

К. К. Марков

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА | 1960

К. К. МАРКОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

(Историческое земледение)

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ

Под редакцией проф. С. Ю. ГЕЛЛЕРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1960

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая. Предмет и история палеогеографии . . .	5
Глава вторая. Космогонические основы палеогеографии.	22
Глава третья. Развитие основных форм поверхности Земли в связи с развитием вещества Земли	35
Глава четвертая. Развитие коры выветривания	79
Глава пятая. Развитие гидросферы	99
Глава шестая. Развитие атмосферы, изменение климатов Земли	137
Глава седьмая. Развитие живого вещества биосферы	184
Глава восьмая. Развитие природы земной поверхности в четвертичном периоде — антропогене	257
Заключение	268

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Московского университета

Марков Константин Константинович
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Редактор *Хакимов В. З.*

Техн. редактор *Георгиева Г. И.*

Л-90371. Формат 60×92¹/₁₆ Печ. л. 16,75. Уч.-изд. л. 16,95. Тираж 6.000.
Цена 7 р. 50 к. Заказ 3136. Изд. № 1012.

Типография «Гудок», Москва, ул. Станкевича, 7.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый курс палеогеографии, сохраняя основную идею и структуру первого издания, переработан: главы 1, 3, 4 и 8 написаны заново, остальные главы подверглись значительным изменениям.

Новое в предлагаемом тексте курса в основных чертах заключается в следующем:

1) включены новые вопросы (развитие стратисферы, развитие природы земной поверхности в четвертичном периоде—антропогене);

2) решению основных проблем придан более однозначный характер, чем в первом издании;

3) внесены различные исправления, а также дополнения в связи с развитием науки за последние годы.

Автор предполагает в дальнейшем изложить палеогеографию четвертичного периода в виде самостоятельного второго тома курса. Поэтому содержание предлагаемой книги мы рассматриваем как первую часть курса палеогеографии.

Курс написан для студентов географического факультета Московского университета.

Автор выражает благодарность за сделанные замечания проф. А. Г. Воронову, проф. С. Ю. Геллеру, проф. М. А. Глазковской, проф. Г. П. Горшкову, проф. Е. М. Лавренко и проф. Б. Ю. Левину.

Замечания и отзывы прошу направлять по адресу: Москва, В-234, географический факультет Московского университета.

К. К. Марков

26 сентября 1957 г.

ПРЕДМЕТ И ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Терминология. Слово палеогеография означает «описание древней Земли» (греч.: палео—древний, гео — земля, графия — пишу). Палеогеография разрабатывается геологами и географами. Для географии палеогеография стала необходимой частью общей физической географии, а палеогеографический анализ — необходимым методом научного географического анализа явлений. Для того чтобы определить положение палеогеографии в системе географических наук, что и является нашей задачей, необходимо отметить следующее.

Палеогеография, занимающаяся изучением («описанием») древней Земли, теснейшим образом связана с одним из двух основных разделов географии — с физической географией.

Предмет физической географии определяют очень различно. С нашей точки зрения наибольшее основание имеет понятие (и термин) «географическая среда». Различные соображения по этому вопросу читатель найдет в первом издании нашей книги. Употребление этого термина особенно уместно в курсе физической географии. Но в курсе палеогеографии оно представляется нам теперь не вполне закономерным. Географическая среда — это природа, которая существовала, конечно, и до появления человеческого общества. Но тогда лучше и говорить о природе, а не о географической среде, так как последнее понятие предусматривает существование человеческого общества и воздействие общества на природу. Поэтому мы будем придерживаться следующих определений.

Предметом изучения физической географии является современная природа земной поверхности.

Предметом изучения палеогеографии является история развития современной природы земной поверхности.

Эти определения являются наиболее простыми и понятными, в чем и заключается их преимущество по сравнению с другими определениями. Обилие и сложность последних обычно не оправданы. Споры о них отвлекают, а не привлекают внимание географа к научной работе. Заметим, что приведенное определение палеогеографии выражает в общем то же понимание этой дисциплины, что и определения наших крупных палеогеографов-геологов — акад. Д. В. Наливкина и акад. Н. М. Страхова.

Д. В. Наливкин о связи учения о фациях с палеогеографией пишет: «Учение о фациях является естественным введением в палеогеографию — науку, имеющую своей целью восстановить распределение морей и суши, воссоздать ландшафт и весь облик земной поверхности, какой она имела в минувшие геологические эпохи»¹.

По Н. М. Страхову, палеогеография — это «наука, изучающая географическую обстановку, существовавшую на поверхности Земли в древние геологические эпохи»².

Важно подчеркнуть еще следующее. Физическая география изучает современный лик Земли, а палеогеография является для географов той отраслью науки, которая объясняет происхождение современного лика Земли. Палеогеографические экскурсии уводят нас в отдаленнейшие периоды геологической истории Земли. Это необходимо, так как современная природа поверхности — материки и океаны, географические зоны и т. п. — формировалась на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет. Но при этом географ должен всегда помнить, что его задачей остается по-прежнему объяснение современных черт природы поверхности Земли.

Место палеогеографии в физической географии. Физическая география (или землеведение) подразделяется на общую физическую географию (общее землеведение), региональную физическую географию, или ландшафтоведение, и на частную физическую географию. Сами названия достаточно ясно определяют содержание трех ветвей физической географии. Не следует только забывать, что разделение это условно и одна часть физической географии не может развиваться или излагаться в курсе лекций изолированно от других частей. Само собой разумеется, что региональной физической географии также необходимо изучать историю развития природы каждой территориальной единицы поверхности Земли: материка, зоны, природного района и т. д.

¹ Д. В. Наливкин, Учение о фациях, т. 1. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1955, стр. 5.

² БСЭ, т. 31. М., 1955, стр. 580.

Но развитие природы земной поверхности имело единые закономерности, которые должны быть обобщены. Попыткой такого обобщения является настоящий курс, который должен рассматриваться в качестве раздела общей физической географии.

Общая физическая география может быть разделена на три части.

Первая сформировалась сравнительно давно. Она изучает современные физико-географические процессы. Этот раздел представляет собой геофизику, или физику природы земной поверхности. Он изложен в курсе «Основы общего землеведения» С. В. Калесника.

В течение последних лет большие успехи были достигнуты в разработке в т о р о й части общей физической географии — геохимии природы земной поверхности, или геохимии ландшафта. Большая заслуга в этом принадлежит акад. Б. Б. Польшову и его ученикам.

Третьей частью общей физической географии является п а л е о г е о г р а ф и я (историческое землеведение)³.

Можно представить деление физической географии на части в виде графика (рис.1).

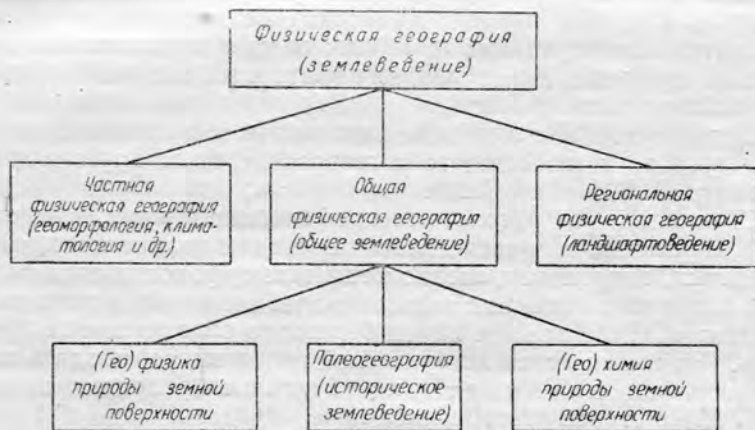


Рис. 1. Разделение физической географии

Место палеогеографии в геологии. Выше уже отмечалось, что палеогеография является частью физической географии. Но представители геологической науки считают палеогеогра-

³ Гораздо лучше, чем палеогеография, звучит историческая география (историческое землеведение).

фию частью геологии и прежде всего частью исторической геологии. С этим также нельзя не согласиться. Помимо исторической геологии, палеогеография особенно тесно связана с учением о фациях. Фация в геологии — это древний, ископаемый ландшафт. Изучая фацию, восстанавливают историю развития природы небольшого участка земной поверхности. Исследователь, изучивший развитие многих таких участков и их закономерных комплексов, может составить себе довольно ясное представление о развитии крупных частей поверхности Земли, например отдельных материков, и, наконец, восстановить общую картину истории природы поверхности Земли в целом.

Может показаться, что относить палеогеографию одновременно и к географическим и к геологическим наукам значит противоречить самому себе. Но живая ткань науки 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. Например, положение, сходное с палеогеографией, занимают в настоящее время геоморфология и мерзлотоведение; на стыке геологии и химии выросла за последние десятилетия такая замечательная наука, как геохимия: ее идеи представляют огромный интерес и для палеогеографии, и на них мы будем в дальнейшем часто ссылаться.

Промежуточное положение ряда научных дисциплин, склоняющихся то к геологии, то к географии, было хорошо подчеркнуто Д. В. Наливкиным.

Специализация геолого-географических наук, писал Д. В. Наливкин, сопровождалась переходом гляциологии, озероведения, гидрологии, океанологии, геоморфологии, спелеологии⁴, ранее составлявших динамическую геологию, в лоно географии: «Сейчас все эти науки бесспорно относятся к географии». Что же касается исторической геологии, то «и здесь палеогеография начинает уклоняться (разрядка наша. — К. М.) в сторону географии»⁵.

Л. Б. Рухин в книге «Основы общей палеогеографии» также останавливался на содержании палеогеографии как науки.

Географы изучают прошлое для настоящего, а геологи изучают прошлое ради прошлого. Л. Б. Рухин точно так же,

⁴ Спелеология — отрасль науки, изучающая пещеры.

⁵ Д. В. Наливкин, И. В. Мушкетов и географическая геология. «Изд. Всес. Геогр. о-ва», 1952, т. 84, вып. 3, стр. 244.

как я и как ряд других ученых, на мнения которых я уже ссылался, видит в палеогеографии науку, занимающуюся воссозданием физико-географических условий, существовавших в прошлом на поверхности Земли. Он приводит многозначительные слова М. В. Ломоносова: «...древняя география с нынешнею снесенная...». Но, по мнению Л. Б. Рухина, палеогеография должна изучать физико-географические условия прошлого безотносительно к объяснению современных географических условий. Изучение географических условий прошлого для понимания географических условий современности он поручает особой географической дисциплине — историческому земледению, и в этом вопросе идет дальше меня. Выдвигая в 1951 г. термин «историческое земледение», я рассматривал его лишь как синоним термина «палеогеография». Современная научная география уже не может обойтись без анализа процесса исторического развития природы. И с точки зрения географа палеогеография есть историческое земледение, призванное объяснить окружающий нас мир природы, в то время как изучение географических условий прошлого вполне оправдано для геолога. Итак, объект (географические условия прошлого) остается одним и тем же для обеих смежных наук — геологии и географии. Поэтому я и не предлагал отделять от палеогеографии историческое земледение как особую отрасль географической науки, хотя географу-ортодоксу предложение Л. Б. Рухина может показаться заманчивым. Расхождения, которым иногда пытаются придать столь глубокое значение, являются скорее терминологическими. Содружество геологов с географами полезно для палеогеографии (исторического земледения). В ее развитии имеют как свои интересы, так и свои права и геология и география. Таково положение вещей, сложившееся и реально существующее. Палеогеография не только *палеогеография*, но и *палеогеография*.

Выше особенно подчеркивалась роль геохимии. Но и ряд других наук также имеет очень большое значение для правильного научного понимания развития природы земной поверхности. Упомяну астрономию, особенно ее раздел, который получил название гелио-геофизики. Не менее важны физика Земли, или геофизика, занимающая промежуточное положение между геологией, астрономией и, отчасти, географией. Некоторые основные идеи биологии также очень ценны и для палеогеографии.

Значение палеогеографии для географии. Итак, палеогеография является наукой, освещающей широкий круг вопросов; она заставляет географа изучать достижения многих смежных наук. Каждый, изучающий палеогеографию, знакомится со многими идеями современного естествознания.

Каждая черта современной природы земной поверхности имеет определенную давность, более или менее длительную историю своего развития. Объяснить закономерные черты современной природы земной поверхности совершенно невозможно, не установив историю ее развития. Поэтому исторический метод исследования является одним из основных методов исследования в физической географии. Вне палеогеографии физическая география сама не является наукой. Нужно настойчиво добиваться внедрения в географию исторического метода.

К сказанному следует добавить, что изучение истории природы земной поверхности помогает установить прогнозы развития природы. В условиях нашего социалистического хозяйства, обширных и целенаправленных изменений природы, этот прогноз имеет большое значение. Однако в общем и довольно кратком курсе не может, конечно, идти речь о конкретных предложениях в связи с теми или иными народнохозяйственными мероприятиями. Наша задача заключается в том, чтобы развить у читателей настоящего курса правильное представление о закономерностях изменения современной природы поверхности Земли.

Приведем несколько примеров.

Германский философ И. Кант считал, что поверхность Земли высыхает. Этот взгляд, высказанный в общей форме, казалось, не мог иметь никакого практического значения, в частности, для территории Средней Азии. Во второй половине прошлого века последняя начинает посещаться многочисленными путешественниками, русскими и зарубежными. Многие путешественники высказывают мнение, что Средняя Азия продолжает высыхать даже на глазах у человека. Другие возражают против гипотезы высыхания и доказывают, что климат Средней Азии испытывает в историческое время не направленные, а колебательные изменения: сухие периоды чередуются с более влажными. Среди сторонников гипотезы высыхания отметим крупного русского путешественника по Средней и Центральной Азии — Г. Е. Грумм-Гржимайло. Среди иностранных путешественников широко пропагандировал гипотезу усыхания американский географ Хентингтон. Противниками этой гипотезы были А. И. Воейков и Л. С. Берг.

Разве можно отрицать, что гипотеза общеземного высыхания И. Канта не создала предпосылки для применения ее к конкретным условиям Средней Азии? О практическом значении гипотезы усыхания писал еще 40 лет назад А. И. Воейков, подчеркивая, что среди инженеров-ирригаторов, разрабатывавших приемы орошения сухих равнин Средней Азии, этот взгляд порождал пессимизм. Практики рассуждали так: раз

высыхание будет прогрессировать, то бессмысленно с ним и бороться путем обводнения и орошения. Все равно ничего не добьешься.

Гипотеза высыхания вызывала также серьезные опасения и в отношении старых земледельческих районов Европейской России. Временами засуха губила урожай в Европейской части России. Особенно тяжелые последствия (голод) вызвала она в 1891—1892 гг. К. А. Тимирязев писал тогда, что «мысли русского человека невольно снова и снова возвращаются к тому же предмету — к страшному бедствию, лишившему значительную часть населения насущного хлеба...»⁶. В. В. Докучаев издал одну из своих лучших книг «Наши степи прежде и теперь» в пользу пострадавших от голода.

Проблема заключалась в выяснении следующего вопроса: не представляют ли засухи прогрессирующего явления и не являются ли земледельческие районы Европейской России обреченными районами? Эта знаменитая проблема «отвечности степи» разрабатывалась нашими крупнейшими географами во главе с В. В. Докучаевым. Отвечна ли степь, т. е. всегда ли относительно засушливая растительная формация существует там же, где и теперь? Наступает ли степь на соседнюю лесную область, увеличивая вероятность засухи, или лес наступает на степь? Будет ли борьба человека с засухой борьбой с наступающей враждебной стихией? Эти вопросы волновали и продолжают еще и по сей день волновать географов. Но их можно исследовать только на основе объективных данных. Важно установить, как развивались степь и лес на протяжении прошлого времени и каковы, следовательно, изменения в положении границы леса и степи. А это является уже чисто палеогеографической проблемой.

Приведем еще один пример. За годы советской власти освоено судоходство по Северному морскому пути. Значительно расширились рыбные промыслы в северо-западной Атлантике и в Баренцевом море. Само собой разумеется, что огромную роль в победе над льдами сыграли усилия, которые приложила наша страна. Но и природа сама не оставалась неизменной. За последние десятилетия климат Западной Арктики стал значительно более мягким, чем он был на рубеже XIX и XX столетий. Особенно сильно повысились зимние температуры. Ледовитость приатлантического сектора Арктики сильно уменьшилась. Это, конечно, способствовало освоению Северного морского пути. Весьма важно ориентироваться в перспективах потепления Арктики. Будет ли потепление продол-

⁶ К. А. Тимирязев. Наука и земледелец. Избр. соч., т. 2. Сельхозгиз, М., 1948, стр. 91.

жаться или оно сменится похолоданием? Не означает ли суровая зима 1955/56 г. поворот в сторону похолодания? Оказывается, что конец потепления и начало похолодания климата вероятны, что потепление климата, видимо достигшее максимума в пятидесятых годах, связано с определенным ритмом колебаний. Значит создаются предпосылки для научного прогноза изменения климата на ряд десятилетий, а возможно и столетий. Эти прогнозы должны оказать непосредственную практическую помощь развитию хозяйства обширных территорий, в том числе и нашего Севера.

Если распространить анализ климатических изменений на близкое, а затем и на далекое геологическое прошлое, то удастся установить более продолжительные климатические ритмы. Как отметили палеоклиматологи, холодные периоды были гораздо менее продолжительны в истории Земли, чем теплые периоды. Основная структура климатов Земли, в том числе и в Арктике, — это господство климатов относительно теплых и равномерных. Подобный вывод имеет теоретическое значение. Но мы уже видели, что изучение прошлого пустынь дало основание отвергнуть гипотезу усыхания и построить гипотезу чередования сухих и влажных циклов колебаний климата. Точно так же и анализ климатов Арктики дает основание для оптимизма: Арктика в течение большей части своей истории не была закованной во льды.

Изучение отдаленного геологического прошлого природы поверхности Земли имеет непосредственное отношение к объяснению современного облика природы поверхности нашей планеты: экваториальная природная зона, например, очень древняя и влажно-тропические леса во многих современных своих чертах появились еще в начале третичного периода или в меловом периоде. Океаны и материки имеют древние черты. Возможно, что величайшая естественная область земной поверхности — Тихий океан — является также и самой древней областью поверхности Земли. Как ни изменчивы во времени очертания материков, все они в основе своей имеют архейское ядро.

Приведем еще один пример: зона широколиственных лесов Евразии разорвана в Сибири. Разрыв этот древний, верхнетретичный. Восточное крыло когда-то сплошной зоны образует теперь область широколиственных лесов Дальнего Востока. Многие современные ее особенности — нижнетретичные, и они еще древнее, чем упомянутый разрыв самой зоны. Очевидно, что научно разобраться во всей этой картине, игнорируя палеогеографию, невозможно.

Таким образом, современный облик природы поверхности

Земли нельзя понять, не рассмотрев историю его развития. Без палеогеографического подхода не может быть научно обоснованного объяснения природы земной поверхности. Естественно, что палеогеография является одним из основных разделов физической географии.

К истории палеогеографии. Палеогеография как наука возникла лишь после того, как воззрения об изменчивости природы поверхности Земли получили широкое распространение. Теперь нам это кажется очевидным. Но нужно себе ясно представить, что эти взгляды родились в результате борьбы самых различных мнений и получили права гражданства только в середине XVIII столетия.

Основателями воззрений на природу как на развивающуюся материальную систему являются немецкий философ И. Кант и русский ученый М. В. Ломоносов. И. Кант (1724—1804) — создатель широко известной и ебулярной космогонической гипотезы (1755). О ней будет идти речь в следующей главе. А здесь отметим только, что Кант первый в науке выдвинул мысль о Вселенной как о развивающейся системе. Это было переворотом в мировоззрении. Даже И. Ньютон (1643—1727) не смог подняться до исторического воззрения на Вселенную.

И. Ньютон был создателем классической физики и в особенности законов движения материальных тел. Движение рассматривалось им как перемещение в пространстве. Он предполагал, что эти движения созданы раз и навсегда высшим существом. Ньютон различал законы механики и так называемые начальные условия: масса светила, начальная скорость его движения и т. д. О них Ньютон писал: «Изящнейшее соединение Солнца, планет и комет не могло произойти иначе, как по намерению и по власти могущественного и премудрого существа»⁷.

Заслуга Канта отмечена была Ф. Энгельсом: «Впервые было поколеблено представление, что природа не имеет никакой истории во времени», — писал он⁸. Но И. Кант не был последовательным защитником исторического взгляда на природу. В своих географических работах он отошел от этого взгляда.

Наряду с теорией И. Канта крупное значение имеют воззрения М. В. Ломоносова. В своей работе «О слоях земных» (1763) Ломоносов последовательно проводит мысль о том, что все в природе земной поверхности развивается, что современная природа возникла в результате длительного исто-

⁷ См. С. И. Вавилов. Исаак Ньютон, изд. 2. Изд-во АН СССР, 1945, стр. 208.

⁸ Ф. Энгельс. Анти-Дюринг, 1951, стр. 54.

рического развития. Эта мысль выражена им, в частности, в следующих прекрасных словах: «И во первых твердо помнить должно, что видимые телесные на земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начал от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены, что показывают История и древняя География, с нынешнею снесенная...»⁹. Ломоносов описывает различные изменения земной поверхности: образование гор, медленные колебания земной поверхности, движения уровня океана и т. д.

Таким образом, только во второй половине XVIII столетия, около 200 лет тому назад, обозначился перелом в мировоззрении естествоиспытателей, положивший начало систематической разработке представлений об истории развития современной природы поверхности Земли.

В течение продолжительного времени после работ И. Канта и М. В. Ломоносова палеогеографические представления разрабатываются представителями различных естественнонаучных дисциплин: геологами, биологами, географами. Учащимся высших учебных заведений излагаются основные представления о земной поверхности и ее развитии. Появляется новая наука — натуральная история, или естественная история. По содержанию и направленности она может считаться предтечей современных курсов общего землеведения и нашего курса палеогеографии.

В Московском университете курс натуральной истории был предусмотрен в проекте университета, составленном М. В. Ломоносовым: записка Ломоносова, положенная в основу учебного плана нашего университета, предусматривала три факультета — юридический, философский и медицинский, а в составе последнего — кафедру натуральной истории. Первым профессором естественной (или натуральной) истории был М. И. Афонин (1739—1810). Начиная с 1788 г. Московский университет издавал «Магазин натуральной истории, физики и химии, или новое собрание материй, принадлежащих к сим трем наукам...». Университет имел кабинет натуральной истории.

В 1805 г. при Московском университете было образовано существующее и поныне, Московское общество испытателей природы. Одной из первых своих задач это Общество считало усовершенствование сведений по естественной истории. Члены Общества читали лекции по натуральной истории

⁹ М. В. Ломоносов. О слоях земных. Госгеолтехиздат, М., 1949. стр. 54.

«для любознательной московской публики». Наконец отметим, что с чтения курса натуральной истории начал в 1832 г. свою преподавательскую деятельность известный профессор Московского университета Г. Е. Щуровский.

