменений среды обитания. Они теплокровны, имеют волосяной покров, четырехкамерное сердце, дифференцированные зубы для откусывания и жевания, хо-

рошо развитый мозг. Они вынашивают и вскармливают детёнышей, так как имеют молочные железы, и этим обеспечивается надёжность воспроизводства. У рептилий именно воспроизводство и оказалось уязвимым при климатических и ландшафтных изменениях конца мезозоя.

По особенностям размножения и по времени появления млекопитающие разделяются на три группы.

1. Однопроходные, самые древние, откладывают яйца; сейчас существует два рода однопроходных: утконос и ехидна, живущие в Австралии.

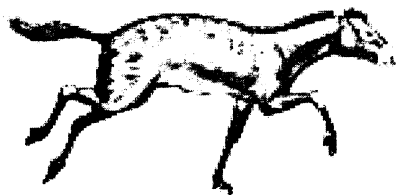
2. Сумчатые, вынашивают детёнышей в сумке; они населяют Австралию и есть один представитель сумчатых – опоссум – в Северной Америке.

3. Плацентарные, которых большинство; плацента – особая мембрана – произошла от амнеотического яйца и внесла существенное усовершенствование в процесс размножения (Флинт, 1978).

В течение мезозоя эволюция млекопитающих не представляла ничего интересного, они выжидали своего часа. Первые млекопитающие имели очень небольшие размеры: с крысу или мышь, самые крупные – не больше кошки. С исчезновением динозавров освобождается жизненное пространство, и свойства млекопитающих позволяют им занять его: они приспособлены к новым, более разнообразным условиям. Опасностью для млекопитающих становятся другие млекопитающие: вскоре появились плотоядные хищники, занявшие своё место в пищевой цепи. Историю млекопитающих можно разделить на две фазы: раннюю с конца мела по олигоцен включительно и позднюю (неоген – четвертичную).

Однопроходные млекопитающие в настоящее время являются пережиточной формой, это персистенты. Первые сумчатые (типа *опоссумов*) появились на материках северного полушария, они были вытеснены плацентарными. От них пошли многочисленные сумчатые, которые широко распространились в Австралии, куда из плацентарных проникли только летучие мыши и мелкие грызуны. В антропогене некоторые из австралийских кенгуру и вомбатов достигали размеров нескольких метров.

Плацентарные оказались более приспособленными к изменчивой обстановке кайнозоя. Плацента даёт млекопитающим преимущества по сравнению с сумчатыми: эмбрион может находиться в матке до полного и окончательного развития и детёныш после родов может довольно быстро заботиться сам о себе. С появлением плацентарных родословное дерево млекопитающих сильно разветвилось. Всего плацентарные млекопитающие образовали 31 отряд, из них 14 вымерли, а 17 существуют и в настоящее время (Монин, 1977). Появились плацентарные в позднем мелу и первыми плацентарными были *насекомоядные*, для которых пышная растительность и насекомые давали запасы пищи.

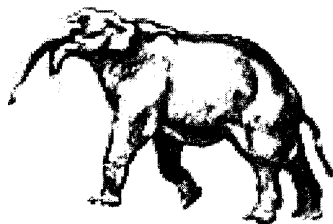


Mesohippus

От них произошли *рукокрылые*, *грызуны*, *неполнозубые*, *трубкозубые*, а также древние хищники *креодонты*. От древних насекомоядных через ряд промежуточных форм берут своё начало *приматы*, оказавшиеся

наиболее развитыми млекопитающими.

Первые копытные, типично растительноядные животные, предположительно, произошли от примитивных хищников; с самого начала животные разделились на две ветви: непарнокопытных и парнокопытных; они развивались в позднем кайнозое и занимали различные ареалы. Среди непарнокопытных встречаются такие крупные травоядные формы как носороги, тапиры и лошади. Парнокопытные представлены свиньями, верблюдами и многочисленными жвачными. Важной группой млекопитающих являются хоботные, которые появились в позднем кайнозое и активно развивались в течение четвертичного времени.



Trilophodon

От раннекайнозойских примитивных хищных *креодонтов* пошли настоящие хищники, которые разделяются на малоспециализированных собачьих и резкоспециализированных кошачьих.