Уже на этом примере видно, как в Московском университете с начала его основания культивировалось стремление к широкому пониманию природных явлений на основе исторического подхода к ним.

Наиболее ярким представителем этого направления естествознания в Московском университете был К. Ф. Рулье. Особенно интересны для нас его публичные лекции¹⁰. В первой из них, обращаясь к слушателям, Рулье говорит о взаимосвязанности всех элементов природы, о непрерывности движения и о том, что каждая земная пылинка действует на другие и сама находится под их воздействием. Он указывает при этом на историю животного мира окрестностей Москвы и всей окружающей Москву природы, которая постоянно изменялась: первоначально имела тропический характер, потом умеренный и, наконец, холодный.

В трех лекциях о жизни животных в связи с окружающими их условиями Рулье излагает историю природы земной поверхности, пытаясь объяснить происхождение твердой земной оболочки, суши, морей, атмосферы. Рулье предполагает, что вода морей (океана) теперь «менее тепла и менее солона», чем ранее; атмосфера была плотнее и теплее и содержала меньше кислорода, чем она содержит его в настоящее время; появившиеся растения очистили атмосферу от углекислоты; жизнь началась только на определенном этапе развития Земли; причем сразу же появились различные формы животных. Жизнь возникла в воде и постепенно переселялась на сушу. Земля, как думал Рулье, остывает, теряя тепло через вулканы; в качестве примера он приводит Исландию. В этом же цикле лекций (1852) Рулье говорил, что похолодание новейшей геологической эпохи вызвало образование огромных материковых покровов льдов: «Северо-запад России и Скандинавия был покрыт снегами и льдом... Северо-западные ледники или глетчеры постепенно поддавались на юго-восток, бороздили и частью разрушали встречаемые ими

¹⁰ К. Ф. Рулье. О животных Московской губернии, или о главных переменах в животных первозданных, исторических и ныне живущих, в Московской губернии замечаемых. Речь, произнесенная в торжественном собрании Московского университета... 16 июня 1845 года. М., 1845.

Вторая лекция К. Ф. Рулье «Жизнь животных по отношению ко внешним условиям» (1852) переиздана в кн.: «Избр. биолог. произвед.». Изд-во АН СССР, М., 1954, стр. 138—230.

на пути каменные породы»¹¹. К. Ф. Рулье надо считать предшественником П. А. Кропоткина и первым ученым, столь ясно высказавшим мысль о материковом оледенении четвертичного периода.

Мировоззрение К. Ф. Рулье было последовательным, историческим. «И Земля, как все действительно существующее, имеет свою историю, которая здесь, как и везде, показывая осложнение, или нарастание явления, есть единственный и неисчерпаемый источник для изучения существующего»¹², — писал он. Эти слова можно было бы взять девизом к нашему курсу.

Конечно, было бы неправильно предполагать, что истоки палеогеографических представлений целиком принадлежат только Московскому университету и университетским курсам натуральной истории. Следует отметить, например, труды К. М. Бэра (1792—1876), одного из основателей Географического общества. Этот разносторонний ученый в своих биологических трудах («История развития животных», «О развитии жизни на Земле») излагает собственные воззрения по вопросу о развитии жизни на Земле. Организмы, по мере своего развития, пишет Бэр, постепенно усложнялись; развитие организмов происходило в связи с общим развитием природы, история Земли древнее истории жизни. Жизнь возникла первоначально в воде, затем распространилась постепенно и на суше.

Итак, натуральная, или естественная, история как отрасль науки и как учебная университетская дисциплина представляла собой синтез биологии, геологии и физической географии, в основе которого лежит эволюционный взгляд на природу.

Первым русским геологом, выразителем тех же идей, был Д. И. Соколов (1788—1852). Соколов основал курс «геогнозии» (геологии) в России, который он читал в Петербурге, в Горном институте и университете (1822—1844). В 1839 г. этот курс геологии вышел из печати в трех частях. Во второй части излагается картина естественной истории Земли, появления и развития жизни на ней.

В зарубежной науке первой половины XIX столетия особо отметим труды А. Гумбольдта. В них также подчеркивается идея развития природы. В своем произведении «Космос» А. Гумбольдт описывает общую картину Вселенной, в особенности Земли, и высказывает свои взгляды на развитие при-

¹¹ К. Ф. Рулье. Избранные биологические произведения. Изд-во АН СССР, М., 1954, стр. 207.

¹² Там же, стр. 156—157.

роды. По собственным словам Гумбольдта, он стремился объяснить явления природы в их взаимной связи, «как целое, движимое и оживляемое внутренними силами». Труд Гумбольдта «Космос» написан в 1843—1844 гг., в позднюю пору жизни этого крупнейшего естествоиспытателя-географа. На русском языке он издавался дважды в переводе географа Н. Фрлова¹³.

Всего 15 лет отделяют «Космос» А. Гумбольдта от знаменитого произведения Ч. Дарвина «Происхождение видов» (1859). Последнее утвердило эволюционную идею по отношению к органическому миру. Что же касается неорганического мира, то та же задача в значительной мере была решена в 1830 г. Ч. Лайелем¹⁴ (1797—1875). Ч. Лайель, как известно, рассматривал изменения земной поверхности, исходя из принципа тождественности процессов прошлого и настоящего (принцип актуализма). В этом отношении Лайель был неправ. Процессы развития Земли в ее геологическом прошлом и в настоящее время во многом отличны друг от друга.

Препятствия на пути развития исторического взгляда на природу. Главным препятствием было отрицание самой возможности исторического подхода к природным явлениям в географии. Этот взгляд принадлежит, как это ни странно, одному из создателей исторического взгляда на природу — И. Канту; вторым препятствием является неправильное понимание истории природы, введенное Ж. Кювье.

И. Кант, будучи профессиональным географом, в течение 40 с лишним лет (1755—1797) наряду с другими предметами читал курс географии в Кенигсбергском университете. В своем курсе он придерживался взгляда, что география занимается только описанием одновременных явлений, в то время как дело истории — повествование о событиях, следующих друг за другом во времени. Это противопоставление истории и географии применялось формально и было доведено И. Кантом и его последователями до абсурда. Конечно, верно, что географ интересуется главным образом настоящим, а историк — прошедшим. Но историк рассматривает и сопоставляет одновременные события исторического прошлого, а географ для понимания настоящего должен заниматься изучением разновременных явлений развития современной природы. Поэтому совершенно неверен вывод И. Канта, что «мы в состоянии иметь только описание природы, но не историю

¹³ А. фон Гумбольдт. Космос. Опыт физического мироописания, т. I и II, изд. 2. М., 1862, ч. 1, стр. III.

¹⁴ См. Ч. Лайель. Основные начала геологии. М., 1866.

природы». Этот вывод из-за огромного влияния Канта на мировоззрение западноевропейских географов нанес много вреда развитию географической науки. Он, в частности, повторяется западноевропейским теоретиком географии, германским географом А. Геттнером.

Ошибка Ж. Кювье заключалась в том, что изменения природы допускались им в таком виде, что о каком-либо закономерном развитии природы не могло быть и речи. Природа Земли, согласно Ж. Кювье, создана рядом последовательных катастроф, поэтому учение Кювье (1812) получило название катастрофизма. Так как вся история Земли, согласно воззрениям Ж. Кювье, прерывалась катастрофами, причины которых он считал непознаваемыми, то очевидно, что не могло быть и речи об изучении причинных связей в процессе развития природы земной поверхности. Эту теорию, несмотря на ее очевидную для нас неприемлемость, поддерживали даже крупные ученые, отчасти А. Гумбольдт и Л. Ф. Бух. Теории Кювье придерживались официальные консервативные научные круги. Борьба с ней и противоположные ей эволюционные воззрения (К. Ф. Рулье) преследовались в царской России.

Палеогеография в геологии и географии второй половины XIX и в XX вв. В последней четверти прошлого столетия появляются одна за другой классические геологические и географические работы. Это те научные труды, которым палеогеограф не только отдает дань уважения, но которыми он продолжает пользоваться.

Прежде всего отметим классические труды австрийского геолога Э. Зюсса, изданные на немецком языке: «Происхождение Альп» (1875) и «Лик Земли» (1883—1909). В этих трудах предложено разделение Земли на природные оболочки — геосферы, что принято и в современных науках о Земле. В своем втором труде Зюсс ставит основные палеогеографические проблемы, в том числе такие, как происхождение материков и образование вод Мирового океана. В России одновременно (1887) появился труд А. П. Карпинского «Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды»¹⁵. Как видно по самому названию, это труд палеогеографический. А. П. Карпинский пишет, что его задачей является восстановление истории физико-географических условий прошлого на территории Европейской России: распространение суши и морей, гор и речных

¹⁵ «Зап. Академии наук», прилож. к т. 55. СПб., 1887, стр. 1—36.

систем, вулканов, климата и организмов. Карпинский прилагает к своему труду серию географических картосхем, наглядно рисующих главные физико-географические изменения в их историко-геологической последовательности. Смену морей и суши он связывает с колебательными движениями земной коры.

Из географов, внесших в науку в XIX—XX вв. важные палеогеографические идеи, упомянем В. В. Докучаева, А. И. Воейкова, П. А. Кропоткина и Л. С. Берга. Их палеогеографические взгляды были кратко охарактеризованы выше. Они охватывают проблемы климатических изменений, борьбы леса и степи, высыхания пустынь Средней Азии, изменения уровня озер. Л. С. Бергу принадлежат также многочисленные работы по таким важным вопросам, как происхождение жизни на Земле, происхождение биполярности организмов, происхождение лёссов и др. Многие из упомянутых работ относятся уже к XX столетию. Д. Н. Анучин также настойчиво указывал на необходимость применения географом исторического метода.

Круг палеогеографических работ, относящихся к последним десятилетиям и к недавним годам, еще более расширяется. Наравне с геологией и географией (в традиционных рамках этих наук) палеогеографию обогащают новыми фактами и идеями геохимия (и биогеохимия), геофизика, гелиогеофизика и астрономия. Много имен ученых, сделавших важный вклад в палеогеографию, будет еще названо в дальнейшем. Упомяну здесь только наших современников — В. И. Вернадского, О. Ю. Шмидта, Н. М. Страхова, А. П. Виноградова, Б. Б. Польнова, Л. А. Зенкевича, а среди зарубежных ученых — Ж. и Г. Термье и Ч. Брукса.

В 1959 г. опубликованы «Основы общей палеогеографии» Л. Б. Рухина. В этой книге читатель найдет много существенного, в особенности по вопросам методов палеогеографических исследований и характеристики типов древних ландшафтов и их компонентов. Автор не дает характеристику закономерностей развития основных компонентов природы земной поверхности и, следовательно, эта книга построена иначе, чем наша книга.

О нашем курсе палеогеографии. Этот курс написан для географов и в нем история развития природы освещается в том направлении, в каком это, по мнению автора, необходимо географу. Именно учитывая географические задачи курса, в нем сравнительно много внимания уделяется развитию верхних оболочек Земли: биосферы, гидросферы и атмосферы. Для географов прошлое земной поверхности является клю-

чом к пониманию ее современного облика. Это также необходимо иметь в виду. Из приведенных замечаний видно, что мы не придерживаемся традиционного понимания содержания палеогеографии. Наша наука — география — имеет здесь свои специфические и законные интересы.

То, что настоящий курс написан с отступлением от традиции, вызвало особые трудности при его разработке. Необходимо было включить вопросы, которые не освещались в курсах геологии и географии (вопросы эволюции вещества Земли, развития воздушной и водной оболочек и ряд других). Делается попытка освещения широкого круга вопросов современного естествознания. Эти трудности велики для преподавателя. Но еще тяжелее студенту, пытающемуся самостоятельно ориентироваться в столь широком предмете, что, однако, необходимо образованному географу.

Общая система изложения отражена в названиях глав.

Природа земной поверхности представляет собой верхнюю синтетическую оболочку Земли. Она сама образована отдельными частными концентрическими оболочками, не только облекающими друг друга, но и проникающими друг в друга. Каждая оболочка — это компонент природы земной поверхности. Каждая оболочка многообразно видоизменяется от места к месту. Местные отличия природы земной поверхности и отдельных частных ее оболочек — зональные и азональные. Эти два основных видоизменения имеют очень часто разные закономерности развития.

По нашему мнению, невозможно полностью отделить одну от другой общую и районную физическую географию. В данном курсе делается попытка осветить общие и местные закономерности развития природы. Однако в первую очередь рассматриваются общие закономерности. Детальное освещение истории развития отдельных территорий невозможно из-за небольшого объема курса. Региональные вопросы, конечно, также важны, но их можно рассмотреть и в курсе учения о фациях и в региональных физико-географических дисциплинах, в которых раздел истории развития природы той или иной территории является, по нашему мнению, обязательным. Курс ограничивается данными о развитии природы районов лишь самого крупного значения: во-первых, географических зон; во-вторых, материков и океанов.

ЛИТЕРАТУРА

- Анучин Д. Н. О преподавании географии и вопросах с ним связанных. В кн.: «Избранные географические работы». Географгиз, М., 1949.
- Вавилов С. И. Исаак Ньютон, изд. 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1945.

Гумбольдт А. Космос. Опыт физического мироописания, ч. I и II, изд. 2. М., 1862.

Дарвин Ч. Происхождение видов. Сельхозгиз, М., 1952.

История Московского университета, т. I. Изд-во МГУ, 1955 (главы о состоянии естественнонаучных дисциплин).

Калесник С. В. Основы общего землеведения (гл. I — Введение), изд. 2. Учпедгиз, М., 1955.

Кант И. Общая естественная история и теория неба. Избр. отрывки. В кн.: «Классики естествознания. Классические космогонические гипотезы». М.—Лг., 1923.

Кювье Ж. Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара. М.—Л., 1937.

Лайель Ч. Основные начала геологии. М., 1866.

Леонов Г. П. Историческая геология. Изд-во МГУ, 1956.

Ломоносов М. В. О слоях земных. Госгеолтехиздат, М., 1949.

Рулъе К. Ф. Жизнь животных по отношению ко внешним условиям. В кн.: «Избранные биологические произведения». Изд-во АН СССР, М., 1954.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостехиздат, Л., 1959.

КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Общие замечания. Земля представляет собой лишь малую часть солнечной системы и ничтожную часть Вселенной. Поэтому законы исторического развития Земли, земной поверхности являются проявлением общих законов исторического развития солнечной системы и Вселенной. Познать последние—значит иметь возможность более уверенно судить об основных закономерностях развития и «малого нашего шара земного» (Ломоносов).

Какой бы теории происхождения Земли ни придерживаться, невозможно объяснить ни современного состава, ни современного энергетического (особенно теплового) состояния Земли, не зная, каковы были состав и энергетическое состояние материи при образовании Земли. Увеличилось или уменьшилось разнообразие химического (элементарного) состава поверхности Земли в течение ее исторического развития? Остывала или разогревалась Земля? Очевидно, что на эти вопросы невозможно ответить, не уяснив себе исходного состояния Земли. Таким образом, проблема происхождения нашей планеты должна быть положена в основу палеогеографии и рассмотрена в начале курса.

Но как и познание общих закономерностей развития Вселенной имеет значение для выяснения частных закономерностей развития Земли, так и последние представляют интерес для построения теории происхождения Земли. Поэтому нам предстоит рассмотреть два вопроса, из которых первый, конечно, главный. Вопросы эти следующие:

1. Происхождение и развитие Земли и земной поверхности.
2. Оценка гипотез происхождения Земли на основе палеогеографических данных.

Обратимся к первому и основному вопросу.

Две космогонические концепции. Научная космогония насчитывает около 200 лет своего существования. За это время

высказано много космогонических гипотез. Классификация этих гипотез, в частности тех, которые рассматривают происхождение Земли, является неизбежной в целях упорядочения дальнейшего изложения.

Гипотезы происхождения Земли мы разделим на следующие две группы.

1. К первой группе отнесем те гипотезы, которые рассматривают солнечную систему и Землю как тело, утрачивающее первичный запас энергии (а отчасти — вещество, полученное Землей извне во время ее образования).

Эти гипотезы рисуют нам картины изначальной раскаленной, а в дальнейшем не удержимо остывающей Земли, обеднения материального состава Земли и затухания главных процессов развития природы земной поверхности.

К числу гипотез указанной группы можно отнести (иногда с отдельными оговорками) гипотезы XIX и начала XX столетий.

2. Вторая группа гипотез рассматривает Землю в процессе саморазвития, как тело, вырабатывающее энергию, что оказывает глубокое и постоянное влияние на процессы развития Земли. Эта вторая группа гипотез указывает на разогревание Земли вне зависимости от ее изначального теплового состояния. В результате указанного процесса происходят не только потеря тепла Землей, но и выделение тепла внутри Земли, не потеря вещества, а пополнение и обогащение внешних оболочек Земли веществом (легкими кислыми породами, водой, газами атмосферы).

Таким образом, первую группу можно назвать гипотезами угасания Земли.

Вторую группу можно назвать гипотезами возрождения Земли.

Конечно, между двумя группами гипотез есть и родственные черты. Остывание первично раскаленного тела не исключает выделения внутри него тепла радиоактивного происхождения; первично холодная, а затем разогретая Земля тоже когда-то остынет. Но основа в обоих случаях принципиально различна.

При освещении проблемы развития природы земной поверхности выбор того или иного пути имеет большое значение. Мы убедимся, как много фактов накопила наука в пользу второй точки зрения. Необходимо будет ознакомиться с процессами, поддерживающими температуру Земли на сравнительно высоком уровне, с процессами возрождения гор, обогащения земной атмосферы газами, зарождения живых организмов из неживой материи. Многочисленные космогониче-

ские гипотезы для нас не склад представлений, которыми можно слепо пользоваться. Напротив, с первых же шагов необходимо четко разделить космогонические гипотезы для правильного объяснения процессов развития природы земной поверхности.

Гипотезы первично горячей, а затем остывающей Земли. Здесь необходимо отметить гипотезы Ж. Бюффона, И. Канта, П. Лапласа, Д. Джинса.

Еще И. Ньютон считал, что движение тел солнечной системы хотя и происходит по определенным законам, но весь порядок движения создан «творцом». Сами законы движения таковы, что каждое тело Вселенной возвращается в исходное положение. Значит тела Вселенной хотя и движутся, но не изменяются.

И. Кант в начале своей научной деятельности (1755) выступил как автор знаменитой космогонической гипотезы¹.

Кант тоже не мог обойтись без «высшего начала», создавшего хаос частиц Вселенной, который он мыслил, как ее исходное состояние и «следствие вечной идеи божественного Разума»². Но на этом и ограничивается роль «творца» у Канта. Вступают в действие природные силы. Они преобразуют хаос. В этом состоит принципиальное различие взглядов И. Ньютона и И. Канта. Кант пошел дальше Ньютона и считал, что материя может развиваться, подчиняясь естественным законам развития. «Дайте мне материю, я построю из нее мир», — писал Кант³.

Кант начинает свою «Общую естественную историю и теорию неба» с описания распыленного состояния материи — хаоса. Материя состояла из твердых, рассеянных частиц. «Я принимаю, — писал он, — что вся материя, из которой состоят тела, принадлежащие к нашему солнечному миру, все планеты и кометы в начале всех вещей были разложены на элементарные части, которые заполняли все то пространство Вселенной, где теперь движутся эти тела». Это состояние

¹ Необходимо отметить предшественника Канта — Ж. Бюффона. В 1745 г. Бюффон высказал мысль, что Земля и другие планеты образовались в результате столкновения с Солнцем кометы, из сгустка солнечной материи, вырванного этой катастрофой. Но уже полвека спустя Лаплас доказал, что такой сгусток вновь упал бы на Солнце. Земля и планеты таким путем возникнуть не могли.

² «Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels oder Versuch von der Verfassung und dem mechanischen Ursprunge des ganzen Weltgebäudes nach Newtonschen Grundsätzen abgehandelt von Immanuel Kant», 1755. В пер. (неполном) см. «Классики естествознания, кн. 9. Классические космогонические гипотезы». М.—Пг., 1923.

³ Там же, стр. 37.

Кант характеризует как «наипростейшее после «ничего»... Природа, которая только что была создана, была так груба, так бесформенна, как только возможно... В пространстве, заполненном таким образом, общий покой продолжается лишь одно мгновение»⁴. Далее Кант пишет, что частицы хаоса были самого различного размера и плотности и они взаимно притягивались. Кант предполагает, что не только притяжение, но и отталкивание частиц хаоса преобразовали его в современную «упорядоченную» Вселенную.

Столкновения частиц, двигавшихся хаотично, в различных направлениях и с различными скоростями, не могли взаимно полностью погасить движение друг друга. Перевес одних направлений и скоростей движения над другими придавал сгусткам материи вращение. Самым большим сгустком материи является Солнце, другие сгустки образовали планеты. Солнце и планеты возникли благодаря дифференциации первичной материи на холодную и тяжелую (планеты) и легкую и горячую (Солнце). «Самые легкие и летучие части лучше всего способны поддерживать пламень... Солнце со временем охладится... Настанет время, когда оно потухнет» (Кант).

Спустя 40 лет после появления в печати книги Канта, т. е. в 1795 г., французский математик Пьер Лаплас напечатал свое «Изложение системы мира»⁵. Часто обе концепции объединяют под названием теории (гипотезы) Канта — Лапласа. Действительно, обе гипотезы «небулярные», т. е. они представляют изначальную Вселенную в виде облака — туманности. Но между обеими гипотезами имеются и различия. Прообразом Вселенной Лаплас считает газовую туманность (у Канта хаос состоял из твердых частиц). Туманность Лапласа обладала изначальным вращательным движением (у Канта движение возникло). Туманность первоначально состояла из раскаленного газа. Она постепенно охлаждалась. Вследствие этого она сжималась и уменьшалась в размерах.

Необходимо иметь в виду, что в соответствии с одним из основных законов механики Ньютона (закон сохранения мо-

⁴ И. Кант. «Классики естествознания», кн. 9, стр. 40, 41.

⁵ «Exposition du système du monde, par Pierre—Simon Laplace, de l'Institut National de France, et du Bureau des Longitudes». Т. 1—2. Paris, l'an IV de la République Française (1795).

Гипотеза Лапласа изложена в кратком седьмом приложении к этому труду, переведенном на русский язык и изданном в книге «Классики естествознания, кн. 9. Классические космогонические гипотезы», 1923, стр. 57—69.

Лаплас не знал о книге Канта, тираж которой пропал. Лаплас считал своим предшественником Бюффона.

мента вращения) момент вращения замкнутой системы должен оставаться постоянным. Момент вращения вращающейся системы определяется произведением массы вращающейся системы, угловой скорости и расстояния частиц от центра вращения.

Очевидно, что если уменьшается один из множителей, то увеличиваются другие, так как произведение не изменяется. Масса туманности не изменялась, а расстояние частиц газа от центра вращения туманности уменьшалось. Следовательно, увеличилась угловая скорость вращения, туманность вращалась все быстрее и быстрее. Но каждая вращающаяся система, как отмечает Лаплас, обладает предельной скоростью вращения и запасом прочности, который для разреженной газовой туманности должен был определяться соотношениями двух противоположных сил — центростремительной (сила тяготения) и центробежной. Последняя все возрастала и, превзойдя силу тяготения, вызвала отрыв газового кольца от основной массы туманности. Этот процесс повторялся несколько раз. Впоследствии из каждого кольца образовалась планета, а из центральной части туманности — Солнце.

Солнце и планеты охлаждались, движение планет постепенно замедлялось сопротивлением среды, как замедляется качание маятника. Тогда маятник, достигнувший состояния покоя, сохранит его постоянно.

Отметим основную мысль обоих ученых, заключающуюся в том, что и Солнце и планеты постепенно остывают. Именно эта закономерность в развитии Солнца и планет заставляет отнести гипотезы И. Канта и П. Лапласа к группе гипотез угасания процессов развития Земли.

Сделаем еще одно специальное замечание, относящееся к слабой стороне гипотез Канта и Лапласа.

Солнце и планеты образовались в пределах одной замкнутой системы. Естественно предположить, что там, где больше материи, там должно быть больше и движения. Поэтому в Солнце, в котором сосредоточено свыше 99,8% массы всей солнечной системы, должно было сосредоточиться и больше количества движения, в планетах же — меньше.

В табл. I приведены основные данные о планетах и их орбитах (Б. Ю. Левин, 1956).

На самом деле масса и моменты количества движения распределены между планетами и Солнцем непропорционально и даже почти противоположно:

	Масса в %	Движение в %
Солнце	99,87	2
Планеты	0,13	98

Диспропорция обнаружится еще более резко, если ввести в расчеты так называемый удельный момент количества движения, т. е. момент количества движения, приходящийся на единицу массы. Полный момент количества движения всех планет составит 1181 единицу, если принять, что момент количества движения Земли равен единице. В то же время Солнце, масса которого в 745 раз превышает массу всех планет вместе взятых, обладает только 20 единицами момента количества движения. Или, иначе, единица массы Солнца обладает моментом количества движения в 45 000 раз меньшим, чем единица массы планет. То есть, казалось бы, что или Солнце вращается слишком медленно вокруг своей оси, или планеты обращаются на слишком большом расстоянии от Солнца, или они слишком быстро движутся по своим орбитам. Во всяком случае, это слабое место в гипотезах Канта и Лапласа, и последующие гипотезы, одни правильно, другие неправильно, пытались найти выход из указанного затруднения. Такой выход предложен «катастрофическими» гипотезами типа гипотезы Ж. Бюффона.

Бюффон в 1749 г. предположил, что столкновение Солнца с кометой вызвало отрыв от Солнца сгустка материи и образование Земли. Гипотеза Бюффона была, таким образом, высказана на 6 лет раньше гипотезы Канта.

В новом варианте, в 1919 г., катастрофическую гипотезу предложил английский астроном Д. Джинс: если планеты обладают непропорционально большим моментом количества движения, то нельзя ли этот избыток движения объяснить, как и Бюффон, привнесом его извне? В гипотезе Джинса место кометы Бюффона занимает звезда, сближающаяся с Солнцем. Она должна была оказать на Солнце столь сильное приливное действие, что вырвала из него поток газа (рис. 2). Часть газового потока образовала затем отдельные сгущения — планеты. Средняя часть этого потока газа была самой мощной, и из него возникли большие (средние) планеты — Юпитер и Сатурн. Из обоих концов газового потока возникли меньшие

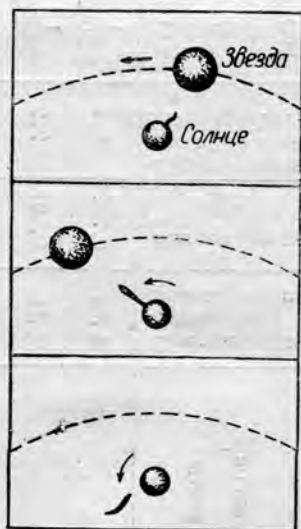


Рис. 2. Образование планет по гипотезе Джинса (Б. Ю. Левин, 1956).

Таблица 1

Название планеты	Среднее расстояние от Солнца в а. е.*	Эксцентриситет орбиты	Наклон орбиты к основной плоскости в °	Масса планеты		Радиус планеты (=1)	Плотность в г/см ³	Период обращения вокруг оси	Кол-во спутников
				Масса Солнца = 1	Масса Земли = 1				
Меркурий	0,39	0,206	6,3	1 6120000	0,0545	0,38	5,5	88 сут.	0
Венера	0,72	0,007	2,2	1 408600	0,816	0,96	5,1	20 сут.(?)	0
Земля	1,00	0,017	1,6	1 333420	1,000	1,000	5,516	23 ч. 56 м. 4 с.	1
Марс	1,52	0,093	1,7	1 3110000	0,107	0,53	3,9	24 ч. 37 м. 23 с.	2
Юпитер	5,20	0,048	0,3	1 1047,4	318,35	10,95	1,34	от 9 ч. 50 м. до 9 ч. 56 м.	12
Сатурн	9,54	0,056	0,9	1 3499	95,33	9,14	0,70	от 10 ч. 14 м. до 10 ч. 38 м.	9
Уран	19,19	0,047	1,0	1 22870	14,58	3,9	1,4	10,7 ч.	5
Нептун	30,07	0,009	0,8	1 19310	17,26	3,5	2,2	15,8 ч.	2
Плутон	39,52	0,247	15,7	?	?	?	?	?	0

* а. е. — астрономическая единица, т. е. среднее расстояние от Земли до Солнца, равное 149,5 млн. км.

планеты: с одной стороны, Уран, Нептун и Плутон, с другой — Марс, Земля, Венера, Меркурий.

Английский астроном Джеффрис разработал вариант этой гипотезы. Он предположил, что звезда прошла не вблизи от Солнца, а столкнулась с ним.

Как видим, катастрофическая гипотеза Джинса объясняет образование планет солнечной системы иначе, чем небулярная гипотеза, но обе они предполагают, что Земля вначале была раскаленной, а затем постепенно остывала.

Однако гипотеза Джинса оказалась неудачной. При редкости распределения звезд в Галактике и средних скоростях их движения одно столкновение двух звезд может произойти в среднем один раз в 10^{16} лет, и даже сближение двух звезд на расстояние Солнце — Земля — один раз в 10^{12} лет (каждые десять квадриллионов, или каждый триллион лет). Так как возраст Земли определяется меньше, чем в 10^{10} лет (или в 10 млрд. лет), то мы пришли бы к мало вероятному заключению, что планеты возникали весьма редко и существовали лишь на протяжении малых отрезков жизни Вселенной.

Если принять гипотезу Джинса, нужно признать, что солнечной системе, и в частности Земле, совершенно исключительно «повезло», раз они все же образовались в результате встречи двух звезд. Иначе говоря, Джинс создал гипотезу, из которой вытекает исключительность происхождения Земли.

О. Ю. Шмидт, критикуя эту гипотезу, писал следующее: «То, что в глазах астрономов было недостатком гипотезы Джинса — малая вероятность, т. е. большая редкость процесса образования планет, — стало основным достоинством в глазах специалистов, не желавших порывать с религией. Гипотеза Джинса оказалась наиболее приемлемым компромиссом»⁶.

Приведенным соображением не ограничивается критика гипотезы Джинса. Его гипотеза не справилась, как и небулярная гипотеза, с проблемой момента количества движения.

Д. Рессел и Н. Н. Парийский нашли, что если скорость выброса струи солнечной материи велика, то она оторвется от Солнца и улетит в мировое пространство; если же она будет меньше, то струя солнечной материи упадет обратно на Солнце. И только, если скорость выброса заключена в очень узких пределах (опять исключительное условие), струя материи будет вращаться вокруг Солнца. Однако орбита сгустка окажется очень малой, в семь раз меньше радиуса даже орбиты Меркурия, что не объясняет расположения планет на

⁶ О. Ю. Шмидт. Проблема происхождения Земли и планет. «Вопр. философ.», 1951, № 4, стр. 121.

значительно больших расстояниях от Солнца (рис. 3). Таким образом, предположение Джинса относительно образования планет на существующих от Солнца расстояниях опровергается этими расчетами.

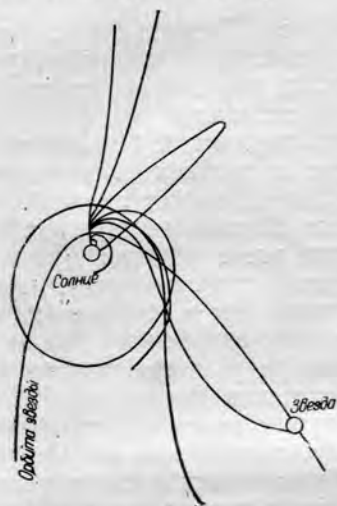


Рис. 3. Траектории частиц, выброшенных с различной скоростью из Солнца при близком прохождении посторонней звезды (по Н. Н. Парийскому)

Итак, гипотеза Джинса неприемлема во многих отношениях. И мы получаем общий и весьма знаменательный итог. Все три рассмотренные нами гипотезы, трактующие развитие Земли как ее угасание, оказались несостоятельными, встретив серьезные возражения как в специальных, так и в общих вопросах.

В заключение отметим еще одну особенность этих гипотез: гипотезы Канта, Лапласа и Джинса, построенные в основном на законах небесной механики, рассматривают движение небесных тел прежде всего в его простейшей форме механического перемещения в пространстве. В значительной мере они поэтому не в состоянии дать полной картины развития солнечной системы, и в частности Земли. Ведь процесс развития, кроме механического перемещения, — это и

другие, более сложные формы движения материи.

Гипотезы первично холодной, а затем разогретой Земли. Эти гипотезы были охарактеризованы как гипотезы саморазвития Земли. Они приводят к важному заключению, что потеря Землей энергии сопровождалась выделением внутри Земли новых запасов энергии. Процесс остывания Земли сопровождался процессом разогревания Земли.

В последнее время, после открытия значения радиоактивного разогрева Земли, эта гипотеза стала преобладающей.

Однако взгляды отдельных ученых во многом расходятся. Рассмотрим представления В. Г. Фесенкова, с одной стороны, и представления О. Ю. Шмидта и Б. Ю. Левина — с другой.

В. Г. Фесенков, О. Ю. Шмидт и Б. Ю. Левин считают, что планеты образовались из пылевого и газового облака. В этом смысле они развивают небулярную гипотезу, как в свое время Кант и Лаплас. Эти ученые считают, однако, что Земля по-

лучает тепло путем выделения радиоактивной энергии из земной коры, а возможно и из более глубоких недр Земли.

В. Г. Фесенков предполагает, что газово-пылевое облако, из которого возникли и Солнце и планеты, было выделено самим Солнцем, а не захвачено им, как считал О. Ю. Шмидт. Следовательно, по В. Г. Фесенкову, Солнце и планеты в общем современники, в то время как О. Ю. Шмидт считал, что Солнце захватило газово-пылевое облако, из которого затем стали образовываться планеты. Солнце, согласно последнему взгляду, старше планет.

Гипотеза О. Ю. Шмидта предполагает образование Земли (и других планет) из межзвездной пыли, захваченной Солнцем. Сгустки — планеты — образовались под влиянием притяжения большими частицами меньших частиц. О. Ю. Шмидт подчеркивал, что его гипотеза не содержит крупнейших недостатков космогоний Лапласа и Джинса. Она разрешает проблему момента количества движения и не придает образованию Земли характера исключительности. Что же касается вопроса об источниках разогревания Земли, то В. Г. Фесенков считает (1957), что Земля разогрелась и даже расплавилась под влиянием тепла, выделявшегося по мере ее образования из газово-пылеватого вещества, вследствие сжатия последнего. Благодаря этому теплу вещество Земли приобрело пластические свойства, что, по В. Г. Фесенкову, объясняет расслоение вещества Земли на концентрические геосферы, и в частности поднятие гранитных расплавов к поверхности Земли. Радиоактивное же разогревание проявилось позднее и роль его была сравнительно скромной.

Следовательно, согласно взглядам В. Г. Фесенкова, Земля хотя обладала и еще обладает внутренними источниками энергии, но она уже в значительной мере их израсходовала и охладилась.

О. Ю. Шмидт, Б. Ю. Левин, Е. А. Любимова, в отличие от В. Г. Фесенкова, считают, что образовавшаяся из холодной рассеянной материи и сама первоначально холодная Земля разогрелась главным образом теплом, выделявшимся при распаде радиоактивных элементов. Согласно взглядам Любимовой, земные недра все еще нагреваются, и только поверхностные части Земли уже остывают. В земных недрах господствуют температуры порядка десяти тысяч градусов.

О. Ю. Шмидт и его последователи приходят к заключению, что вещество Земли испытало и испытывает процесс глубокого внутреннего преобразования. Хотя Земля образовалась из твердых метеоритных обломков, процесс их плавления и перемещения мог создать концентрически расположенные геосфе-

ры. Несмотря на то, что первичная материя Земли была холодной, т. е. Земля не имела значительного «первичного» запаса тепла, современный ее энергетический тепловой потенциал велик. Происходят разогревание недр Земли, дифференциация твердых геосфер и возникновение гидросферы и атмосферы за счет «изгнания» молекул H_2O и газов из земных недр.

Таким образом, гипотеза О. Ю. Шмидта, принимающая саморазвитие недр Земли, указывает на земную поверхность как на обогащающуюся и усложняющуюся систему.

Палеогеографический критерий в космогонических представлениях. Здесь мы опережаем дальнейшее изложение для того, чтобы привести палеогеографические соображения в пользу гипотезы О. Ю. Шмидта.

1. В настоящее время температура поверхности Земли зависит от потока приходящего солнечного тепла, которое в 5000 раз больше тепла, проникающего к поверхности Земли изнутри, от земных недр, нагретых до нескольких тысяч градусов. Режим земной поверхности, насколько он нам известен, был с древнейших геологических времен, как и теперь, солнечно-обусловлен. Самые древние известные нам породы кристаллических щитов, возраст которых превышает 2 млрд. лет, представляют собой метаморфизованные осадочные породы. Значит и в архее были гидросфера и атмосфера и, вероятно, существовала географическая зональность. Тепловой режим поверхности Земли и тогда был экзогенно- или солнечнообусловлен. Итак, факты, установленные исторической геологией, хорошо согласуются с концепцией «холодной» Земли.

2. Анализ развития органического мира привел биологов (Л. С. Берг, Л. А. Зенкевич) к выводу, что все развитие фауны и флоры невозможно вместить в хронологические рамки нескольких миллиардов лет.

«Действительно, вряд ли хватит трех-четырёх миллиардов лет, — писал Л. С. Берг, — для того, чтобы на Земле успела не только зародиться жизнь, но и чтобы она могла дать начало всему тому разнообразию органического мира, какое мы видим в настоящее время. Вспомним, что на эволюцию одного подтипа животных — позвоночных — ушло около полумиллиарда лет. Сколько же потребовалось для образования первичных хордовых, для иглокожих, для моллюсков, членистоногих, червей и т. д.?.. Какой промежуток времени употребила природа, чтобы произвести группу одноклеточных организмов, включающих в себя не только несколько типов, но одновременно и животных и растений? Сколько времени нужно было, чтобы из бесформенного комочка живого вещества по-

лучил начало первый оформленный организм?»⁷. Л. А. Зенкевич считает даже, что развитие органического мира продолжается десять миллиардов лет.

Но именно гипотезы изначально раскаленной Земли, не знавшие источника ее саморазогревания, определяли возраст Земли еще более короткими сроками. Современные представления, что Земля существует миллиарды лет, появились лишь после того, как была понята роль внутреннего тепла в поддержании энергетического потенциала Земли. Очевидно, согласовать требования биологов гораздо легче с выводами второй группы гипотез, чем с гипотезами первично горячей, а затем только остывающей Земли.

Возникновению жизни на Земле предшествовал процесс постепенного усложнения органических соединений, в основе которых лежали простейшие соединения углерода, входившие уже в состав самого протопланетного облака. Если Земля никогда не находилась вся в раскаленном состоянии, этот процесс не прерывался начиная с самых начальных стадий образования Земли.

3. В рельефе земной коры сторонники контракционной гипотезы искали следы ее остывания. Горные хребты работы геологов-контракционистов XIX в. объясняли как морщины сжатия, остывания Земли. Но, по мере того как углублялось понимание геоморфологии гор, в особенности с 20-х годов нашего столетия, стали находить следы и поднятий и погружений, т. е. следы колебательных движений земной коры, а не только следы погружений последней. Выровненные поверхности, которые находят высоко в горах, например в Тянь-Шане, указывают на то, что когда-то они были расположены невысоко над уровнем моря и потом подняты. Часто находят и следы погружения этих поверхностей. Таким образом рельеф земной поверхности свидетельствует о чередовании периодов поднятий и погружений. Возможно, что они отражают борьбу процессов остывания земных недр с процессами разогрева последних. Эти геоморфологические особенности хорошо согласуются с представлениями, что в недрах Земли встречаются два различных процесса: остывание и разогревание.

Итак, и палеогеография может дать свои критерии при оценке правильности гипотез образования Земли. Указанные критерии лучше согласуются с гипотезами первично холодной, разогревшейся Земли.

Б. Ю. Левин (1957) приводит следующие слова германского геофизика Б. Гуттенберга: «Все возрастающее число астро-

⁷ Л. С. Берг. Соображения о происхождении наземной пресноводной и морской флоры и фауны. «Бюл. МОИП», отд. биол., 1947, т. 52, вып. 5, стр. 16.

номов и геофизиков считает вероятным, что Земля образовалась путем постоянного объединения холодного вещества, и многие геологи высказали взгляд, что Земля никогда не была расплавленной».

ЛИТЕРАТУРА

- Кант И. Общая естественная история и теория неба. Избр. отрывки. В кн.: «Классики естествознания. Классические космогонические гипотезы». М.—Пг., 1923.
- Лаплас П. Изложение системы мира (Заключительная глава). В кн.: «Классики естествознания. Классические космогонические гипотезы». М.—Пг., 1923.
- Левин Б. Ю. Происхождение Земли и планет, изд. 2. Гостехиздат, М., 1946.
- Левин Б. Ю. Происхождение и состав Земли. «Изв. АН СССР», сер. геофизич., 1957, № 11.
- «О геологических фактах, имеющих космогоническое значение». «Изв. АН СССР», сер. геофизич., 1951, № 3.
- Парийский Н. Н. О моменте количества движения Солнца. «Вопр. космогонии», IV, 1955.
- Фесенков В. Г. Происхождение и развитие небесных тел по современным данным. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Фесенков В. Г. О ранней термической истории Земли. «Астрон. журн.», 1957, XXXIV, I.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли, изд. 3. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Шмидт О. Ю. Проблема происхождения Земли и планет. «Вопр. философии», 1951, № 4.
- Шмидт О. Ю. Роль твердых частиц в планетной космогонии. «Природа», 1956, № 11.
- Urey H. C. The planets. Their origin and development. New Haven, 1953.
- Termier H. et Termier G. L'évolution de la Biosphère I. Pétrogénèse. Paris, 1956.
-

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

РАЗВИТИЕ ОСНОВНЫХ ФОРМ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Возраст Земли. Мы приступаем к изучению развития основных компонентов природы земной поверхности. Для этого необходимо определить возраст основных этапов развития природы земной поверхности и прежде всего возраст Земли как планеты.

Когда Землю рассматривали как мгновенно родившийся раскаленный и неудержимо остывающий сгусток солнечной материи, понятие возраста Земли было совершенно ясным. Гипотезы отрыва Земли от Солнца — катастрофические гипотезы. Рождение Земли рассматривалось как мгновенный акт. Почти мгновенным (тысячи лет), с астрономической и геологической точек зрения, представлялось и затвердевание коры на поверхности Земли.

Гораздо сложнее вопрос о возрасте Земли и ее поверхности на основе гипотезы О. Ю. Шмидта. Эта гипотеза предполагает, что Земля возникала долго, сначала быстро, потом медленно. Поэтому надо договориться о том, что же понимать под возрастом Земли как планеты и под возрастом поверхности Земли.

А. П. Виноградов, И. К. Задорожный и С. И. Зыков отмечают, что надо иметь в виду по меньшей мере пять понятий возраста по отношению к Земле: 1) возраст вещества Земли (материнского вещества. — К. М.); 2) возраст Земли как планеты; 3) время образования отдельных геосфер, т. е. время разделения вещества Земли на оболочки; 4) время образования земной коры; 5) возраст геологических формаций.

Г. В. Войткевич приводит следующую «иерархию понятий о возрасте Земли»:

- | | | |
|--|-----------------------------|-----------|
| 1. Вещество Земли (возраст тяжелых химических элементов) | $5,5 \pm 0,5$ | млрд. лет |
| 2. Земля как планета | $5,5 \pm 0,5 - 4,5 \pm 0,2$ | . |

3. Земная кора	4,5±0,2	млрд. лет
4. Древнейшие известные участки коры	3,0	" "
5. Древнейшие остатки жизни	2,0	" "

Почти все вещество Земли (95—97% массы) аккумулировалось в течение первых сотен миллионов лет. Поэтому образование земной коры «сверху» можно считать законченным.

В. С. Сафронов считает, что рост Земли закончился в течение четверти миллиарда лет. Точнее, за этот срок аккумулировалось 97% массы современной Земли. В настоящее время первичное вещество протопланетного облака полностью исчерпано. Метеориты, падающие на Землю, не являются остатком этого вещества, а продуктом дробления астероидов и распада комет.

Переходя к цифровым данным о возрасте Земли, обратим прежде всего внимание на различие оценок возраста при двух противоположных концепциях происхождения Земли. Гипотезы горячей — остывающей Земли всегда порождали крайне малые оценки ее возраста, а гипотезы холодной — разогревающейся Земли — большие оценки возраста Земли. За последние годы эти данные имеют еще тенденцию увеличиваться.

В табл. 2 приведены данные о возрасте Земли по оценкам ученых XVIII—XIX вв.

Таблица 2

Автор	Год определения	Возраст (в тыс. лет)
Ж. Бюффон	1745	181
В. Томсон	1864	60

Причина столь низких оценок возраста Земли заключается в том, что не было возможности объяснить сохранение термической и тектонической жизни Земли на протяжении более продолжительного отрезка времени при отсутствии объективного метода определения возраста Земли. Процессы внутриядерного распада не были известны. В. Томсон искал источники энергии процессов развития Земли в сжатии последней. Но энергии сжатия могло хватить только на десятки миллионов лет, проблему большего возраста Земли она не решала.

Современные расчеты оперируют, напротив, цифрами в миллиарды лет. Скорость распада атомов урана в условиях Земли постоянна и она известна. Известны и конечные продукты распада (например, свинец).