Древние приматы (*Primates*) походили на лемурув, они дали начало эволюционной линии обезьян (*Anthropoidea*). Обезьяны делятся на три группы. *Широконосые*, или обезьяны Нового Света (*Platyrrhina*, или *Geboidea*) отделились от остальных приматов ещё в эоцене и населяют Южную Америку. *Узконосые*, или обезьяны Старого Света населяют Африку и Азию (*Catarrhina*, или *Cercopithecoidea*); из их среды вышли родоначальники третьей группы – *человекообразные обезьяны Hominoidea*. Эта ветвь отделилась от узконосых в конце олигоцена, к ней относятся семейство обезьян (*Pongidae*) и семейство людей (*Hominidae*).



Primates

Следует остановиться на истории семейства гоминид, в котором ныне имеется один вид – *Homo sapiens* (человек разумный). Предполагается, что самыми ранними гоминидами были миоценовые *рамапитеки* (Монин, 1977). Находки ископаемых остатков рамапитеков относятся к различным территориям: Кения, южные предгорья Гималаев, Китай, Юрские горы, Центральная Испания. Всё это свидетельствует о широком распространении рамапитеков в миоценовом поясе саванн, тянущемся от Африки через всю Азию.

Следующим звеном были плиоценовые *австралопитеки* (Приложение 2), первые их находки были сделаны в пустыне Калахари, отсюда их название – южные обезьяны. Древнейшие останки австралопитеков датируются возрастом 5–5,5 млн л. н., а самые поздние – 700 тыс. л. н. Во второй половине XX в. их останки были обнаружены в Кенийском рифте. Самыми многочисленными оказались находки в Олдувайском ущелье в Танзании, которые были сделаны Луисом Лики в 1959–60 гг. Именно в Олдувайском ущелье были обнаружены останки, которым было присвоено родовое название *Ното*. Это был древнейший человек *презинжантрон*, имевший объём мозга 650–680 см³; рядом с находками его костей обнаружены орудия его труда – грубо оббитые гальки, за которые он был назван *Homo habilis* – человек умелый. Время, связанное с изготовлением орудий из камня, получило в археологии название

эпоха камня (2,6 млн л. н. – 4,8 тыс. л. н.), а самая древняя его часть получила название *палеолит* (2,6 млн л. н. – 10 тыс. л. н.).

В период до 350 тыс. л. н. в Африке и в Евразии существовали *архантропы* с объёмом мозга около 1000 см³; они представлены разными вариантами, к которым относятся *питекантроп*, *атлантроп*, *синантроп*, *гейдельбержец* (названия отражают местонахождение останков). Архантропы представляют в своём разнообразии человека прямоходящего (*Homo erectus*). Находки архантропов постоянно сопровождаются находками каменных орудий. Особенности приёмов их изготовления положены в основу периодизации палеолита, в котором выделяют ранний, средний и поздний палеолит. Архантропы являются носителями культуры раннего палеолита.

350–25 тыс. л. н. развивались *палеоантропы* с мозгом объёмом около 1500 см³; они изготавливали разнообразные каменные орудия. Среди них были рубила с довольно сложной обработкой. Палеоантропы были носителями культуры среднего палеолита, который отличается высоким уровнем развития приёмов обработки камня. Во времена палеоантропов начало формироваться человеческое общество, в основе которого лежала коллективная охота на крупных животных.

Многочисленные останки палеоантропов найдены в Европе, на островах Средиземного моря, в Северной Африке, Передней и Средней Азии.

Поздние представители палеоантропов – *неандертальцы*, останки которых найдены в пещере Неандер около Дюссельдорфа ещё в 1856 г. Биологические признаки разумности в строении человека отмечаются уже для ранних палеоантропов, неандерталец же называется *Homo sapiens neandertalensis*.



Охота на животных с факелами

Около 30–40 тыс. л. н. появились *неоантропы*, физический облик которых идентичен современному облику человека. Это *кро-маньонцы* (по гроту Кро-Маньон во Франции) с орудиями верхнего палеолита, для которого характерно неизмеримо большее разнообразие культур в обработке камня, чем для среднего палеолита. Последние 10 тыс. лет – это время развития культур мезолита и неолита, за которыми последовали бронзовый и железный век. Физический облик людей менялся мало, вряд ли менялся и уровень их интеллектуальных способностей (см. Приложение 2).