Атомы урана в Земле известны в виде изотопов U^{235} и U^{238} . Первый распадается гораздо скорее, чем второй, и в Земле U^{235} в 139 раз меньше, чем U^{238} . Предполагают, что первоначально содержание обоих изотопов урана было более или менее одинаковым. Можно высчитать, за какое время создано упомянутое неравенство. Этот расчет определяет возраст урана как вещества Земли в 5—7 млрд. лет, а может быть и больше¹.

Но как образовался уран и другие радиоактивные элементы — это вопрос огромной важности, но пока почти неисследованный. В земных условиях атомы урана и других радиоактивных элементов распадаются. Но когда-то, в иных условиях, эти атомы должны были образоваться из более легких атомов, подобно тому как в Солнце происходит синтез более тяжелых атомов гелия из самых легких атомов водорода. Для этого нужны были еще более мощные источники энергии, чем те, которыми располагает Солнце.

Приведем некоторые данные о возрасте земной коры по оценкам ученых XX в.

Таблица 3

Автор	Год определения	Возраст (в млрд. лет)
В. Г. Хлопин . .	1937	3,00
Э. К. Герлинг . .	1942	3,23
А. П. Виноградов	1954	5,2±0,5
А. П. Виноградов	1959	5,0

Последние две цифры в таблице являются оценкой и возраста Земли как планеты. Это минимальные оценки возраста урана. Но, как считают Виноградов и его соавторы, начало распада урана, возраст Земли, а также земной коры — это события, очень близкие по времени. Нет пока оценок абсолютного возраста отдельных оболочек Земли, за исключением, конечно, земной коры, точнее ее верхнего гранитного слоя. Конкретные цифры относятся к пегматитовым жилам, секущим архейские породы различных кристаллических щитов — Фенноскандинавского, Канадского, Украинского, Алданского и т. д. Возраст земной коры определяется величиной порядка 3 млрд. лет (наибольший возраст пород Канадского щита в пров. Киватин — 3360 млн. лет., пород в Родезии — 3160 млн. лет, но эти данные, возможно, завышены).

¹ См. Б. Ю. Левин. Происхождение Земли и планет, изд. 2. Гостехиздат, М., 1956.

Недавно Э. К. Герлинг опубликовал 29 новых определений возраста минералов и пород Украинского кристаллического щита. Определялся возраст различных слюд из пегматитов, гранитов, гнейсов. Все значения возраста оказались лежащими между 1370 и 1985 млн. лет, но главным образом — между 1700 и 1800 млн. лет. Таков же возраст, по имеющимся определениям, и пород Карелии².

Новейшие расчеты приведены В. И. Барановым:

Возраст химических элементов . . .	5—6 млрд. лет
Возраст Земли	5 " "
Возраст земной коры	4—4,5 " "
Возраст наиболее древних минералов	3 " "

Возраст урана, по В. И. Баранову, лежит в пределах от 6,1 до 5,2 млрд. лет.

Что же касается возрастов отдельных геологических формаций (систем), то они указаны на рис. 4³. Мы видим, что геологическое время развития Земли охватывает период от 1,0 млрд. до 0,5 млрд. лет, или только около 10—20%⁴ возраста Земли как планеты.

Основные особенности рельефа Земли. Наиболее крупные особенности земной поверхности — это ее основные ступени — материковая и океаническая. Их разделяет материковый склон. Над материковой ступенью возвышаются горы. Под океаническую ступень погружаются глубоководные океанические впадины, или пучины.

Эти особенности поверхности Земли отчетливо выражены гипсографической кривой (рис. 5). Хорошо видны уплощенные отрезки кривой, отвечающие материковой и океанической ступеням. Площади этих двух ступеней, составляют, соответственно, около 19 и 57,7% от всей поверхности Земли. Крутизна уклона материковой ступени, т. е. материковой отмели, составляет всего 7°. Материковый же склон в среднем достигает 12° крутизны. Крайние точки кривой отвечают наивысшей и наинизшей точкам поверхности Земли: Джомолунгме в Гималаях — 8882 м, Марианской впадине Тихого океана — 11034 м. Итак, более половины площади всей земной поверхности занимают подводные пространства океанической ступени, а приблизительно 1/5 — равнины материковой ступени.

² См. Э. К. Герлинг. О возрастных отношениях гранитных интрузий Украины на основании данных аргонового метода. «Бюл. Комитета по определению абсолютного возраста геологических формаций», 1955, вып. 1.

³ Продолжительность геологических периодов дана по Г. П. Леонову (1956).

Эти контрасты в рельефе поверхности Земли являются главными. Перед ними отступают на второй план контрасты гор и равнин суши.

Эры (группы)	ПЕРИОДЫ (СИСТЕМЫ) в миллионах лет	ЭПОХИ (ОТДЕЛЫ)	ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР	
КАИНОЗОЙСКАЯ 56 млн. лет	Четвертичный 1	Голоцен (современная) 20000 лет	Время покрытосеменных	Время млекопитающих
		Плейстоцен (постплиоцен, ледниковый) 1млн.л.		
	Третичный 59	Плиоцен Миоцен		
МЕЗОЗОЙСКАЯ 110 млн. лет	Верхнетретич. (неоген)	Олигоцен Эоцен Палеоцен	Время голосеменных	Время набывающих групп пресмыкающихся
	Нижнетретич. (палеоген)			
	Меловой (мел) 70	Верхнемеловая Нижнемеловая		
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ 330 млн. лет	Юрский (юра) 25	Верхнеюрская Среднеюрская Нижнеюрская	Время архаических групп хвщевых, плауновых, первичных папоротников и древних голо-семенных	Время земноводных рыб
	Триасовый (триас) 30	Верхнетриасовая Среднетриасовая Нижнетриасовая		
	Пермский (пермь) 25	Верхнепермская Нижнепермская		
	Каменноугольный (карбон) 55	Верхнекаменноугольная Среднекаменноугольная Нижнекаменноугольная		
	Девонский (девон) 55	Верхнедевонская Среднедевонская Нижнедевонская		
Силурийский (силур) 120	Верхнесилурийский (голланд) Нижнесилурийский (ордовик)	Время псилохитовых	Время гесперозойских	
Кембрийский (кембрий) 80	Верхнекембрийская Среднекембрийская Нижнекембрийская			
Протерозойская эра (протерозой) Археозойская эра (археозой)		не менее 3 млрд. лет	Время бактерий и водорослей	

Рис. 4. Хронология Земли и история жизни

Палеоген и неоген теперь стали рассматривать как самостоятельные периоды, а кроме силура выделяют, как отдельный период, ордовик.

Особенно велики пространства океанической ступени в области Тихого океана. На схеме рельефа дна Тихого океана (рис. 6) видно, что большие пространства занимают предельные аккумулятивные равнины. Они больше самых больших равнин суши. «Так, например, — пишет О. К. Леонтьев, —

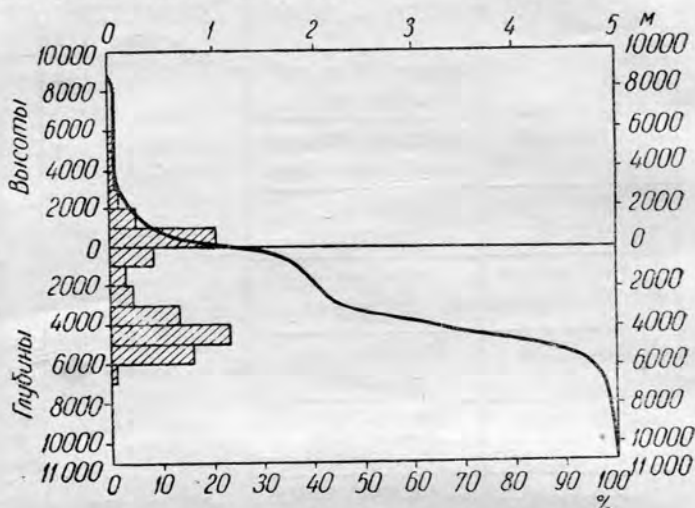


Рис. 5. Гипсографическая кривая поверхности Земли (по Коссино).

Цифры по верхней рамке — площадь земной поверхности (в сотнях млн. км²), по нижней — проценты площади высотных ступеней рельефа

великая Северо-Тихоокеанская подводная равнина больше двух крупнейших материковых равнин — Русской и Западно-Сибирской вместе взятых»⁴. Однако, как показали исследования советской экспедиции на судне «Обь» в южной части Тихого океана, рельеф материковой ступени — это глубоко погруженный горный рельеф.

Большое значение для решения общих вопросов палеогеографии имеет рельеф материкового склона. Особенно много споров вызывает происхождение многочисленных поперечных линейных борозд, получивших название подводных каньонов. Само название обнаруживает эрозионное объяснение происхождения подводных каньонов (рис. 7). Однако эрозионная гипотеза встречает непреодолимые трудности. Они вытекают из того, что окончания подводных каньонов опускаются до

⁴ О. К. Леонтьев. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.

3000—3600 и более метров ниже уровня океана и притом в различных океанах. Поэтому признание эрозионного происхождения указанных форм привело бы к логически неизбежному выводу об огромной повсеместной трансгрессии Мирового океана после образования каньонов или погружения окраин материков.

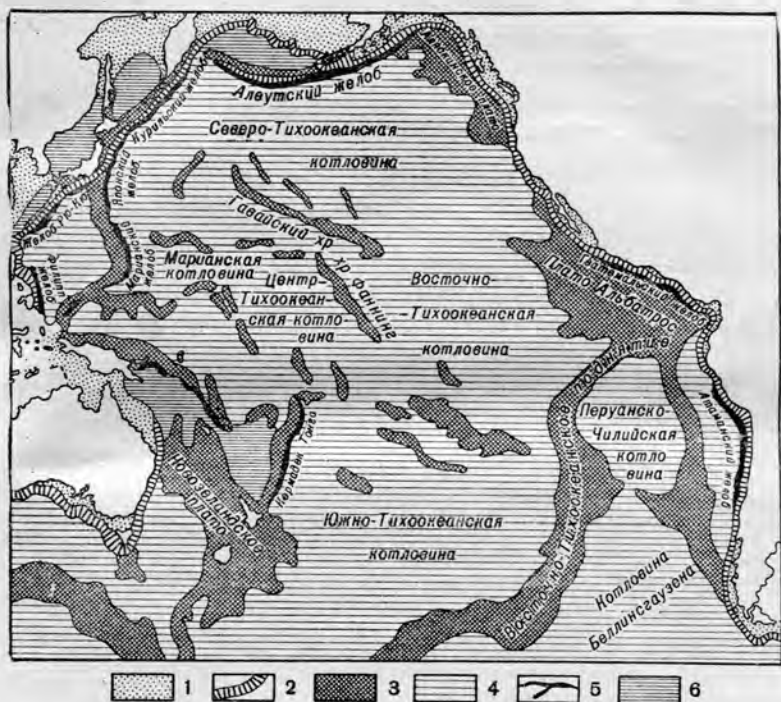


Рис. 6. Основные черты рельефа дна Тихого океана (по О. К. Леонтьеву):

1 — материковая отмель; 2 — материковый склон; 3 — подводные хребты, пороги, плато; 4 — предельные аккумулятивные равнины океанических котловин; 5 — глубоководные желоба; 6 — впадины внутренних глубоких морей

Положение усугубляется еще и тем, что некоторые каньоны рассекают плиоценовые отложения и повсеместная океаническая трансгрессия с амплитудой более 3000 м означала бы, что за один только четвертичный период объем Мирового океана вырос более чем вдвое. Конечно, подобное заключение совершенно неправильно. Наиболее правдоподобно предположение о тектонической природе подводных каньонов. Можно

предположить, что они образовались в результате расколов, поперечных к простиранию материкового склона. Возможно также, что подводные «притоки» каньонов представляют собой проступающие на поверхности трещины другого направления, пересекающие первые. И, наконец, предполагают, что наравне с расколами земной коры рельеф материкового склона создавался также флексурообразным изгибом — погружением океанического дна. При этом могли быть затоплены эрозионные долины.

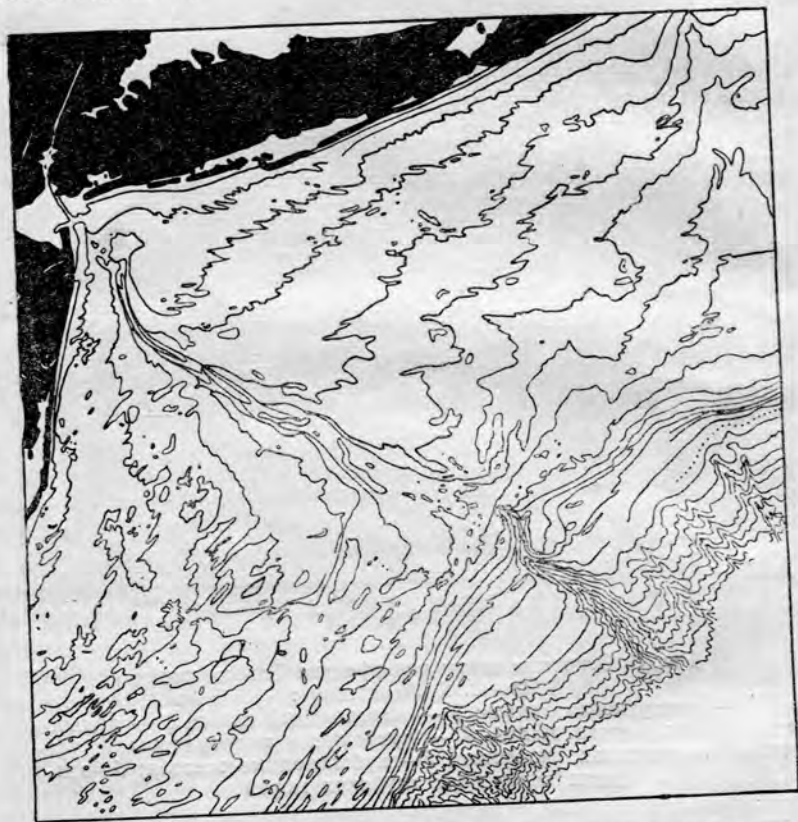


Рис. 7. Рельеф материковой отмели и части материкового склона южнее о. Лонг-Айленд (по О. К. Леонтьеву)

Что же касается рельефа поверхности материков, то наиболее важным в генетическом отношении является нарастание высоты и расчлененности рельефа с удалением от древних ядер материков: Фенноскандинавского, Сибирского, Канадско-

го, Индо-Австралийского, Африканского, Бразильского — к периферии материков.

Отметим еще одну закономерность рельефа земной поверхности. Многие черты рельефа поверхности материков и дна океанов ориентированы линейно по «критическим» параллелям и меридианам. Эта закономерность неоднократно подчеркивалась Б. Л. Личковым (1927).

М. В. Стюарт, развивающий эти идеи, выделяет в северном полушарии следующие широтные критические параллели: 90° (полюс), $\pm 66^\circ$, $\pm 62^\circ$, $\pm 48^\circ$, $\pm 35^\circ$, $\pm 20^\circ$. Когда в экваториальной зоне происходит отток подкорового вещества в полярные области, имеет место опускание и уменьшение поверхности эллипсоида между критическими параллелями 35° северного и южного полушарий; севернее и южнее последних происходит поднятие земной поверхности.

Общие закономерности строения Земли. Происхождение рельефа поверхности Земли можно выяснить только опираясь на строение земной коры и более глубоких недр Земли.

Вещество Земли образует два основных концентрических слоя: кору и мантию, облегающую ядро Земли, которое разделяют на внутреннее и внешнее. Земная кора, толщиной в несколько десятков километров, в нижней части базальтовая, в верхней — гранитная. Ядро, мантия, кора — твердые. Твердость мантии вдвое больше твердости стали. Она образована породами перидотитового (ультрасосновного) состава, уплотненными огромным давлением сверху. Давление на глубине 100 км от поверхности Земли, т. е. в верхней части мантии, достигает 30 тыс. атм, на границе мантии и ядра давление превышает 1 млн. атм, а в центре Земли равно 3,5 млн. атм. Граница ядра и мантии проходит на глубине 2900 км от поверхности Земли.

В 1939 г. В. Н. Лодочников предположил, что различный удельный вес глубинных геосфер и ядра является результатом не их химического различия, а различной уплотненности вещества Земли на разных глубинах благодаря давлению, достигающему в центре Земли до 3,5 млн. атм. Гигантское сжатие ядра Земли «раздавливает» атомы вещества ядра, разрушает их электронные оболочки, и вещество ядра приобретает свойства металла⁵. Вероятно, что только внутреннее ядро Земли (8% от массы всего ядра) состоит из никелистого железа. Однако предположение относительно химической однородности Земли невозможно отнести к верхним геосферам: химический состав перидотита, базальта и гранита — различный. Таким образом, геосферы различаются и по

⁵ Металлы обладают слабой связью электронов с ядрами атомов.

химическому составу и по плотности. Нас же более всего интересует развитие верхних геосфер Земли, химическая специфика которых не вызывает сомнения.

Химический состав Земли. В сводке о химическом строении земной коры А. П. Виноградов (1956) приводит среднее содержание отдельных элементов в главных типах пород (‰)⁶:

Таблица 4

Элементы	Ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты)	Основные породы (базальты, габбро, нориты, диабазы и др.)	Средние породы (диориты и андезиты)	Кислые породы (граниты, липариты, риолиты и др.)	Осадочные породы (глины и сланцы)
O	43,00	44,80	46,10	48,66	51,84
Na	$5,7 \cdot 10^{-1}$	1,94	3,0	2,77	0,66
Mg	14,10	4,50	2,18	0,56	1,34
Al	2,88	8,76	8,85	7,70	10,45
Si	20,20	22,80	26,00	32,30	24,8
P	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-1}$
K	$5 \cdot 10^{-1}$	$8,3 \cdot 10^{-1}$	2,31	3,34	2,28
Ca	7,70	6,72	4,65	1,58	2,53
Ti	$3 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Mn	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Fe	9,85	8,56	5,85	2,70	3,33
U	$3 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$

Эти ряды цифр можно отнести и к различным геосферам Земли: мантии, базальтовому и гранитному слоям земной коры. Особенно важно отметить повышенное содержание в мантии по сравнению с гранитной оболочкой Na, Mg, K, Ca, Fe и повышенное содержание в гранитной оболочке Si и Al, а также урана. Различие в химическом составе имеет большое значение при объяснении происхождения основных форм поверхности. Как отмечает А. П. Виноградов, та же таблица, вместе с данными о распространении других химических элементов, позволяет сделать следующие предположения:

1. Осадочные породы обогащены элементами С, Нg, Se, В, S, As, Cl. Источником их были, вероятно, газообразные выделения земных недр.

2. В осадочных породах меньше, чем в гранитах, Na и части Mg, возможно потому, что легко растворимые соединения Na и Mg вынесены из осадочных отложений поверхностными водами.

3. Средний состав осадочных пород близок к среднему составу смеси из двух частей гранита и одной части базальта; это показывает, что осадочные породы — производные

⁶ Данные таблицы А. П. Виноградова приведены лишь для части химических элементов.

от гранитного и, в меньшей степени, от базальтового слоев земной коры.

4. С другой стороны, средний состав гранитов близок к составу глин + сланцев. Возможно, что это указывает и на то, что граниты — продукт переплавления осадочных пород (гранитизация).

Все эти соображения, связанные с химическим строением земных геосфер, будут иметь большое значение и для понимания происхождения гидросферы и атмосферы Земли.

Очень наглядно различие химического состава базальтов и гранитов Восточной Сибири отображено на рис. 8, заимствованном из работы Н. В. Фроловой: Из рисунка видно, что базальт богаче гранита окислами железа, магния и кальция, в граните же больше кремнезема и щелочей.

Особенности строения Земли как планеты. Планеты обладают различной плотностью (см. табл. 1). Вещество малых планет земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Марс) плотнее, чем у больших планет. Средняя плотность — 3,9—5,5. Вещество больших планет (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) гораздо менее плотное. Плотность планет этой группы колеблется между цифрами 0,7 и 2,2. Эти различия связаны с различным расстоянием планет от Солнца. Солнечные лучи всегда гораздо сильнее обогревали область близких к Солнцу небольших планет по сравнению с областью удаленных от Солнца больших планет (рис. 9).

Когда происходило уплотнение газово-пылевого облака в планеты, облако было мало проницаемым для солнечных лучей, и зародыши больших планет получали меньше солнечной радиации, чем теперь. Легкие, летучие элементы, такие, как водород, из внутренних частей газово-пылевого облака выталкивались солнечным излучением во внешнюю часть облака, где при температурах, близких к -273° , легкие элементы конденсировались, увеличивая раз-

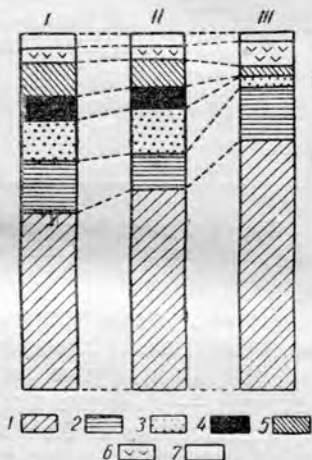


Рис. 8. Среднее содержание важнейших химических компонентов в базальтах, гранитах и в общем разрезе архейских парапород юго-восточной части Сибири (по Н. В. Фроловой, 1950).

I — базальты; II — разрез архейских парапород; III — граниты: 1 — кремнезем; 2 — глинозем; 3 — сумма окиси и закиси железа; 4 — окись магния; 5 — окись кальция; 6 — щелочи; 7 — прочие химические компоненты

меры твердых частиц, из которых образовались планеты. Здесь и оказался избыток водорода и его соединений — метана, аммиака, воды (льда), которые намораживались на твердые частицы. Около Солнца остались нелетучие тяжелые вещества.

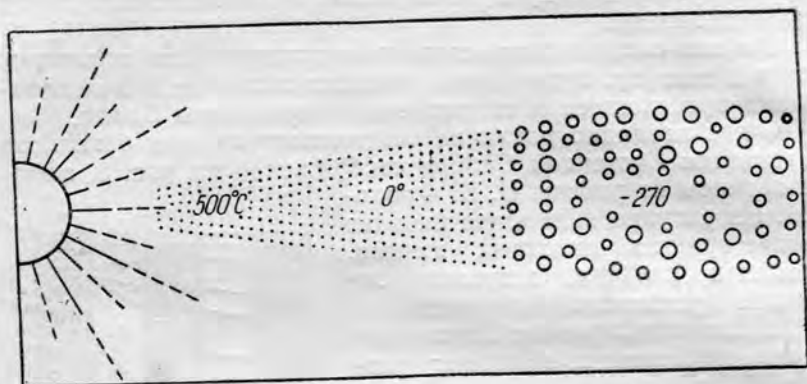


Рис. 9. Различие в размерах и составе частиц во внутренней и внешней зонах пылевого облака (по Б. Ю. Левину, 1956)

Легких элементов по числу атомов было, вероятно, больше, чем тяжелых: во Вселенной вообще преобладают водород (90%) и другие легкие элементы. Поэтому внутренние планеты — плотные и небольшие, а внешние планеты — менее плотные и большие. По-видимому, больше всего газов и пыли было на расстоянии орбиты Юпитера, поэтому эта планета самая большая. С удалением от Солнца газово-пылевое облако становилось все более разреженным; это отразилось на уменьшении размеров самых отдаленных планет солнечной системы: Урана, Нептуна и Плутона.

Таким образом, сравнительный анализ условий образования различных планет солнечной системы помогает нам понять общие физико-химические особенности Земли. Следующий шаг должен привести к объяснению особенностей отдельных геосфер Земли. Из трех главных геосфер твердой Земли (ядро, мантия, кора) наибольшее для нас значение имеет, конечно, земная кора. В связи с этим необходимо привести и дополнительные данные о последней.

Дисимметрия земной коры. Мы писали о концентрическом строении Земли. В. И. Вернадский дополнил это представление понятием о дисимметрии земной коры. Оно столь важно, что приведем подлинные слова Вернадского: «Основное явление, что в строении Земли существует разрыв сплош-

ности — цельности — геологических оболочек, начиная с биосферы... Гидросфера распадается... на две части: на Тихий океан и на другие океаны... Под илами Тихого океана должна лежать подгранитная тяжелая оболочка. Она является общей, сплошной для всей планеты; здесь кончается та область дисимметрии, которая так ярко выявляется для планеты, захватывая ряд оболочек»⁷.

Значение дисимметрии было отмечено В. И. Вернадским еще в 1923 г. Над сплошной мантией Земли толщина земной коры неодинакова, она больше на материках, но меньше под океанами, главным образом за счет неодинаковой мощности верхнего гранитного слоя земной коры. Этот слой в области Тихого океана местами совсем отсутствует. Таким образом, земная кора представлена двумя типами — материковой и океанической корой. В. Ф. Бончковский приводит цифры, иллюстрирующие различие мощности земной коры (в км):

Западная Европа	26
Кавказ	50
Северная Америка	28
Тянь-Шань	81—86
Северная часть Тихого океана .	8

Согласно недавно опубликованным данным, в районе Памиро-Алая толщина одного гранитного слоя достигает 15—40 км, а вместе с базальтовым слоем (вся земная кора) — 45—70 км. В Грузии гранитный слой имеет толщину от 14 до 35 км, а вся земная кора — 41—67 км. В пределах дна Тихого океана толщина земной коры уменьшается до 4,8—7,45 км. Профиль (гипотетический), заимствованный у В. И. Попова, изображает дисимметрию земной коры (рис. 10).

Геоморфологическое значение дисимметрии строения земной коры состоит в том, что прерывистый гранитный слой образует верхнюю ступень рельефа поверхности Земли. Из него построены материки. Гигантские впадины океанического дна характеризуются малой толщиной или полным отсутствием гранитного слоя и тонким базальтовым слоем земной коры; мантия под океанами почти подступает к поверхности океанического дна. Эти соотношения особенно характерны для Тихого океана. Они подчеркиваются в последнее время многими учеными: В. В. Белоусовым, П. Н. Кропоткиным, В. А. Магницким, А. Н. Мазаровичем, Е. В. Павлов-

⁷ В. И. Вернадский. О геологических оболочках Земли как планеты. «Изв. АН СССР», сер. географии и геофизики, 1942, № 6, стр. 257—259.

ским, В. И. Поповым, Н. М. Страховым. При этом, подчеркивает М. В. Муратов, природа дна различных океанов глубоко различна, хотя земная кора (в особенности гранитный слой) тонка на дне различных океанов. Однако это свойство характерно больше всего для дна Тихого океана, находящегося еще



Рис. 10. Схематический разрез земной коры в разных типах геологических провинций (по В. И. Попову):
 1 — перидотит (сима); 2 — базальт (силь); 3 — гранит (силь палеозойский); 4 — гранит (силь археопротерозойский); 5 — осадочные формации докола.

в догеосинклинальной стадии развития. Для Атлантического и Индийского океанов оно — вторичное и связано с погружением дна этих океанов и расплавлением материала континентальной коры. Очевидно, что объяснить происхождение дисимметрии земной коры — значит объяснить и происхождение самых крупных особенностей рельефа поверхности земли — ее материков и океанических впадин.

Происхождение материков и океанических впадин. Существуют два объяснения происхождения материков и океанических впадин: первое предполагает нарастание земной коры, второе основано на предположении о потере Землей части земной коры.

Первое объяснение было предложено астрономом Э. Пикерингом и геофизиком А. Вегенером. Они считали, что Земля потеряла свою гранитную оболочку в области Тихого океана, где в догеологический период жизни Земли от нее оторвался спутник — Луна. После этой катастрофы оставшаяся часть гранитного слоя коры передвигалась по базальтовой «постели», образовав современную систему материалов (рис. 11).

Гипотеза эта, разработанная А. Вегенером, теперь обычно

отвергается после той критики, которой она была подвергнута (см. об этом в работах Н. С. Шатского, Л. С. Берга).

Гипотеза нарастания материковых глыб развивается П. Н. Кропоткиным, В. И. Поповым и многими другими учеными. Земная кора (гранитный+базальтовый слой) подстилается на глубине нескольких десятков километров мантией. Мантия—материнская оболочка Земли, а земная кора—ее производное. «Перед петрологами,—пишет П. Н. Кропоткин,—возникает сложная задача—исследовать возможность отщепления кислых дифференциатов базальтового и гранитного состава из твердого или подвергающегося частичному расплавлению ультраосновного материала»⁸.

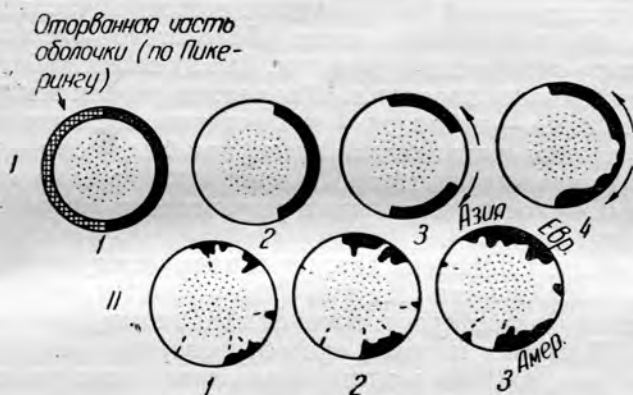


Рис. 11. Различные схемы возникновения материков (по П. Н. Кропоткину):

I—гипотеза отделения гранитной и базальтовой оболочек при расплавленно-жидком состоянии Земли;

II—гипотеза возникновения материков путем дифференциации вещества в твердой оболочке и поднятия магмы в связи со складчатостью

Рассматривая возможность отщепления кислой магмы от ультраосновной, необходимо учитывать, что первая составляет только 0,7% всей массы Земли. Не меньшее значение имеет и то, что кислая магма застывает при более низких (на 600°) температурах, чем ультраосновная⁹. Значит кислая магма могла подниматься, когда ультраосновная магма уже застывала.

⁸ П. Н. Кропоткин. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 1, стр. 43.

⁹ Температура кристаллизации гранитного расплава 750—850°, ультраосновного расплава — 1400—1500°.

Так как кверху перемещалась именно гранитная магма, то она и образовала повышенные участки поверхности Земли — материки, а более тяжелая основная магма образует поверхность понижений. Этот процесс продолжается поныне и гранитные материки обнаруживают тенденцию роста. Кислая магма всплывала кверху отдельными «пятнами», а не сплошным слоем, так как Земля — в основном твердое тело, возникшее из множества глыб. П. Н. Кропоткин разделяет гипотезу О. Ю. Шмидта. В общем «проблема происхождения гранитной и базальтовой магмы... оказывается... проблемой происхождения материков»¹⁰.

А. Н. Мазарович высказывал сходные взгляды. В своих «Основах региональной геологии материков» он писал, что океанические впадины Тихого океана, восточной части Индийского океана и глубинной части Ледовитого океана — это «первичные» океанические впадины. Дно их сложено базальтово-перидотитовыми породами. «Мы рассматриваем эти океанические впадины, — писал он, — как остатки космического состояния земного шара, когда литосфера была почти полностью базальтово-перидотитовой, прикрытой весьма тонким сиалическим слоем, возникшим в результате дифференциации базальтовой магмы»¹¹.

Как видим, идеи обоих авторов сходны между собой: дно океанов, в особенности же дно Тихого океана, — древнейшие участки литосферы и древнейшие геоморфологические области. Материки моложе, они образовались и изменяются по мере того, как из мантии выделяется кислая магма, всплывающая над ее поверхностью. Материки и океаны — результат процесса созидания, а не деградации поверхности Земли.

Наиболее подробно соображения о созидании материков за счет расщепления первичной ультраосновной магмы и всплывания ее легкой, гранитной составной части разработаны В. И. Поповым. Они им изложены в 1955 г. под названием ядерной теории развития земной коры¹². Название «ядерная теория» должно означать, что в процессе своего образования материк постепенно увеличивается в размерах, разрастаясь от центров накопления гранитной магмы — от ядер материков.

Процесс разрастания материков в сторону океанических

¹⁰ П. Н. Кропоткин. Происхождение материков и океанов, «Природа», 1956, № 4, стр. 39.

¹¹ А. Н. Мазарович. Основы региональной геологии материков, ч. II. Изд-во МГУ, 1952, стр. 119.

¹² См. В. И. Попов. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. «Зап. Узб. отд. Всес. минерал. о-ва», 1955, вып. 7, стр. 8.

впадин давно подмечен геологами. Известно, что ядрами современных материков являются их древнейшие составные части — кристаллические щиты, а последние в течение геологической истории земной поверхности наращивались поясами поднятий, возникавших на месте геосинклиналей. Так, например, Азиатский материк разрастался от ядер Сибирского и Южно-Китайского щитов. В новейшее время разрастание сосредоточено вдоль восточных и южных берегов Азии. Материки создаются одновременно за счет утолщения и увеличения площади легких сиалических (гранитных + базальтовых) площадей земной коры. В. И. Попов считает, что легкоплавкие базальтовые и гранитные расплавы должны быть вкраплены неравномерно, так как согласно гипотезе О. Ю. Шмидта, Земля в первоначальном своем виде — это агломерат кусков твердых пород различного состава. Обратимся опять к рис. 8. Средний столбик на рис. 8 изображает разрез древнейших архейских пород Сибирского кристаллического щита (Алданской глыбы). Левый и правый столбики показывают для сравнения состав базальтов и гранитов. Из сравнения химического состава данных пород вытекает, что в архее породы юго-восточной части Сибири еще близки к базальтам и далеки от гранитов. Осадки древнейших водоемов Земли были сравнительно богаты железом и магнием — именно теми химическими элементами, которыми и базальт сравнительно богат, а гранит — беден.

Но процесс образования базальтово-гранитной коры материков все еще продолжается. Об этом свидетельствует поднятие к земной поверхности базальтовой и гранитной лав и извержения их на поверхности. При этом базальтовые лавы характерны для дна Тихого океана, проходящего еще сравнительно раннюю стадию общего развития земной коры.

По В. И. Попову, земная кора развивается центробежно и ступенчато. Под центробежным развитием имеется в виду поднятие более легких расплавов из недр мантии к поверхности; ступенчатое развитие земной коры состоит в том, что каждая вышележащая, более легкая и более кислая, геосфера Земли возникает на известном этапе дифференциации более древней нижележащей геосферы. Последовательно и ступенчато обособлялись базальтовая, гранитная, осадочная геосферы и, наконец, биосфера. Самые древние из твердых оболочек материков, естественно, образуют поверхность ядер материков, молодые оболочки располагаются ближе к окраинам материков. Средние скорости утолщения материковой коры и ее горизонтального разрастания составляют, по данным В. И. Попова, за миллион лет, соответственно, 10—40 см и 0,75—20 км.

Материки и сами неоднородны. Внутри каждого материка выделяются отдельные ядра роста—более высокие и активные участки, а между ними—межъядерные участки. Причины активности ядерных участков заключаются в радиоактивных процессах. Вероятно, соответствующие участки нижележащей мантии были изначально богаче радиоактивными элементами, чем соседние участки. Межъядерные промежутки понижены и постепенно заполняются продуктами разрушения поднимающихся ядер. Внутри возникающего материка располагаются участки, преимущественно поднимающиеся и преимущественно опускающиеся, геосинклинальные и геосинклинали. Процессы поднятия геосинклиналей и опускания геосинклиналей представляют две формы колебательных движений земной коры. Механизм колебательных движений, их систематика и история были разработаны В. В. Белоусовым для Кавказа и Европейской части СССР.

Итак, процесс образования основных форм поверхности Земли — материков и океанических пучин — есть процесс развития, процесс направленный. Материковые поднятия возникают вследствие всплывания и застывания легких базальтово-гранитных расплавов. Процесс развития рельефа земной поверхности в области материков подвинулся гораздо дальше, чем в области дна Тихого океана. Таким образом различаются два основных местных варианта этого процесса и соответственно два местных типа земной коры и два местных типа земной поверхности.

Возможно, что третьим типом земной коры является дно впадин Атлантического и Индийского океанов. В этой области развитие земной коры продвинулось особенно далеко. Земная кора здесь уже была материковой и теперь трансформируется в океаническую кору (В. В. Белоусов, 1954; М. В. Муратов, 1958). Существует также взгляд на природу дна Тихого океана, как на совсем юное геологическое образование — результат погружений четвертичного времени (В. В. Белоусов, Д. Г. Панов). Мы уже указывали, что впечатление геологической молодости производит дно южной части Тихого океана.

Рельеф земной поверхности и геосинклинали. Гипотеза развития поверхности Земли была разработана еще в начале нашего столетия на основе учения о геосинклиналях. Эта гипотеза основывалась на предположении, что геосинклинальный режим создает горы и что геоморфологическое выражение платформ — это равнины, плато. Зависимость форм земной поверхности от тектонического режима логически давала возможность устанавливать и общее направление в развитии рельефа. Историческая геология устанавливает постепенное

превращение геосинклиналей в платформы. Вследствие этого площадь геосинклиналей в течение геологической истории Земли уменьшилась, площадь платформ увеличилась. После альпийского орогенеза на современных материках, а может быть и вообще на поверхности Земли, геосинклинали почти совершенно выродились.

О таком пути развития и современной его стадии писал в 1924 г. А. А. Борисяк, отвечая на вопрос, где же находятся современные геосинклинали: «Та стадия развития Земли, которая характеризовалась проявлением геосинклиналей, миновала»¹³. И в позднейших работах по геотектонике этот взгляд находит признание. Наиболее четко его отражают карты развития геосинклинальных областей и кривая развития земной коры (рис. 12), опубликованные Н. С. Шатским. Нельзя ли

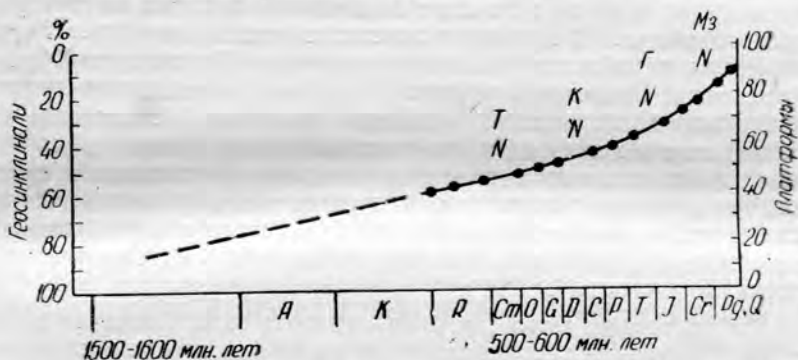


Рис. 12. Кривая развития земной коры (по Н. С. Шатскому)

отсюда сделать вывод, что тектоническая жизнь земной поверхности замирает, что мы являемся современниками критической фазы развития поверхности Земли, когда тектонико-геоморфологическое развитие поверхности Земли приближается к пределу? Однако подобные предположения не являются правильными.

Погружение дна океана, возрождение геосинклиналей на материках. В. В. Белоусов считает проблему образования океанических впадин (а следовательно, и материковых поднятий между ними) более сложной, чем это было отмечено выше. Он предполагает, что дно океанов погружается и что поэтому океаны растут за счет материков: «Раньше океаны были меньше, а материки занимали большие пространства»¹⁴. Аг-

¹³ А. А. Борисяк. Теория геосинклиналей. «Изв. Геол. ком.», 1924, т. 43, № 1, стр. 9.

¹⁴ В. В. Белоусов. Проблемы внутреннего строения Земли и ее развития. «Изв. АН СССР», сер. географии и геофизики, 1951, № 1.

лантический и Индийский океаны расширились в третичном периоде, а Тихий океан — даже в четвертичном периоде. Что же касается общей тенденции развития земной коры от геосинклинали к платформе, то В. В. Белоусов отмечает, что в различных геосферах Земли, на различных ее «этажах», процессы развития вещества, в частности его радиоактивного разогрева, могли протекать различно по интенсивности и по знаку. Верхний гранитный слой остывает, а более низкие «этажи» Земли еще разогреваются. Поэтому энергия нижних «этажей» Земли может врываться в верхний «этаж» и установившийся было платформенный режим вновь может нарушиться геосинклинальным режимом.

Еще около 20 лет назад А. Д. Архангельский обратил внимание на то, что огромная Евразийская материковая глыба, консолидированная в течение длительной истории ее геологического развития, начинает геотектонически оживать. На ее окраинах в кайнозой возникли провалы Средиземно-Черноморского и Охотско-Японского бассейнов, развивается вулканическая деятельность. «Общие поднятия, связанные со складчатостью предыдущего тектонического цикла, сменяются здесь опусканиями, характеризующими начальные и средние фазы цикла развития геосинклинальных областей. Опускания эти развиваются постепенно, проникая в глубь материка с востока, от Тихого океана, и с запада, из Средиземно-морской области»¹⁵.

Но не только края Евразии тектонически оживают. Со второй половины третичного периода ожила и середина материка. На это указывают выровненные поверхности — древние пенемены Тянь-Шаня, Памира, Алтая, высоко поднятые во второй половине третичного периода и в четвертичном периоде. В мезозое и первой половине третичного периода эти почти равнины были низкими и они представляли собой часть платформы Ангарского материка. Потом южная часть платформы тектонически оживилась, геосинклинальный режим стал возрождаться, геосинклиналь «потеснила» платформу.

Неоднократно отмечалось (Г. Ф. Мирчинк, Н. М. Страхов) и то, что в результате длительного геологического развития материковой коры ее состав и тектоническая структура глубоко изменились и они уже мало похожи на платформенные и геосинклинальные структуры палеозойской эры.

В результате длительных преобразований большое значение приобрели, например, глыбовые структуры:

¹⁵ А. Д. Архангельский. Геологическое строение и геологическая история СССР. «Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр.», т. II. М., 1939, стр. 313—314.

А с изменением структуры коры изменяются и процессы ее развития.

Поэтому не может быть и речи о тектоническом и геоморфологическом «тупике» вследствие вырождения геосинклиналей путем перехода их в платформы.

Энергетика процесса развития рельефа земной поверхности. Перемещения масс вещества Земли, которые создавали и создают рельеф земной поверхности, требуют огромных затрат внутренней энергии Земли.

Все гипотезы горячей—остывающей Земли однозначно разрешали вопрос относительно источников энергии Земли. Энергия Земли мыслилась как остаточная энергия, полученная в момент рождения планеты и еще полностью не израсходованная. Дополнительно приводились соображения об энергии сжатия, которая, однако, оказывалась незначительной.

Отмечаются следующие источники разогрева Земли:

- 1) радиоактивный распад тяжелых химических элементов Земли;
- 2) гравитационная энергия;
- 3) энергия вращения;
- 4) солнечная энергия.

При этом исходной моделью Земли служит земля с «неупорядоченной» внутренней структурой, агломерат твердых обломков различного размера и состава.

Первыми, кто предположил, что Земля была первоначально холодной, были Рэлей (1906) и Вернадский (1910). Этим самым они вступили в противоречие с господствовавшей тогда гипотезой Канта—Лапласа. В 1910 г., т. е. всего через 13 лет после открытия радиоактивных процессов, В. И. Вернадский правильно оценил их значение в энергетике Земли. Он писал: «Мы знаем, какие явления могут быть приписаны энергии радия. С ней связываются геологические процессы огромной важности, как например образование гор, движение континентов и т. д. Все, что в геологии относили еще недавно к внутренней теплоте Земли, оставшейся от космических периодов ее истории, сейчас может быть объясняемо энергией радиоактивных тел»¹⁶.

В. И. Вернадский писал, что Земля никогда не была в раскаленном состоянии, не находилась и не находится в состоянии общего остывания. «Земля—планета холодная»,—пи-

¹⁶ В. И. Вернадский. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. СПб., 1910, а также в Избр. соч., т. 1. М., 1954, стр. 599.

Соединения радия впервые получены в 1898 г. М. Складовской-Кюри и П. Кюри из урановой руды. Радиоактивное излучение урана обнаружено в 1896 г. А. Беккерелем.

сал Вернадский¹⁷. Ее внутренняя температура не превосходит теперь и не превосходила раньше нескольких тысяч градусов. Тепло Земли — не остаточное, а созданное радиоактивным распадом тяжелых элементов вещества Земли в течение ее существования как планеты. «Эта теплота не только объясняет все нам известные видимые геоморфологические изменения планеты, видимые в биосфере, но и покрывает все излучения тепла в космические просторы», — писал В. И. Вернадский¹⁸. Оценки температуры Земли за несколько десятков лет не могли не измениться, но представления Вернадского, их принципиальная сторона, разделяются и современной наукой.

Земля — планета твердая (твердость Земли больше твердости стали) и планета холодная (несколько тысяч градусов). Отдельные очаги расплавленной магмы, хотя и существуют, но они не в состоянии изменить общей картины твердой и холодной Земли.

Радиоактивные процессы и их энергетическое значение. Остановимся подробнее на роли радиогенного тепла как главного источника вторичного разогрева Земли. Расчеты количества выделяющегося радиоактивного тепла были сделаны В. Г. Хлопиным (1937), который отметил следующее:

1. Земля обязана своим температурным режимом главным образом следующим радиоактивным элементам:

Элементы:	Атомные веса:
Уран U ¹⁹	238 и 235 (два изотопа)
Торий Th	232
Калий K	40 (один из изотопов калия)

Два первых элемента принадлежат к числу наиболее тяжелых химических элементов и занимают место в правой части периодической системы элементов. Радиоактивный изотоп калия относится к числу элементов среднего атомного веса.

2. Уран и торий встречаются в Земле в виде очень малых примесей — миллионных долей вещества Земли по весу. Калия в земной коре 2,6⁰/₀, но радиоактивный изотоп K⁴⁰ составляет лишь 0,01⁰/₀ от этого количества. Содержание

¹⁷ В. И. Вернадский. О значении радиогеологии для современной геологии. Докл. на общем собрании Конгресса 26 июля 1937 г. «Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр.», т. 1, М., 1939, а также в Избр. соч., т. 1, М., 1954, стр. 683.