Завершая тему “История животного мира”, следует остановиться на некоторых закономерностях его развития. Необходимо отметить важнейший процесс *цефализации* в мире животных, который выразился в зарождении и формировании центральной нервной системы. Её развитие проявилось в возникновении головного мозга, эволюция которого привела к выделению человека из животного мира. В этом процессе различают ряд ступеней (Соколов, 1993). Первая ступень – это появление специализированных нервных клеток, передающих раздражения и воздействующих на процессы движения и питания. Затем нервные клетки перестроились в нейроны, что ускорило передачу возбуждений. Скопления нервных клеток (*ганглий*) положили начало процессу цефализации. Появление у животных щупалец, развитых глаз есть показатель совершенствования нервной системы (например, головоногие моллюски). Высшие головоногие моллюски (кальмары) обладали высокоразвитым мозгом и конечностями, позволяющими производить сложные операции. У насекомых было особое строение мозга, состоящее из двух полушарий, каждое управляло своей половиной тела. Разделение на спинной и головной мозг отмечается у позвоночных животных, причём по мере повышения эволюционной ступени растёт доля объёма головного мозга по отношению к спинному. Но даже у динозавров – наиболее развитых рептилий – объём головного мозга был невелик, с управлением тела справлялся спинной мозг. Резко увеличилась роль головного мозга у теплокровных животных – птиц и млекопитающих. Постоянная температура тела увеличила стабильность работы нервной системы, строение нервных клеток ус-

ложнилось, они приобрели специальную оболочку, что ускорило прохождение нервных импульсов. Нельзя не связать усложнение нервной системы с изменчивостью природной среды, столь характерной для кайнозоя. Особенно быстро развивался головной мозг: постоянно возрастал его объём и усложнялась структура. В эволюции семейства гоминид объём головного мозга положен как показатель в основу выделения ступеней эволюции человека. Процесс цефализации в ходе геологической истории следует считать реальным и непрерывным, что и отмечает В. И. Вернадский (1965): "...нет случая, ...чтобы появлялся геологический период, геологическая система с меньшим, чем в предыдущем периоде совершенством центральной нервной системы".

Следует отметить и другую закономерность: скорость эволюционных изменений для разных групп животных меняется в очень широких пределах: за последние 67 млн лет беспозвоночные моря почти не изменились, в то время как большинство наземных животных прошло много эволюционных ступеней вплоть до вымирания целых родов млекопитающих. Эта разница отражает, с одной стороны, различия в скорости изменения океанической и континентальной среды и, с другой стороны, неизмеримо большую изменчивость природных условий в кайнозое по сравнению с другими, более ранними промежутками времени.

При всём своеобразии живого вещества биосферы и отличии его от вещества, составляющего "неорганические" сферы, которые воз-

Изменение биомассы Земли во времени

никли ранее, очевидно, что оно (живое вещество) теснейшим образом связано с этими неорганическими сферами и зависит от них. Живое вещество существует до тех пор, пока сохраняются или расширяются условия, необходимые для его обитания. При изменении этих условий в зависимости от степени изменчивости оно может некоторое время сохраняться. Поскольку с течением геологического времени в "неорганических" сферах в целом расширяются пространства с условиями, благоприятными для обитания организмов, уместно предположить, что биомасса на Земле во времени увеличивается. Остановимся

кратко на некоторых представлениях об эволюции биомассы на Земле (А. С. Мони́н, 1977). Разделим существующие организмы на группы с учётом их местообитания: 1) *водоросли*, 2) *морские животные*, 3) *наземные растения*, 4) *наземные животные*. *Водоросли* появились в катархее и в течение архея и протерозоя их биомасса нарастала до величины порядка сегодняшней, т. е. до 1 млрд т; её возможные колебания в фанерозое, вероятно, этого порядка не меняли. *Морские животные* появились в среднем протерозое, их биомасса очень медленно росла до конца протерозоя, а в кембрии, вероятно, быстро выросла (точка Пастера содержания O_2 в атмосфере) до величины порядка сегодняшней, т. е. до 20–30 млрд т. *Наземные растения* появились ещё, возможно, в ордовике или даже в кембрии, однако их биомасса стала ощутимой лишь в силуре, а за девон и карбон быстро выросла до колоссальных размеров, порядка нескольких триллионов тонн; в перми она, возможно, несколько уменьшилась, и приблизилась к современному уровню. Наконец, *наземные животные* появились только в девоне, но их биомасса достигла современной величины, вероятно, уже во второй половине палеозоя. Таким образом, можно полагать, что скачкообразно биомасса на Земле возрастала, по крайней мере, до конца палеозоя и оставалась в среднем неизменной в мезозое и кайнозое. Согласимся с А. С. Мониным, что эти оценки изменений биомассы в течение истории Земли умозрительны, но они не противоречат представлениям о распространении жизни на её поверхности.