¹⁸ В. И. Вернадский. О значении радиогеологии для современной геологии, стр. 688.

¹⁹ Актиноуран одно и то же, что U²³⁵.

радиоактивных элементов неодинаково в разных породах и в разных геосферах Земли. В кислых породах, следовательно в гранитном поверхностном слое, их в пять раз больше, чем в более основных базальтовых породах.

Из этого был сделан вывод, очень важный для географов: тепло выделяется больше всего не в глубинах Земли, а близко от ее поверхности. И об этом тоже писал Вернадский: «Геологические явления, самые грандиозные, всецело сосредоточены на поверхностной пленке нашей планеты»²⁰.

Уран в 2,5 раза тяжелее железа, однако он концентрируется преимущественно в самом верхнем гранитном слое Земли, а более легкое железо — в перидотитовой оболочке. Очевидно, что такое распространение урана, а также тория вызвано не гравитационной дифференциацией. Оно и объясняется иначе. В. Гольдшмидт указал, что атомы урана и тория находятся в гранитной оболочке Земли, так как они характеризуются большими атомными (ионными) радиусами, — такими же, как атомы кислорода, кремния, калия, которые характерны для гранитной оболочки. Все эти атомы входят в состав кристаллических решеток минералов гранитной оболочки, так как они обладают кристаллохимическим, а не «гравитационным» сродством друг к другу.

3. Суммарная энергия, выделенная радиоактивными элементами Земли, покрывает потери тепла Землей, даже если радиоактивные вещества сосредоточены только в поверхностном слое — в земной коре, на глубине только до 91 км (В. Г. Хлопин, 1937).

4. За время существования Земли содержание радиоактивных веществ в ней значительно уменьшилось вследствие непрерывно идущего процесса радиоактивного распада этих элементов.

Периоды полураспада определяются следующими цифрами:

$$\begin{array}{l} U^{238} \dots 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет. } Th^{232} \dots 1,39 \cdot 10^{10} \text{ лет.} \\ U^{235} \dots 7,13 \cdot 10^8 \text{ лет. } K^{40} \dots 1,31 \cdot 10^9 \text{ лет.} \end{array}$$

Так как распад атомов U^{235} и калия происходит значительно скорее распада атомов U^{238} и тория, то естественно, что тепло двух последних элементов имеет в настоящее время большее значение, чем 1,2 или 3 млрд. лет назад.

В настоящее время почти все радиоактивное тепло выделяется U^{238} и торием; на долю калия приходится лишь 5, а на долю U^{235} — 20% тепла. Но 4 млрд. лет назад эти соотношения были другими: калий выделял 16, U^{235} —

²⁰ В. И. Вернадский. О геологических оболочках Земли как планеты. «Изв. АН СССР», сер. географии и геофизики, 1942, № 6, стр. 254.

33, уран — почти 33, а торий — 20% радиоактивного тепла. Уменьшение количества выделяемого тепла в той или иной мере сказалось, однако, на всех элементах. По расчету В. Г. Хлопина Земля в целом получает теперь радиоактивного тепла в 5,3 раза меньше, чем 3 млрд. лет назад.

Новые расчеты выделения радиоактивного тепла сделаны Е. А. Любимовой. За тот период времени, который прошел после опубликования работы В. Г. Хлопина, оценки возраста Земли возросли от 3 млрд. до 5 млрд. лет. Но чем дальше от нашего времени отстоит начало образования Земли, тем меньше тогда были истощены ресурсы ее радиоактивного разогрева. И температуры земных недр могли поэтому достигать не 1000—1200°, как предполагал Вернадский, а 10 000 и более градусов. Итак, развитие теории холодной Земли приводит к представлению о весьма горячей Земле. Но и при температуре в 10 000° Земля благодаря колоссальным давлениям была и остается большей частью твердой внутри.

Любимова привела анализ тепловой истории Земли. Недра Земли все еще разогреваются. Радиоактивное тепло в недрах Земли продолжает накапливаться, пусть медленнее, чем раньше, но к поверхности Земли оно проникает очень медленно, ввиду плохой теплопроводности Земли (рис. 13). Поверх-

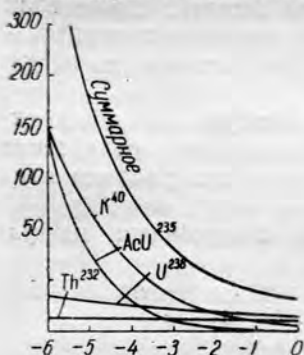


Рис. 13. Выделение тепла радиоактивными элементами в прошлом (по Е. А. Любимовой)

остыла на 100° за тот же период времени. Земля же начнет остывать в центре только через 10 млрд. лет.

²¹ В. И. Лебедев. О тепловом режиме Земли. «Тр. Геофизич. ин-та АН СССР», 1955, № 26, стр. 49.

Гравитационная энергия. Представим себе Землю, состоявшую первоначально из неупорядоченного агломерата обломков различного петрографического состава и различной плотности. Естественно, что под влиянием силы притяжения тяжелые обломки будут стремиться погружаться, а легкие — всплывать. Погружение теоретически возможно, потенциальная энергия таких обломков (энергия «высокого» положения по отношению к центру тяжести Земли) будет переходить в кинетическую энергию, а последняя, через трение — в тепловую энергию. Но, по новейшим представлениям, значение гравитационной энергии несоизмеримо меньше значения радиоактивной энергии.

Энергия вращения Земли. Генетически представляет собой кинетическую энергию вещества первичного газово-пылевого облака. В различные периоды развития Земли энергия вращения перераспределялась между широтами Земли, что отражалось на земной поверхности, создавая вытянутые широтные системы гор и понижений.

В ранее рассмотренных случаях мы представляли себе Землю и рельеф ее поверхности «изоморфными», еще отражающими мозаично-глыбовую структуру, а поток энергии (радиоактивной, гравитационной) принципиально одинаковым в любой точке земной поверхности. Гипотезы о влиянии вращения Земли на рельеф земной поверхности, напротив, указывают на образование четких геоморфологических линий, прежде всего широтных и меридиональных поясов поднятий и опусканий.

Применяя выражение В. И. Вернадского, можно сказать, что вращение Земли создает геометрию земной поверхности. Высказанная Д. Дарвином, Б. Л. Личковым, М. В. Стовасом, М. С. Эйгенсоном эта гипотеза имеет два основных варианта — эндогенный и экзогенный. Согласно и первому и второму вариантам, хребты и понижения на поверхности Земли образуются изменениями скорости вращения Земли. Если скорость вращения увеличивается, эллипсоидальность Земли возрастает, происходит перемещение вещества Земли к экватору. При уменьшении скорости вращения Земли форма ее приближается к шаровидной, вещество Земли перемещается к полюсам.

И в том и в другом случаях возникают напряжения и они концентрируются в определенных — критических — поясах, которые были указаны выше.

Очень интересны различия во взглядах на причины широтного и меридионального горообразования в зависимости от изменения скорости вращения Земли. Сторонники эндогенной гипотезы считают, что вращение Земли пульсирует (уско-

рется или замедляется) вследствие ее попеременного сжатия—расширения, вызванного эндогенными процессами. В последние годы М. С. Эйгенсон выдвигает мысль о солнечном управлении колебаниями скорости вращения Земли, а через них и эндогенно-горообразовательными процессами. Мысль эта основана на зональности явлений природы, в том числе на зональности физических процессов атмосферы и гидросферы. Неравномерно зональная, широтная система экзогенных воздействий должна, по мнению М. С. Эйгенсона, создавать через механизм трения гидросферы о дно океанов неравномерно зональные, широтные и меридиональные напряжения в веществе твердой Земли. Последние выражаются на земной поверхности широтными или меридиональными поднятиями и понижениями. Гидродинамика, по выражению М. С. Эйгенсона, выступает в качестве дирижера эндогенных горообразовательных процессов.

Геохимические аккумуляторы. Н. В. Белов и В. И. Лебедев указывают, что энергия солнечной радиации, достигающей поверхности Земли, длительно накапливается в коре выветривания. Минералы, образующиеся в последней при участии солнечной радиации, являются конденсаторами солнечной энергии, «геохимическими аккумуляторами». К их числу относятся угли, самородная сера, окислы алюминия. При погружениях земной коры эта энергия выделяется, так как происходит метаморфизация минералов зоны выветривания с перестройкой их кристаллической решетки. Выделяющаяся энергия питает магматические, тектонические (и геоморфологические) процессы. В. И. Лебедев напоминает, что значение эндогенных процессов раньше вообще преувеличивали. Теперь эта ошибка исправляется. В XVII—XVIII вв. считали, что тепло самой земной поверхности в основном эндогенное и что оно превышает экзогенное солнечное тепло в десятки и сотни раз. Но теперь уже так не думают. «В жизни земной коры равное значение имеют и эндогенные силы и экзогенные силы»²². «Внутрипланетный жар, который до сих пор привлекается геологами для объяснения многих геологических явлений...это наследие взглядов XVII и XVIII веков»²³.

Энергия падения твердых частиц на Землю. Земля образовалась из твердых частиц. Падение этих частиц на Землю вызывало ее нагревание: кинетическая энергия частиц переходила в тепловую. Часть тепла излучалась в пространство, а другая часть его нагревала Землю. Предполагается, что

²² В. И. Лебедев. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 4, стр. 51.

²³ Там же, стр. 70.

нагревание сначала возрастало, так как увеличение массы Земли увеличивало притяжение частиц и силу ударов. Но так как вещество газово-пылевого облака постепенно истощалось, нагревание поверхности Земли от ударов падающих частиц, наконец, также стало уменьшаться. Земля больше всего нагрета от ударов частиц на глубине 2500 км, где когда-то была ее поверхность. Здесь нагревание могло достигнуть 1000° , по Б. Ю. Левину, и только $50-80^{\circ}$, по В. С. Сафронову. Этот процесс нагревания с теми же основаниями допускается и для Луны и для других планет.

Итак, можно предполагать наличие источников внутренней энергии Земли. Но, как мы видели, только энергия, порождаемая распадом радиоактивных элементов, поддается количественной оценке. В конце концов нас больше всего интересует вопрос современного теплового бюджета (баланса) Земли. Е. Н. Люстих (1957) характеризует тепловой бюджет (баланс) Земли следующими цифрами:

Годовое количество тепла, уходящего в мировое пространство, — $6,6 \cdot 10^{27-28}$ эргов.

Годовое количество тепла, выделяемое в недрах Земли различными процессами, — 10^{29-31} эргов; в том числе тепло радиоактивного распада больше 10^{27} эргов, и тепло, выделяемое в результате тектонических процессов и землетрясений; последнее составляет 10^{27} эргов.

Эти оценки подтверждают расчеты Е. А. Любимовой: недра Земли выделяют тепла в 10^4-10^3 раз больше, чем его теряет поверхность Земли.

Две космогонические — две орогенические концепции. Теперь можно оценить два различных направления мысли о закономерностях развития поверхности Земли. Мы в состоянии сопоставить их с двумя направлениями космогонии и установить влияние космогонических идей на тектонико-геоморфологические идеи. Основоположник теории развития земной поверхности М. В. Ломоносов писал, что земная поверхность попеременно погружается и поднимается, колеблется, и происходят «нечувствительные долговременные земной поверхности понижения и погружения». Господствовавшая в первой половине XIX столетия в геологии школа плутонистов (Л. фон Бух) учила, что на Земле могут возникать значительные поднятия. Около середины и во второй половине XIX столетия мысль о колебательных движениях земной коры развивали в России Г. Е. Щуровский (1856, 1878 гг.), Н. А. Головкинский (1869 г.), А. П. Карпинский (1894 г.).

В этих обобщениях ценно то, что они не были связаны с

гипотезами о неудержимо остывающей, сжимающейся Земле. В этом заключалась их положительная сторона.

Однако во второй половине XIX и в начале XX столетий начинается господство гипотезы остывания, сжатия Земли, логически вытекавшей из космогоний горячей — остывающей Земли Канта и Лапласа. Контракционная гипотеза XIX в. своей высшей популярности достигла в крупнейшем произведении австрийского геолога Э. Зюсса «Лик Земли». «Земной шар сжимается, море следует за ним», — писал Э. Зюсс. Он допускал только опускания земной поверхности на остывающие и сжимающиеся земные недра, как первичные направления движения земной коры — вплоть до гигантских океанических провалов. Горы — всего лишь складки-морщины остывания земного лика, созданные вторичными горизонтальными силами сжатия. «Тангенциальными движениями образованы... длинные складчатые цепи, которые протягиваются через весь мир от одного его конца к другому. Это ими нагромождены высочайшие горы Земли, Гауризанкар²⁴, безымянный К² в Мустаге и все великаны внутриазиатского высокогорья», — писал Э. Зюсс. Контракционная гипотеза геологов последовательно продолжала гипотезу горячей — остывающей Земли астрономов.

В 20-х годах нашего века вновь начинается изменение во взглядах. Появляются одна за другой работы, доказывающие, что земная поверхность не только погружается, но и поднимается. Возникают большие складки, антеклизы и синеклизы, геоантиклинали и геосинклинали. Германский геоморфолог В. Пенк считал, что большие складки подымаются мощными восходящими потоками магмы. Знарок геологии и геоморфологии Сибири М. А. Усов в 1934 г. писал, что во всей Сибири нельзя указать ни одной горной системы, которая образовалась так, как думал Зюсс, т. е. в результате непрерывного остывания Земли. В эти же годы В. В. Белоусов начал разработку общих представлений о колебательных движениях земной коры. Он объясняет поднятия земной коры поднятиями магмы, разогретой радиоактивными процессами. В. В. Белоусов исходит из теории холодной — разогретой земли в том виде, в каком она разработана О. Ю. Шмидтом.

Вообще представления о рельефе земной поверхности, образующемся вследствие радиоактивного разогрева и восходящего движения легкой гранитной магмы, опираются на космогонию холодной — разогревающейся Земли.

²⁴ Имеется в виду гора Эверест-Джомолунгма. Ее долгое время не могли отличить от второстепенной вершины Гималаев — Гауризанкара; Мустаг — это Каракорум. Разностороннюю критику контракционной гипотезы недавно опубликовал Е. Н. Люстих.

Выводы

1. Первоначально Земля была неоднородно-глыбовой и холодной. Развитие земных недр заключалось в распределении вещества Земли в концентрических геосферах. Тепловое развитие земных недр определялось главным образом их радиоактивным разогреванием. Тепло накапливалось, так как по мере роста Земли как планеты тормозилась его потеря через малотеплопроводные наружные геосферы Земли.

2. Иначе развивались наружные геосферы Земли. Перидитовая оболочка (мантия) становилась менее однородной, из нее вычленились базальтовая и гранитная геосферы земной коры. Количество базальтовой и гранитной магмы было неодинаковым в разных частях поверхности Земли. Эта пространственная неравномерность процесса выражается геоморфологически в разделении земной поверхности на два основных (и множество второстепенных и третьестепенных) типа: на материки и океанические впадины.

3. Энергия, питающая процессы образования материков и океанических впадин, — это главным образом энергия радиоактивного распада элементов. Радиоактивных элементов содержится больше в верхних слоях земной коры. Они пополнились благодаря поднятию продуктов дифференциации земных недр — гранитной магмы. Также и энергии тяготения (гравитации) больше в наружных слоях Земли. Она достигает максимума на глубине около 1000 км, а к центру Земли уменьшается до нуля. Само собой разумеется, что и экзогенная энергия (см. выше) сосредоточивается сначала у поверхности Земли, откуда она распространяется на некоторое расстояние к центру Земли.

Итак, верхние слои Земли и даже сама ее поверхность обладают наибольшими источниками энергии рельефообразования. Это чрезвычайно важный для географов вывод. Полностью подтверждается мысль, высказанная В. И. Вернадским в 1937 г., что именно поверхность Земли — источник наиболее грандиозных процессов.

4. Однако и огромные источники энергии верхних геосфер Земли и ее поверхности — конечны. Это относится и к трансформированной солнечной энергии, так как Солнце вряд ли останется горячим дольше 10 млрд. лет (10^{10} лет). Таким образом, в перспективе — замедление и окончание процесса дифференциации верхних геосфер Земли, а вследствие этого и выравнивание земного рельефа экзогенными процессами. Вместе с израсходованием энергетических ресурсов и упорядочением состава геосфер наступит остывание Земли. Оно распространится от земной поверхности к ее недрам.

Развитие процессов осадконакопления. Из цикла вопросов, в особенности важных для палеогеографии и связанных также с эволюцией твердого вещества земной коры, нами еще не рассмотрены закономерности развития осадконакопления на поверхности Земли.

Эти закономерности мы можем показать на примере отдельных групп осадочных отложений.

Л. Б. Рухин выделяет восемь групп осадочных пород: алитовые (алюминиевые), железистые, марганцовистые, кремнистые, фосфоритовые, карбонатные, соляные и породы органического происхождения.

Остановимся на четырех группах и попытаемся понять эволюцию их состава.

Железистые породы. Железистые породы представляют собой разнообразную по составу группу отложений, общим свойством которых является значительное содержание соединений железа. Железистые породы разделяются в свою очередь на окисные и закисные. К окисным соединениям железа принадлежат самые богатые, распространенные и важные в промышленном отношении месторождения железных руд. Основные месторождения железных руд — осадочные. Это — руды стратисферы, образовавшиеся в результате осаждения соединений железа на земной поверхности — на материках и в океанах.

К ним относятся колоссальные запасы руд Криворожья, Курской магнитной аномалии, Южной Африки и т. д. Общие запасы этих руд исчисляются триллионами тонн ($3,4 \cdot 10^{12}$ т). Окисные железные руды образованы различными минералами. Весьма распространены среди них бурые железняки, представляющие смесь двух минералов — лимонита и гетита, в которых железо присутствует в виде окислов (FeO_2 — гетит; Fe_2O_3 — гематит).

Огромное распространение железных руд позволяет рассматривать их образование как процесс, важный для понимания развития стратисферы в целом.

Во многих других случаях железо не образует в стратисфере скоплений типа руд, а встречается в рассеянном виде, образуя, например, очень тонкие налеты окислов железа на зернах различных минералов. Так образуются красноватые отложения, представляющие также одну из распространенных формаций осадочных отложений.

Эволюция процесса образования железных руд рассмотрена в монографии Н. М. Страхова «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли».

Следует отметить замечательную особенность страти-

графического размещения железных руд. Начало их формирования относится к древнейшему геологическому прошлому Земли — к архею и протерозою. В это время процесс образования железных осадочных (гипергенных) руд достигает максимума. Железные руды докембрия осаждались в Северной и Южной Америке, в Южной Африке (Трансвааль, Родезия), в Европе (Балтийский щит и Азово-Подольский массив), в Индии, Северном Китае, в Забайкалье, в Австралии и т. д. Нет ни одной сколько-нибудь значительной площади докембрия, в особенности же протерозоя, где были бы неизвестны осадочные железные руды. Уже отмечалось, что запасы их исчисляются в 3,4 триллиона тонн для докембрия, а для всего последующего времени — 135 млрд. т.

Сходные черты обнаруживаются и в распределении руд марганца. Основные месторождения марганцевой руды — также докембрийские. Страхов пишет, что имеются все основания говорить о докембрии не только как о железорудной, но и как о марганцеворудной эре. У нас в СССР к докембрию относятся марганцевые руды Горной Шории и Кара-Тау.

Железные руды представлены обычно железистыми кварцитами (Криворожье, Южная Африка и т. д.). Кварциты эти образуют тонкослоистые отложения. Слоистость тонкая, толщина слоев — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Область кварцитов протягивается в Южной Африке на 500 км.

Слоистость ясно доказывает, что железистые кварциты архея и протерозоя представляют собой первичные водные осадки каких-то водоемов. Процесс отложения заключается в том, что вносившиеся в водоем коллоидальные растворы кремнезема (SiO_2) и окислов железа (Fe_2O_3) отлагались в разное время, отчего и возникла слоистость. Черты слоистости кварцитов весьма интересны в том отношении, что они проливают свет на климатическую обстановку и на химизм водоемов, в которых происходило отложение осадков.

Нас должны интересовать условия, определившие характер самих железорудных отложений и их изменения во времени. С одним из таких изменений мы уже столкнулись: железорудный процесс с течением геологического времени ослабевал. Почему это происходило, невозможно объяснить, не отметив и другой особенности. Не только интенсивность, но и тип рудообразования со временем изменялись.

Последнее заключалось в том, что характерные для протерозоя железные руды типа железистых кварцитов начиная с палеозоя постепенно сменялись рудами прибрежных, а затем и континентальных пространств в результате элювиальных процессов (выветривание) в болотах и в озерах (рис. 14). При-

мером последних могут служить болотно-озерные руды нашего Севера.

Железо в железистых рудах докембрия в значительной мере еще эндогенное. В архее и протерозое геосинклинали были распространены гораздо больше, чем в настоящее время. Зем-



Геосинклинали	Области предшест.складч.	Платформы	Типы месторождений
?		?	Месторожд. глубокой зоны коры выветр. и области глуб. циркул. вадозных вод
			Озерно-болотные руды
			Морские руды (побережье и шельф)
			Осадочно-эффузивные руды

Рис. 14. Размещение фациальных типов руд по основным регионально-тектоническим единицам земной коры (по Н. М. Страхову)

ная кора в области геосинклиналей была проницаема для ювенильных растворов и газов, поднимавшихся снизу. Вода и соли океана, как теперь считают, были также внесены в океанические впадины в значительной мере ювенильным путем; по-видимому, ювенильным (эффузивным) было в протерозое и железо. Но по мере того как на земную кору все более и более распространялся платформенный режим, она становилась менее проницаемой. Ювенильный привнос железа и его отложение в океанических водоемах сокращались.

Л. Б. Рухин пишет, что вулкан Санторин выносит вместе с паром большое количество железа, и морская вода вокруг него окрашена в красный, желтый и зеленый цвета. В периоды извержений гидроокиси железа покрывают сплошным слоем дно моря вокруг вулкана. Более основные породы земной коры, глубоко залегающие, богаче железом, поэтому железо ювенильным путем в архее могло поступать в избытке²⁵.

²⁵ Например, в перидотитах Fe_2O_3 — 10,0—13,5 %, в гранитах же — только 1,4%.

«Гипергенные руды, — пишет Н. М. Страхов, — представляют характернейшее образование геосинклинальных областей в эпоху их интенсивных прогибаний, когда в этих участках коры преобладают растягивающие усилия и... происходит мобилизация магмы» (1947, стр. 97). Н. М. Страхов указывает, что докембрийское рудообразование питалось также привносом железа в океане с материков, где железо накапливалось путем выветривания очень еще свежих кристаллических пород, богатых железом.

Итак, интенсивность образования руд железа уменьшалась вслед за усилением консолидации земной коры. Мы должны сделать и второй вывод: по мере роста платформ, как тектонико-геоморфологических единиц поверхности Земли, все более возрастала и относительная роль суши в формировании железных руд: озерно-болотных и руд выветривания. Это, однако, не компенсировало общее абсолютное сокращение рудообразования на поверхности Земли за счет уменьшения роли главного компонента — геосинклинальных морских руд. Что же касается этих последних, то и они становятся рудами преимущественно прибрежными. Этот процесс вызван был увеличением солёности океана, а вместе с тем и усилением коагуляции коллоидальных взвесей железа, которые вследствие этого осаждались у берегов.

Н. М. Страхов считает, что железорудный процесс с течением времени сосредоточивался на континентальных массивах. Значение морского рудоотложения постепенно убывало, а роль континентальных руд железа возрастала. Убывали до полного исчезновения с верхнего палеозоя руды эффузивно-осадочные. Приближение морских руд к берегу было результатом увеличения солёности вод и одновременно уменьшения содержания в них активной углекислоты. Относительное же увеличение значения континентальных фаций отражало разрастание платформ за счет геосинклиналей.

Н. М. Страхов называет процесс формирования железорудных месторождений в осадочных породах явственно направленным. Он ослабляется и как бы затухает с приближением к новейшим этапам истории Земли.

Другим примером эволюции железосодержащих пород являются красноцветные толщи. Красноцветные толщи особенно характерны для древних геологических периодов. Напомним о мощных красноцветных толщах девона или перми, распространенных в таких областях, в которых в настоящее время они не образуются. Накопление красноцветных толщ, конечно, полностью не прекратилось. Красноцветные отложения известны, например, в молласах Ферганы. В четвертичное вре-

мя образовывались красно-бурые глины. Но эти примеры не нарушают общей закономерности, которая была указана выше. Для того чтобы понять причины «вытеснения» красноцветных отложений, необходимо разобраться в их происхождении и в условиях, сопутствовавших их образованию.

Л. Б. Рухин излагает эти вопросы следующим образом: красноцветные толщи обнаруживают приуроченность к областям поднятия, например красноцветы среднего и верхнего девона — к окраине Балтийского щита. С удалением от последнего они переходят в лагунные и морские отложения. Мощност в том же направлении уменьшается от нескольких тысяч до нескольких сотен метров (Северо-Западная Англия, Ленинградская область).

Красноцветные толщи тесно связаны с самыми различными отложениями: морскими, карбонатными, угленосными, песчаными, соленосными, вулканическими. Они характеризуются и различным составом: конгломератовым, песчаным, глинистым.

Исходя из вышеизложенного, следует считать, что физико-географические условия образования красноцветных толщ разнообразны (сочетания и с соленосными и с угленосными отложениями и т. д.). Ничто не согласуется с предположением об их золотом генезисе (конгломераты, характер косой слоистости, обилие коллоидов). Красноцветы образовывались очень часто в пределах обширных аллювиальных равнин.

Главное заключается в том, что в эпоху формирования красноцветных толщ происходило глубокое химическое разложение материнских пород, при котором освобождалось значительное количество железа. Образовавшиеся таким образом окислы железа переносились на большие расстояния вследствие почти пресного характера вод и отсутствия в них электролитов. Но широкий разнос железа препятствовал его концентрации. И не случайно, что эпохи преимущественного накопления красноцветных толщ являются одновременно эпохами малого количества месторождений осадочных железных руд. Но по мере увеличения растительной массы красноцветные толщи сокращаются в своем распространении. Органический материал, «захороняющийся совместно с красноцветными осадками, ведет к уничтожению их красной окраски, благодаря восстановлению окислов железа»²⁶ (т. е. окислению растительных осадков. — К. М.).

Итак, появление и неуклонное развитие наземной растительности все больше тормозило образование красноцветных толщ. Поэтому по мере развития наземной растительности

²⁶ Л. Б. Рухин. Проблема происхождения красноцветных толщ. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1948, № 7, стр. 50.

красноцветные толщи стали при прочих равных условиях формироваться все в более и более узком диапазоне климатических условий. В мезозое и кайнозое наземная растительность почти «вытеснила» процесс образования красноцветов в более теплые и засушливые зоны. Например, в третичном периоде, к которому относится более половины всех запасов углей, красноцветы занимали наименьшую площадь.

Следовательно, кривая развития красноцветов — нисходящая кривая. Она причинно и антагонистически связана с восходящей кривой развития растительности.

Карбонатные породы. Карбонатные породы образуют одну из главнейших составных частей стратисферы. Если раньше считали (Кларк, Гольдшмидт), что карбонатные породы составляют по объему 5—6% стратисферы, то А. Б. Ронов определил, что их средний объем по крайней мере равен 20% объема стратисферы. Что же касается отдельных эпох и областей, то эта цифра может подняться еще значительно выше, особенно для платформ.

Объем карбонатных пород в процентах (по А. Б. Ронову)²⁷:

Русская платформа (девон-неоген, в среднем)	55
Уральская геосинклиналь	30
Кавказская геосинклиналь	20

Таким образом, карбонатные породы — самые распространенные осадки морей Русской платформы. Эволюция процесса их образования представляет вопрос выдающегося значения.

Среди карбонатных пород особенно распространены: 1) известняк и мел, представляющие собой карбонат кальция — CaCO_3 и 2) доломит — карбонат магния и кальция — $\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$.

Монография об условиях отложений карбонатных пород опубликована Н. М. Страховым. Весьма интересные соображения относительно эволюции процесса отложения карбонатных осадков высказаны также А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским.

Какие же изменения с течением геологического времени можно установить в процессе отложения известняково-меловых отложений, с одной стороны, и доломитов — с другой?

Эти изменения заключаются в следующем (рис. 15).

Количество Са в карбонатных породах увеличилось от протерозоя (20,3%) к четвертичному времени (35,9%) более чем в полтора раза. За это же время резко, более чем в две-

²⁷ А. Б. Ронов. К вопросу о распространенности карбонатных пород. «Докл. АН СССР», 1948, т. 61, № 3.

надцать раз, сократилось количество Mg в карбонатных породах (от 12,6 до 1,0%).

Итак, обнаруживается направленный процесс, выражающийся в уменьшении содержания Mg в карбонатных породах. Доломитовая составляющая убывает с течением геологического времени.

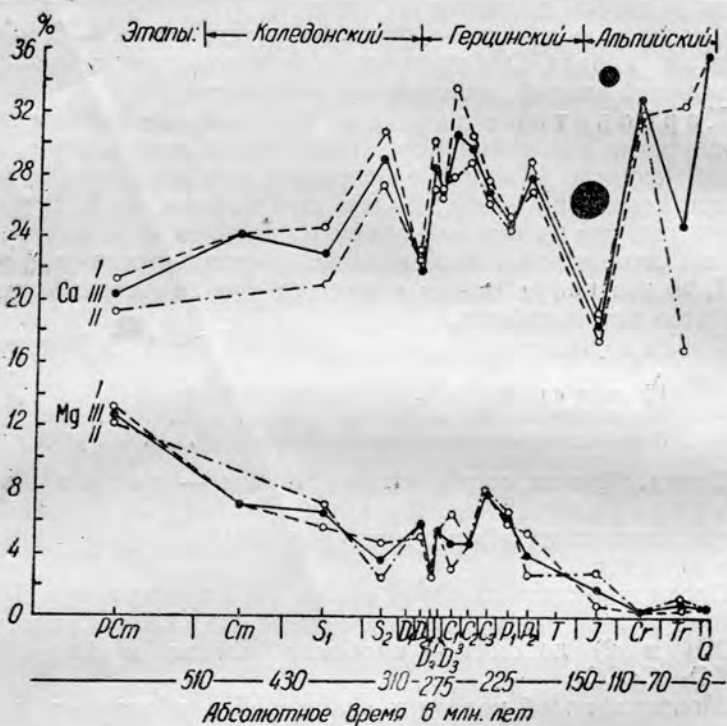


Рис. 15. Изменение во времени среднего содержания Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы (по А. П. Виноградову, А. Б. Ронову, В. М. Ратынскому)

Почему же в карбонатных породах с течением времени содержание кальция возрастает, а содержание магния убывает?

Чтобы ответить на этот вопрос, прежде всего следует уяснить себе некоторые закономерности осаждения карбонатных пород в морских водоемах.

Н. М. Страхов обращает внимание на следующие закономерности этого процесса. Процесс растворения CaCO_3 и MgCO_3 в воде зависит от ряда причин: от температуры воды, от ее солености, от содержания в ней CO_2 , от воздействия живого вещества на осаждение карбонатов.

Последний фактор отражается на садке карбонатов не прямо, а посредством его влияния на содержание CO_2 в воде, которое по мере развития жизни на Земле уменьшалось. А так как развитие жизни представляет собой процесс направленный, то можно считать, что и осаждение карбонатов в морской воде было процессом направленным. Разберем этот процесс несколько подробнее.

Растворимость CaCO_3 в воде, лишенной CO_2 , очень мала и составляет (для температурного интервала в $0-100^\circ$) 16 мг/л . Но с повышением CO_2 в воде растворимость CaCO_3 увеличивается и может достигнуть 500 мг/л .

Как же влияют организмы на садку карбонатов? Зеленые водные растения, могущие фотосинтезировать, поглощают CO_2 , растворенный в воде, уменьшают его содержание, а следовательно и растворимость кальция, что способствует садке карбонатов.

Особенно это существенно для холодных вод, где раствор недонасыщен CaCO_3 и поэтому химическое осаждение карбонатов невозможно, а биогенная (фитогенная) садка все же оказывается возможной.

Более противоречивый характер имеет влияние водных животных организмов. При дыхании они увеличивают содержание CO_2 и стабилизируют раствор, воздействуя в направлении, обратном воздействию растений. Однако это влияние животные сами компенсируют, используя карбонаты на построение своего скелета, который в конце концов осаждается на морское дно. Таким образом, подобно растениям, и животные в конечном итоге осаждают карбонаты.

Из этих пояснений видно, почему по мере своего развития зеленый фотосинтезирующий мир растений понижал растворимость кальция в морских водах. Поэтому и увеличивалась интенсивность его выпадения из раствора в осадок.

Садка карбонатов, усиливаясь, все более превращалась из процесса хемогенного (химического) в процесс биогенный.

Усиливаясь в течение геологического времени, садка карбонатов захватила новые площади, распространяясь от теплых на умеренные и холодные зоны Земли, где условия для отложения карбонатов менее благоприятны вследствие низкой температуры воды. В теплых зонах Земли садке карбонатов, конечно, благоприятствовал засушливый климат субтропических зон, где концентрация раствора солей в морских водах была относительно высока. Поэтому определение границ распространения карбонатов в отложениях различных периодов помогает установить положение засушливых географических зон.

По ширине пояса карбонатных отложений можно устано-

вить, что зона засушливого климата северного полушария временами сужалась (нижний карбон), временами же она расширялась (пермь). Но эти явления носят уже не направленный, а ритмический характер. К ритмическим изменениям относятся также изменения процесса карбонатоотложения под влиянием ритма тектонических процессов и связанных с ним изменений в рельефе.

Карбонатные отложения отмечают главным образом середину каждого из основных тектонических этапов, т. е. время наибольшего погружения суши и развития трансгрессий, а в начале и в конце тектонических циклов этот процесс в значительной мере подавлялся отложением обломочных осадков, приносившихся реками с гор.

Вернемся, однако, к явлению общего усиления отложения карбонатов с течением геологического времени.

Это — восходящая кривая кальция, которого в карбонатных породах больше, чем магния. Зеркальной по отношению к ней является нисходящая кривая магния. Несмотря на воздействие развивающейся органической жизни, магния отлагалось все меньше и меньше.

Н. М. Страхов (1958, стр. 11) пишет: «В истории Земли имела место необратимая эволюция доломитообразования». Происходило вымирание морских доломитовых пород и замена их известняками. В современных морях доломиты не отлагаются, а для палеозойских морей они, напротив, характерны и входят в состав девона, карбона, перми Русской платформы, силура—Китайской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Причиной доломитового осадконакопления на дне палеозойских морей, по Н. М. Страхову, является высокое содержание CO_2 в морской воде и высокий щелочной резерв (много ионов HCO_3^- и CO_3^{2-}) в последней. В этих условиях доломит растворялся еще легче, чем известняк. Он насыщал раствор морской воды и легко выпадал в осадок, например при аридизации климата. Когда же содержание CO_2 в воде, как и в воздухе, уменьшилось, а это произошло, по-видимому, в мезозое, доломитового вещества в растворе морской воды стало мало и оно перестало выпадать в осадок. Однако причина нисходящей направленности кривой магния еще неясна, как пишут А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский. По-видимому, следует предполагать и другие процессы.

Например, росла осадочная оболочка Земли, вследствие чего изменялись химический и петрографический составы размывавшегося субстрата. Немалую роль играло также постепенное сокращение площади геосинклинальных зон, к которым приурочены интрузии основных и ультраосновных пород и наиболее интенсивные излияния основных вулканических лав.

Эти породы во много раз богаче магнием, чем граниты и осадочные песчано-глинистые формации, площадь и мощность которых с течением времени увеличивались. Вспомним, что содержание магния в Земле возрастает с глубиной.

Итак, становится ясным еще один процесс развития осадочной оболочки Земли, почему с течением времени в литологическом разрезе стратисферы карбонаты магния вытесняются карбонатами кальция. Этот направленный процесс усложняется ритмами чередования в геологическом разрезе карбонатов и обломочных отложений, отражающими тектонические ритмы Земли.

А. П. Виноградов и А. Б. Ронов описали эволюцию химического состава глин Русской платформы.

Глины присутствуют в отложениях всех геологических систем платформы, в особенности же они преобладают в отложениях рифея, кембрия, триаса, юры, нижнего мела, палеогена и неогена. Для выяснения особенностей изменения химического состава осадочных глин во времени было сделано 202 химических анализа средних проб, составленных по 6804 образцам глин.

Обнаружились следующие изменения. Содержание К уменьшилось от рифейской до третичной эпохи в два раза, а содержание Na поднялось, хотя и слабо (рис. 16). Обогащение древних глин калием объясняется интенсивным выветриванием гидрослюд, которые образуются из первичных слюд и из калиевых полевых шпатов на древней суше, где были большие пространства гранитов и гранитогнейсов, еще не покрытые плащом осадочных пород. Продукты выветривания, обогащенные калием, сносились затем в соседние водные бассейны. Это различие — первичное — и не связано с последующим поглощением растениями калия. Но содержание калия в глинах должно было со временем уменьшиться и под влиянием растительного покрова, который извлекал из глин калий в больших количествах.

Происходит также постепенное увеличение отношения Ca/Mg в глинах Русской платформы. Эта закономерность характерна и для карбонатных пород (см. выше) и она является одним из наиболее общих проявлений эволюции химического состава стратисферы. Кривые отражают и ритмы, накладывающиеся на общее изменение соотношения Ca/Mg. Падает также содержание Al и Fe, что можно отчасти объяснить так же, как падение содержания К. Кривые Al и Fe также обнаруживают отчетливые ритмы.

Итак, химический состав глин изменялся направленно и неповторимо, испытывая и усложняющие этот процесс ритмические изменения. Те же закономерности характеризуют и глины

Северо-Американской платформы. Следовательно, эта закономерность является общей для всей земной поверхности. Она есть часть общей эволюции природы земной поверхности (земной коры, органического мира).

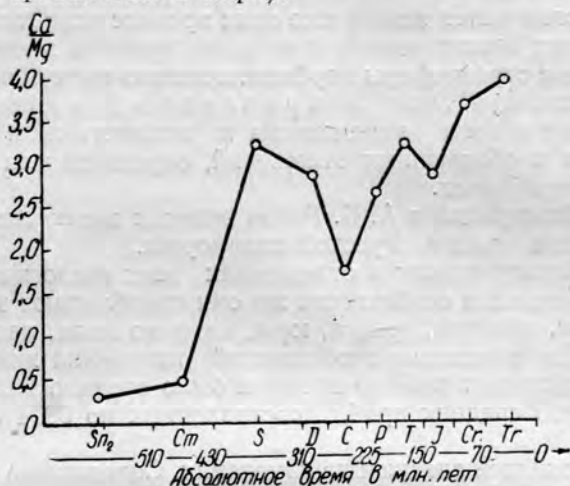


Рис. 16. Изменение во времени отношения Ca/Mg в глинах Русской платформы (по А. П. Виноградову и А. Б. Ронову)

Углекислотное образование. Накопление органического вещества происходило уже в архее. В разрезе архея Балтийского кристаллического щита есть углистые сланцы, углистое вещество представлено графитом. Даже ботнические (архейские) сланцы содержат включения углистого вещества. Протерозойский возраст, возможно, имеют антрацитоподобные шуньгиты, известные по выходам на северном берегу Онежского озера. В верхнепротерозойских свитах западного склона Южного Урала встречаются слоистые отложения, черные от содержания органического вещества²⁸. Число таких примеров, свидетельствующих о накоплении органического вещества в стратифере архея и протерозоя, можно было бы увеличить.

Для нижнего и верхнего силура известны скопления органического вещества водорослевого (сапропелевого) происхождения. Они образуют промышленные запасы горючего сланца — диктионемового и кукерского (Эстония). В среднем девоне образовались первые месторождения углей типа гумитов, состоящие из остатков высшей растительности —

²⁸ См. Л. Лунгерсгаузен. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. «Сов. геол.», 1947, № 18.

псилофитов, барзасские угли Кузнецкого бассейна. Однако девонские угли — это еще ничтожная часть (0,02%) мировых угольных запасов²⁹. Нарастание углеобразования продолжается и в дальнейшем (рис. 17). К нижнему карбону относят 1,52% мировых запасов угля, а к верхнему карбону и перми — 38,1%. Затем следует спад кривой запасов угля и небольшой юрский пик, хотя юрские угли составляют лишь 4% мировых запасов. Наиболее мощный подъем углеобразования относится к новейшему времени — третичному и четвертичному периодам (сюда относят и торф) — 54,4% всех мировых угольных запасов (мировые запасы угля на 1936 г. исчисляли в 7,7 триллиона тонн). Таким образом, первая закономерность, вскрытая приведенными цифрами, заключается в направленности процесса углеобразования, в его нарастании и в течение геологического времени.

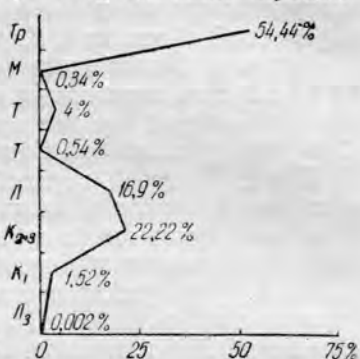


Рис. 17. Распределение мировых запасов углей по системам (по П. Н. Степанову)

Вторая закономерность, которая также следует из вышеприведенных цифр и кривой, заключается в наличии в процессе углеобразования «перепадов» — ритмов. Два основных пика кривой совпадают с двумя орогеническими этапами — герцинским и альпийским. Более ранней — каледонской — вспышки углеобразования (которую можно было бы ожидать по аналогии с двумя вышеупомянутыми вспышками) не было по вполне понятной причине: масса живого вещества в первой половине палеозоя была еще небольшой. Если учесть сделанную оговорку, получается сходство в нарастании процессов накопления угля и углекислого кальция. Ритм обеих кривых один и тот же, пики кривых отражают влияние орогенических эпох.

Зеркальную зависимость имеют ритмы угленакопления и образования красноцветов и железных руд. Максимум углеобразования в кайнозой совпадает с минимумами красноцветообразования и накопления железных руд. Причина этого объясняется выше. Процесс гумификации углей отнимал кислород у окислов железа и у красноцветов.

Третья закономерность развития углей заключается в

²⁹ См. П. Н. Степанов. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре. «Международ. геол. конгр. Тр. XVII сессии, 1937 г.», т. 1. М., 1939.

изменении их пространственного размещения по геотектоническим областям.

Карбон. Угленосные отложения залегают в краевых и внутренних прогибах геосинклинальных областей (Кузнецкий, Донецкий, Карагандинский бассейны и др.).

Пермь. Угленосные отложения переходных областей типа межгорных котловин на подвижной платформе образуют второй тип месторождений, на который приходится 3,7% угольных запасов Союза (Челябинский бассейн и т. д.).

Юра. Третьей группой являются угольные отложения платформ (синеклизы на платформах). Сюда, например, относятся угли Московского и Иркутского месторождений. В целом эти месторождения образуют 40% всех запасов наших углей.

Ю. А. Жемчужников отмечает, что в ходе геологического времени геотектонический режим площадей углеобразования изменился. Это изменение было направленным. Углеобразование подчинялось известной уже нам (на примере железорудообразования) схеме — «от геосинклинали к платформе», т. е. основной тенденции развития земной коры:

1. Средне-верхнекарбовое углеобразование (геосинклинальное) — Донбасс, Кузбасс. Типы углей — каменные, антрациты.

2. Пермское углеобразование (пространство между геосинклиналями и платформой) — каменные и бурые угли (Челябинское месторождение).

3. Юрское углеобразование (платформа). Бурые угли (Черемхово).

Наконец, четвертой закономерностью является изменение первичного состава углей: от сапропелитов к гумитам в зависимости от изменения характера высшей растительности. Например, юрские угли образовались главным образом за счет голосемянных, в том числе хвойных деревьев. Они относительно смолистые.

Таким образом, в образовании угольных месторождений обнаруживаются направленные, осложненные ритмами, изменения.

Все вышеизложенное дает представление о направленно-ритмическом процессе накопления стратисферы на примерах таких ее компонентов, как железные руды, красноцветные толщи, карбонатные, глинистые и угольные отложения.

Мы рассмотрели в этой главе развитие основных форм поверхности Земли и развитие покрова осадочных отложений земной коры, или стратисферы.

В начале нашего века получило удовлетворительное объяснение развитие тектоники, а следовательно основных форм зем-

ной поверхности. Но только за последнее десятилетие установлены закономерности развития осадконакопления, образования стратисферы.

Они представляют собой развитие, т. е. цепь неповторимых направленных изменений. Этому критерию удовлетворяет эволюция и рельефа и стратисферы. Можно сказать, что рельеф земной поверхности и осадконакопление неповторимы.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов В. И. Последние данные по определению абсолютного возраста Земли. «Вопр. космогонии», VI, 1958.

Белов Н. В. Геохимические аккумуляторы. «Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР», 1952, вып. 7.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Бончковский В. Ф. Внутреннее строение Земли. Изд-во «Знание», М., 1955.

Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. «Изв. АН СССР», сер. географии и геофизики, 1942, № 6.

Вернадский В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. Избр. соч., т. I. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., 1959.

Виноградов А. П., Задорожный И. К., Зыков С. И. Возраст Земли по изотопному составу свинцов. «Тр. 1-й сессии Комиссии по определению геологического возраста геологических формаций», М., 1954.

Виноградов А. П. и Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. «Геохимия», 1956, № 2.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород. Сб. «Совещание по осадочным породам», докл. М., 1952, вып. 1.