Таким образом, биосфера возникла на том этапе развития Земли, когда органическое вещество приобрело свойства, обеспечивающие процесс *биологической эволюции*. Развитие мира растений и животных привело к увеличению массы живого вещества, по крайней мере, до конца палеозоя и к непрерывному возрастанию сложности его организации и качественно-разнообразия (вплоть до настоящего времени). При этом особенностью распространения живого вещества на Земле всегда являлась его зональность, отражающая климатическую зональность: эта зональность усложнялась в геократические эпохи и становилась более простой в талассократические эпохи, при этом изменчивость живого вещества (в первую очередь растительного покрова) становилась резче в высоких широтах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В первой части курса “Палеогеография” рассматривалось развитие отдельных геосфер, которые составляют географическую оболочку, находясь в неразрывном взаимодействии. Для всех четырёх геосфер: литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы присущи направленные изменения, темпы которых для каждой из них различны. Общим для всех геосфер является “наращивание” вещества внешних оболочек (Марков, 1960), которое, по-видимому, и обеспечивает усложнение их структуры.

При этом направленные изменения природных процессов осложняются колебательными их изменениями (по К. К. Маркову – ритмическими), природа которых неодинакова, поскольку отражает неодинаковую реакцию каждой геосферы на внешние воздействия. Внешние воздействия для каждой геосферы тоже оказываются различными, хотя нередко связаны с общим источником.

Главное внимание в этой части курса уделялось особенностям формирования каждой *отдельной* геосферы, но нельзя было не увидеть взаимосвязи между земными сферами. Кроме того, в развитии каждой “абиогенной” геосферы чётко выделяется рубеж, с которого проявляется воздействие на неё живого вещества. Таким образом, именно появление живого вещества на Земле привело к появлению уникальной в Солнечной системе географической оболочки – ландшафтной сферы Земли, развитие которой будет рассматриваться во второй части учебного пособия “Палеогеография”.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

Дашкевич З. В. Палеогеография. Л.: ЛГУ, 1969. 150 с.

Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н. История гидросферы. М.: 1998. 368 с.

- Лапо А. В. Следы былых биосфер. М.: Знание, 1987. 207 с.
- Марков К. К. Палеогеография. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 258 с.
- Мейен С. В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Флинт Р. История Земли. М.: Прогресс, 1978. 357 с.
- Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 188 с.
- Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 295с.

Упомянутая в тексте

- Алёкин О. А. Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 248 с.
- Ананьев Г. С. Пульсационно-волновое рельефообразование. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 132 с.
- Большаков В. А. Обусловленность глобальных климатических изменений плейстоцена орбитальными вариациями // Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир, 2000, С. 62–69.
- Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 207 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Вронский В. А., Войткевич Г. В. Основы палеогеографии. Ростов н/Д.: Феникс, М.: Зевс, 1997. 570 с.
- Гаврилов Г. В. Путешествие в прошлое Земли. М.: Недра, 1986. 144 с.
- Геологический словарь. Т.1, Т. 2. М.: Недра, 1978. 486с, 456 с.
- Голубчик М. М., Евдокимов С. П., Максимов Г. Н. История географии: Смоленск, Изд-во СГУ, 1998. 222 с.
- Гордеев Д. И. История геологических наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. Ч. I. 316 с.
- Гордеев Д. И. История геологических наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. Ч. II. 323 с.
- Евдокимов С. П. Развитие методологии палеогеографии. Саранск:

Мордовский ун-т, 1991. 144 с.

Зимы нашей планеты /Под ред. Б. Джона. М.: Мир, 1982. 333 с.

Зубаков В. А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 223 с.

Историческая геология. М.: Недра, 1986. 352 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.

Короновский Н. В., Якушова А. Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991. 344 с.

Криштафович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и её основные факторы //Материалы по истории флоры и растительности СССР, 1946. Вып. II. С. 21–86.

Леонтьев О. К. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1988. 319 с.

Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.

Марков К. К. Избранные труды. Проблемы общей физической географии и геоморфологии. М.: Наука, 1986. 287 с.

Мир географии. М.: Мысль, 1984. 367 с.

Орленок В. В. Вода в истории Земли и планет. М.: Знание, 1990. С. 15–20.

Орленок В. В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 248 с.

Орлова А. Н. Подвижная мозаика планеты. М.: Недра, 1981. 118 с.

Предтеченский П. П. Климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменений солнечной активности //Тр. Главн. геофизич. обсерв, 1948. Вып. 8 (70).

Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

Селиванов А. О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене–голоцене и развитие морских берегов. М.: Недра, 1996. 267 с.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 559 с.

Соколов Б. С. От биосферы прошлого к её будущему //Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 4–9.

Хаин В. Е. Вторая молодость древней науки //Природа, 1987. N1. С. 20–35.

Чумаков Н. М. Оледенения в геологической истории //Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44–69.

Шпинар З. В. История жизни на Земле. Прага: Артия, 1977. 228 с.

Приложения

Приложение 1

Геохронологическая шкала фанерозоя (по Н. В. Короновскому и А. Ф. Якушовой, 1991) и фитоэры (по А. Н. Криштафовичу, 1946)

Эра	Период	Эпоха	Возраст, млн лет	Фитоэры
Кайнозой- ская	Четвер- тичный	Голоцен	0,01	неокайно- фит
		Плейстоцен	2,0	
	Неогено- вый	Поздняя (плиоцен)	5,1	палеокайнофит
		Ранняя (миоцен)	24,6	
	Палеоген- новый	Поздняя (олигоцен)	38	
		Средняя (эоцен)	55	
Ранняя (палеоцен)		65		
Мезозой- ская	Меловой	Поздняя	98,5	
		Ранняя	144	
	Юрский	Поздняя	163	
		Средняя	188	
		Ранняя	213	
	Триасо- вый	Поздняя	231	палео- мезофит
		Средняя	243	
		Ранняя	248	
	Палеозой- ская	Пермский	Поздняя	258
Ранняя			286	
Каменно- угольный		Поздняя	296	
		Средняя	333	
		Ранняя	360	
Девон- ский		Поздняя	374	
		Средняя	387	
		Ранняя	408	
Силурий- ский		Поздняя	421	талассофит
		Ранняя	438	
Ордовик- ский		Поздняя	458	
		Средняя	478	
	Ранняя	505		
Кембрий- ский		590		

Этапы формирования Человека
(составлено по данным Г. И. Лазукова, 1981)

Биологический вид	Хроно-тип	Морфо-тип	Период эпохи камня	Отдел эпохи камня	Возраст тыс. л. н.
Homo sapiens	Неоантропы	Окончательное оформление рас	Неолит	поздний	5,0
				ранний	
			Мезолит	поздний	6,2
				средний	
ранний	10				
Homo sapiens neanderthalensis	Палеоантропы	Кроманьонцы	Палеолит	поздний	35
				средний	100
Homo erectus	Палеоантропы	Ранние	Палеолит	ранний	200
					350
					750
Homo habilis	Архантропы	Сидантроп Гейдольберген Питекантроп	Палеолит	эопалеолит	1800
	Австралопитеки	Зинжантроп Презинжантроп			2600

Содержание

Предисловие.....	3
Глава I. <i>Палеогеография в системе наук о Земле и история ее становления.....</i>	4
Глава II. <i>Космогонические основы палеогеографии</i>	16
Глава III. <i>Эволюция недр Земли.....</i>	25
Глава IV. <i>Развитие рельефа Земли.....</i>	37
Глава V. <i>Образование и развитие атмосферы.....</i>	46
Глава VI. <i>Образование и развитие гидросферы.....</i>	53
Глава VII. <i>Изменение климатов Земли.....</i>	63
Глава VIII. <i>Становление и развитие живого вещества биосферы.....</i>	76
Заключение.....	122
Литература.....	122
Приложения.....	125

Учебное издание

Лефлат Ольга Николаевна

Палеогеография

ПРИРОДНЫЕ ГЕОСФЕРЫ: ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ

Редактор	В. А. Стряпчий
Верстка	В. А. Стряпчий
Корректор	Н. Г. Гончарова

Подписано в печать 13.08.2004. Формат 60х90/16. Печать РИЗО.

Усл. печ. л. 8,0. Тираж 300 экз. Заказ № 1039

Ордена “Знак Почета” Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Отпечатано в Полиграфическом отделе географического факультета.
119992, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М. В. Ломоносова,
географический факультет.