Войткевич Г. В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Дергунов И. Д. Современное представление о термическом режиме земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геофизич., 1958, № 1.

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей, изд. 2. Углетехиздат, М., 1948.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. «Изв. АН», СПб, 1894, № 1.

Каттерфельд Г. Н. К вопросу о тектоническом происхождении линейных образований Марса. «Изв. Всес. геогр. о-ва», М., 1959, № 3.

Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. «Природа», 1956, № 4.

Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 4.

Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.

Личков Б. Л. Основная закономерность вековых поднятий и опусканий земной коры. «Природа», 1927, № 11.

Личков Б. Л. Об энергетике Земли и причине тектонических явлений. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1954, № 1.

Любимова Е. А. О тепловом режиме Земли. «Тр. Геофизич. ин-та АН СССР», 1955, № 26.

- Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1958, т. XXXIII, № 4.
- Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах. «Изв. АН СССР», сер. геофизич., 1957, № 3.
- Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. «Тр. Ин-та физики Земли АН СССР», 1958, № 3 (170).
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геодиздат, М., 1953.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение Земли. «Природа», 1956, № 7.
- Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. «Вопр. космогонии», VI, 1958.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. II. Изд-во МГУ, 1952.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, М., 1948.
- Муратов М. В. Проблемы происхождения океанических впадин. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, т. XXXII, вып. 5.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. В кн.: «Избр. работы по географии Азии», т. 2. Географгиз, М., 1951.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. «Зап. Узб. отд. Всес. минерал. о-ва», 1955, вып. 7.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1958, № 7.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Госгостехиздат, Л.—М., 1953.
- Сауков А. А. Геохимия, изд. 2. Госгеолтехиздат, М., 1951.
- Сафронов В. С. О росте планет земной группы. «Вопр. космогонии», VI, 1958.
- Стовас М. В. К вопросу о критических параллелях земного эллипсоида. Л., 1950.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., 1947, вып. 73, № 22.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., 1951, вып. 124, № 45.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах (гл. V). Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 6.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. «Природа», 1950, № 9.
- Хлопин В. Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли. «Изв. АН СССР», сер. географии и геофизики, 1937, № 2.
- Шатский Н. С. Фосфорито кислые формации и классификация фосфоритовых залежей. «Совещ. по осадочным породам. Докл.», 1955, вып. 2.
- Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов, 1957.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Leipzig, 1885—1909.

РАЗВИТИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Основные понятия. В. В. Докучаев называл почву зеркалом ландшафта. Со времен работ Докучаева стало очевидным, что почвенный покров отражает воздействия других компонентов природы. Поэтому изучение развития почв представляет для нас двойное значение. Весьма важно установить закономерности развития древних почв и необходимо ввести коррективы в наши представления о развитии других составляющих компонентов природы земной поверхности. Однако восстановление истории развития почв представляет задачу, в целом несомненно невыполнимую. Самое большое, на что сейчас можно претендовать, — это установление некоторых закономерностей развития коры выветривания.

По мнению Б. Б. Польнова, к зоне коры выветривания можно отнести верхний слой литосферы мощностью около $0,5 \text{ км}^1$. Советские геохимики В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман относили к коре выветривания еще более значительный (до 8 км) поверхностный слой литосферы.

Но большинство исследователей теперь считает, что кора выветривания — это поверхностный слой коренных пород, измененный физико-химическими и биологическими процессами, и что мощность коры выветривания сравнительно невелика. Она составляет несколько десятков метров, самое большое — $100—200 \text{ м}$. Кора выветривания Урала, изученная очень хорошо², имеет мощность от $25—80$ до 200 м .

Очевидно, что почва представляет собой наиболее поверхностную часть коры выветривания. Когда разделяют понятия «почва» и «кора выветривания», отмечают морфологические особенности первой в виде отдельно выраженных почвенных горизонтов и особенно подчеркивают влияние биологических процессов в образовании почвы.

¹ См. Б. Б. Польнов. Кора выветривания, ч. 1. Л., 1934, стр. 31.

² См. И. И. Гинзбург. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 1.

Общей постановкой вопроса о почвах, как об исторических телах, мы обязаны В. В. Докучаеву. Докучаев поставил вопрос о связи между возрастом почв и возрастом рельефа и материнской породы. Эту связь Докучаев иллюстрировал на примере почв, сформировавшихся за 700 лет на стенах Староладожской крепости.

Идеи Докучаева были развиты С. С. Неуструевым, В. Р. Вильямсом и Б. Б. Полюновым.

С. С. Неуструев обратил внимание на пестроту почвенного покрова молодых равнин — Западно-Сибирской и Прикаспийской низменностей. Он сопоставил пестроту почвенного покрова с молодостью отложений и поверхностью этих равнин. Лишь после того, как эрозия упорядочивает рельеф, почвенный покров становится и однообразнее и устойчивее. Местные геоморфологические условия стираются, почва больше гармонирует с климатическими условиями.

Таким образом, С. С. Неуструев мог констатировать, что почвенные типы представляют собой функцию не только их современного географического положения в современных геоморфологических и климатических условиях, но и выражение определенной стадии развития почв.

Эти мысли были с большой категоричностью высказаны В. Р. Вильямсом в работе о первичном и о едином почвообразовательном процессе. Вильямс рассматривал почву не как статическую систему, типы которой существуют одновременно в разных условиях земной поверхности. Он рассматривал почву как систему динамическую, проходящую ряд стадий развития. Эти стадии образуют звенья единого процесса развития, единого почвообразовательного процесса. Пестроту современного почвенного покрова, которую так хорошо отражает почвенная карта, Вильямс понимал в этом историческом аспекте, — как результат развития почв, достигшего различных стадий в зависимости от местных условий.

«Почвенные зоны и типы почв, которые различаются в почвоведении, лишь статические моменты единого колоссального по длительности и протяженности динамического процесса», — писал В. Р. Вильямс.

Он рисовал картину того, как в процессе своего развития и почвы и весь ландшафт испытывают глубочайшие изменения: лес подготавливает торжество степи.

В. Р. Вильямс различал три главные смены почв и ландшафтов, три периода единого почвообразовательного процесса: подзолообразовательный — дерновый — степной периоды. Дерновый период почвообразования, по Вильямсу, занимает центральное место в эволюции почв и разделяется на три последовательные стадии: луговую — болотную — черноземную.

Необходимо отметить, что представление о развитии почв, разработанное В. Р. Вильямсом и его учениками, имеет и существенные недостатки. Один из них заключается, во-первых, в том, что все три периода почвообразования В. Р. Вильямс относит к послеледниковому времени. Между тем почвы несоизмеримо древнее. Во-вторых, предусматривается единственная последовательность смены почв без учета местного своеобразие развития природы. В-третьих, конечной стадией (периодом) развития почв считается степной период. Получается, что и с у ш е н и е — неизбежная судьба географического ландшафта. Это, конечно, совершенно неверно.

Учение Б. Б. Полюнова о коре выветривания. Познакомимся с таблицей «Миграционные ряды элементов», составленной Б. Б. Полюновым (1948):

Т а б л и ц а 5

Миграционные ряды элементов	Состав рядов миграции	Показатель порядка величины миграции
I. Энергично выносимые	Cl, Br, I, S	$2n \cdot 10^1$
IIa. Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K	$n \cdot 10^0$
IIб. Подвижные	SiO ₂ (силикатов), P, Mп	$n \cdot 10^{-1}$
III. Инертные (слабо подвижные)	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
IV. Практически неподвижные)	SiO ₂ (кварца)	$n \cdot 10^{-5}$

Миграционная способность полуторных окислов алюминия и железа в сотни и в тысячи раз меньше миграционной способности хлоридов и сульфатов.

Различная миграционная способность химических соединений создает зональную картину распределения почв и вод, зависящую от зонального распределения факторов выветривания и выноса, — от солнечного тепла и осадков. Поэтому хлориды и сульфаты могут еще удерживаться и накапливаться в почве пустынь в условиях крайнего недостатка влаги, карбонаты накапливаются в лёссах и в почвах степей и лесостепей, в черноземах. Что же касается почв влажных зон Земли — умеренной, с одной стороны, влажных тропиков и экваториальной — с другой, то в них возрастает относительное содержание малоподвижных полуторных окислов кремния, алюминия, железа. Это будут с и а л л и т ы, если в них много кремния (силиция), железа и алюминия, и, наконец, а л л и т ы

(красноземы), если в них преобладает наименее подвижный алюминий. Накопление этих соединений характерно, как известно, для подзолистых почв (орштейн) и для красноземов.

Б. Б. Польшов писал, что остаточные, т. е. типично элювиальные, продукты выветривания могут пережить четыре фазы: 1) фазу выщелачивания хлоридов и сульфатов; 2) фазу выщелачивания щелочных и щелочноземельных оснований и карбонатов; 3) сиаллитную фазу остаточных глин, теряющих часть кремнезема, и 4) фазу выщелачивания кремнезема силикатов и накопления полуторных окислов и кварца, т. е. аллитную фазу.

Продукты аллитного выветривания представляют элювиальные образования, связанные с накоплением только остаточных продуктов выветривания без участия соединений, принесенных со стороны; они представляют последнюю фазу химического выветривания, свойственную наиболее древним продуктам выветривания и наиболее интенсивному процессу выветривания. Согласно же общепринятому воззрению, продукты аллитного выветривания—красноземы, или латериты—свойственны странам влажного, жаркого (тропического) климата, независимо от их возраста и истории развития.

Возраст коры выветривания определяет тип коры выветривания. Польшов обосновывает это следующим образом. Типичная аллитная кора выветривания приурочена к древнейшей суше (Индостан, бассейн Конго, бассейн Амазонки). На Мадагаскаре латеритизованы лишь древние породы кристаллического массива. Молодые четвертичные вулканические породы и современные лавы не обнаруживают признаков латеритизации. В Аджарии и других районах красноземная кора выветривания отсутствует на низкой террасе, как на слишком для этого молодой. Типичный латерит всегда связан с водоразделами.

Итак, резюмирует Польшов, «типичные формы накопления аллитных продуктов выветривания связаны, во-первых, с условиями интенсивного процесса химического выветривания, во-вторых, с чрезвычайной длительностью этого процесса и, в третьих, с геоморфологическими условиями, исключаящими приток растворов со стороны». Следовательно, не только возраст, но климат и геоморфология также являются факторами развития коры выветривания. Нужно, конечно, подчеркнуть, что климат, согласно взглядам Польшова, не только не отбрасывается, но что он играет чрезвычайно важную роль, так как от него (температура, влага) зависит скорость выветривания. Латеритная кора выветривания, по Польшову, «всегда остаточная, но не аккумулятивная, и поэтому она характерна для элювия водоразделов, но не делювия скло-

нов, пролювия предгорных равнин или, тем более, аллювия террас или пойм»³.

Неправильно, однако, считать, что аллитный процесс приурочен только к определенному климату: его тенденция обнаруживается не только в тропических, но и в горных субальпийских странах (субальпийские районы Южной Осетии); следовательно, нет полной связи латеритов с определенной климатической обстановкой.

Кроме остаточной, Польшов выделяет еще и аккумулятивную кору выветривания. Ее нужно искать внизу — на делювии и пролювии, на аллювии и озерных отложениях.

Типичной аккумулятивной корой выветривания является хлоридно-сульфатная кора выветривания, характерная, например, для бессточных впадин Гоби, где она образуется в постоянных или временных озерах, являющихся не только водосборами, но и солесборами, так как элювий водоразделов теряет в процессе выветривания легкорастворимые хлориды и сульфаты, превращаясь сам в остаточный карбонатный элювий, а вынесенные из него хлориды и сульфаты аккумулируются во впадинах. Это явление характерно для большинства степей и пустынь вообще. Хлоридно-сульфатная аккумуляция в конце концов достигает и морских бассейнов, хлориды и сульфаты выносятся в океан. Но и хлоридно-сульфатная аккумуляция не всегда связана с климатом пустынь и степей. Она обнаружена, например, в устье р. Риони, в Центральной Норвегии и в устье р. Енисей. Мы уже останавливались по существу на этих процессах в главе третьей, когда писали об осадкообразовании — осаждении карбонатов, железа, магния, вынесенных с суши и отложенных на дне древних океанов.

Польшов указывает на факт значительного обогащения лёсса кальцием, что также есть результат не только климатических, но и геоморфологических условий, способствовавших выносу кальция из отложений моренных областей. Особенно резко этот вынос и аккумуляция выражены в лёссовых пролювиальных толщах в Северной Монголии, где карбонатные и бескарбонатные отложения нередко находятся рядом и связаны с изменением рельефа, а не климата.

Таким образом, карбонатная аккумулятивная кора выветривания занимает определенное гипсометрическое положение: выше хлоридно-сульфатной, но ниже спаллитной аккумулятивной коры выветривания. Последняя, т. е. выщелоченные до бескарбонатного состояния глинистые отложения, одевает склоны

³ Б. Б. Польшов. Географические работы. Географгиз, М., 1952, стр. 373.

средневысотных гор Европы, северо-востока Азии и водоразделы; сюда относится и наша моренная область.

Итак, кора выветривания образуется в двух различных формах: остаточной (элювий) и аккумулятивной. Форма коры выветривания, по Б. Б. Полюнову, зависит прежде всего от рельефа и времени (рис. 18).



Рис. 18. Формы коры выветривания (по Б. Б. Полюнову)

Зависимость коры выветривания от рельефа настолько тесна, что она может служить ключом для восстановления геоморфологических условий прошлого и направления движений земной коры. Встретив плато с хлоридно-сульфатной аккумулятивной корой, мы должны прийти к заключению, что раньше на этом месте была депрессия; обнаружив в бессточной впадине сиаллитную кору, лишенную более подвижных продуктов, можно сделать вывод, что здесь прежде было поднятие и только впоследствии оно сменилось погружением.

Различная миграционная способность соединений кальция, железа и кремния иллюстрируется также разрезами молодых, последниковых отложений. В. Н. Сукачев отмечал, что в озерных отложениях Среднего Урала карбонатный сапропель лежит под кремнеземным. В Швеции карбонатный сапропель обычно покрыт озерной железной рудой. И там и здесь, следовательно, можно видеть, что кальций, как более подвижный элемент, вымывался и отлагался раньше, чем малоподвижные кремний и железо.

Заканчивая изложение взглядов Б. Б. Польшова, подчеркнем, что главным условием корообразования он считает историю образования коры выветривания.

Эту концепцию Б. Б. Польшов впервые выдвинул, исследуя в 20-х годах природу Монголии. Вот одна из частных иллюстраций к вышесказанному:

«Многообразны и сложны вопросы изучения гобийской коры выветривания... — писал Польшов. — Уже в настоящее время как будто намечается, что широкая полоса, проходящая в меридиональном направлении и охватывающая комплекс степных почв Западной Азии, на изучении которой в значительной степени создавались наши представления о каштановых, бурых почвах, сероземах и соответствующих зонах, не является в действительности областью типичного формирования зональных форм почв. Один из необычайно ярких признаков этой полосы—ее высокая гипсоносность, и некоторые свойственные ей формы гипсовых отложений представляют, по-видимому, результаты не общезональных, а местных условий. «Местных», понятно, в том широком смысле слова, который объединяется особенностями историко-геологических условий обширной области Западно-Сибирской впадины, арало-каспийских и примыкающих к ним стран. Иной и противоположный характер в этом отношении обнаруживает другая меридиональная полоса: Забайкалье, Северная Монголия и Северная Гоби»⁴.

Итак, в основе взглядов Б. Б. Польшова лежит различие в скорости миграции элементов коры выветривания, которые перемещаются в водных растворах. Поэтому большое значение приобретают география и геохимия поверхностных и приповерхностных вод. Представление о них дают работы Г. А. Максимова, и в частности составленная им карта химизма поверхностных вод, относительно которой Польшов писал, что она представляет копию мировой почвенной карты, что подчеркивает зависимость вод от почв и коры выветривания, содержащих эти воды.

Г. А. Максимович различает гидрохимические фации рек, т. е. участки русел, вода которых характеризуется одинаковыми гидрохимическими условиями, одинаковым составом растворенных веществ⁵. Таких фаций Максимович различает 47, но объединяет их в пять крупных групп — формаций. Формации эти следующие: 1) кремнеземная, 2) кальцие-

⁴ Б. Б. Польшов. Ландшафты Северной Гоби. В кн.: «Геологические работы». Географгиз, М., 1952, стр. 352 (разрядка наша. — К. М.).

⁵ См. Г. А. Максимович. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1943, т. 75, вып. 1.

вая, 3) гидрокарбонатная⁶, 4) сульфатная и 5) хлоридная. Каждая следующая формация в этом перечне характеризуется большей растворимостью преобладающих в ней соединений, чем предыдущая формация вод. Чем более растворимо соединение, тем, естественно, концентрация водного раствора может быть больше. Кремнезем встречается в очень слабой концентрации, а в водах, наиболее богатых растворимыми веществами, преобладает хлористый натрий.

А. И. Перельман изложил представление о типоморфных элементах ландшафта, т. е. о таких химических элементах, или их ионах, которые создают существенные элементы ландшафта. Типоморфность определяется не просто присутствием элементов в водах, коре выветривания, почвах и растительности. Важна их подвижность, миграционная способность, обеспечивающая типоморфным элементам участие в процессах формирования ландшафта и способность аккумуляции в различных природных телах. Примерами типоморфных химических элементов ландшафта могут служить: водородный ион, создающий среду, характерную для зоны тайги (кислая среда: щавель, кислица); кальций — типоморфный элемент для степной зоны; натрий — для солончаковых ландшафтов.

Отметим, что классификация Б. Б. Польшова, различающего только две формы коры выветривания — остаточную и аккумулятивную, — не является единственной. По возрасту Польшов выделяет три типа коры выветривания: ортоэлювий, параэлювий и неоэлювий (самый молодой). И. И. Гинзбург (1957) различает семь типов коры выветривания. Среди них он выделяет остаточные и инфильтрационные коры; последние отчасти аккумулятивные, в понимании Польшова. Таким образом, классификации Гинзбурга и Польшова не находятся в противоречии друг с другом.

Проблема связи коры выветривания с рельефом и климатом. Как мы уже видели, Б. Б. Польшов не придает решающего значения климату в образовании той или иной формы коры выветривания.

Красноземный остаточный элювий требует для своего образования не только определенной климатической обстановки, но и большого запаса времени. Такая кора могла образоваться только на поверхности древних пород и на поверхности древнего рельефа. Но при прочих равных условиях наиболее длительно формируется эрозийная равнина, или пенеплен. Поэтому можно даже априорно предполагать связь красноземов с пенепленами.

⁶ Гидрокарбонаты (бикарбонаты, например NaHCO_3) растворимы лучше обычных карбонатов.

даже превращен в пластичную глину. Точно так же кора выветривания на кристаллическом основании была обнаружена в трех скважинах, заложенных в г. Калуге. В районе Калужского тектонического поднятия каолиновая кора залегает на глубине 1035—1062 м от поверхности, на гнейсах. Она перекрыта осадочными отложениями докембрия и поэтому ее можно считать докембрийской. Она обогащена полуторными окислами алюминия (до 21%) и железа (до 17,4%). Кора выветривания сиаллитного типа найдена и в других точках на кристаллических породах Русской платформы: в Подолии и на севере Русской равнины.

Красноземная кора выветривания известна из отложений различных геологических периодов: из кембрийских отложений (Саяны), Салаира (силур — девон), Урала (девон), из карбоновых (Ленинградская область), мезозойских и кайнозойских отложений. Докембрийские бокситы превратились в залежи корунда⁷.

Для каменноугольной коры выветривания Русской равнины характерна связь с равнинным рельефом. Правда, равнинные условия господствовали здесь уже с конца протерозоя. Связь коры выветривания с рельефом очень тесная. Замечательно, что соотношения повышений и понижений сохранились и поныне в таком же виде. Поэтому геологи указывают даже, что эти высотные соотношения могут служить поисковым признаком. В Тихвинском районе в зависимости от гипсометрического положения выделяются фации: озерно-болотная (угли) в понижениях и наземно-континентальная (кора выветривания) — на повышениях рельефа. Озерно-болотная фация развивается в наиболее глубоких депрессиях верхнедевонского рельефа. Она представлена углистыми глинами с тонкими прослойками угля, глинами с железистыми конкрециями. Все поиски латеритов оказываются здесь безрезультатными. Наземно-континентальная фация развивалась на повышенных частях верхнедевонского рельефа. Эта фация представлена почти исключительно латеритами (рис. 19).

Лучше всех других изучена область распространения коры выветривания на Урале. По Г. В. Вахрушеву, на

⁷ См. Л. Б. Рухин. Основы литологии, 1953, стр. 89.

Бокситы и латериты представляют собой породы, обогащенные алюминием, так называемые аллиты. В бокситах Al_2O_3 —30—60%, Fe_2O_3 —5—50%, SiO_2 — до 15%. Например, в бокситах месторождения «Красная шапочка» на Урале Al_2O_3 содержится 54,95—61,47%, Fe_2O_3 —14,34—26,25%, SiO_2 —1,09—6,62% («Неметаллические ископаемые СССР», т. 2, 1943, изд. АН СССР). Под названием латеритов понимают обыкновенно собственно кору выветривания, а бокситами называют скопления глинозема в результате его переноса и осаждения.

Южном Урале имеется много горизонтов коры выветривания на породах различного возраста — протерозойских, нижнепалеозойских, девонских, карбоновых, пермских (различные ярусы), мезозойских и третичных. Это — ярко окрашенные неслоистые глины, глинистые пески, охристые

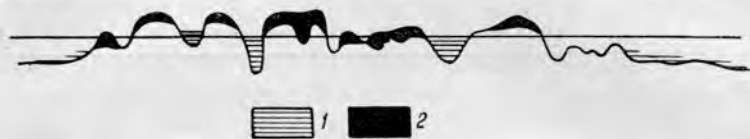


Рис. 19. Залегание огнеупорных глин (1) и бокситов (2) Ленинградской области в зависимости от геоморфологических условий, унаследованных от девонского периода (по А. П. Волкову)

руды, обогащенные окислами железа, алюминия, кремнеземом и карбонатами. Мощность коры — 10—30 м. Можно до некоторой степени сравнивать ее с красноземами тропических и субтропических стран. Для Среднего Урала Е. Н. Щукина отмечает, что выветривание не достигло латеритной или аллитной формы, а только — сиаллитной (каолины). Выветривание протекало в триасе и позднее (до миоцена).

Исследования коры выветривания Урала в связи с его геоморфологическим развитием подтверждают теснейшую связь между пенеппенизацией рельефа Урала и образованием коры выветривания. Мезозойская кора выветривания Урала фиксирует его пенеппенизированный рельеф. Е. Н. Щукина пишет: «Основные массы образований коры выветривания сформировались на Среднем Урале в мезозое... рельеф Среднего Урала того времени представлял пологонаклонную от Уральского хребта на восток равнину на месте сnivelированной горной страны»⁸ (рис. 20).

Кора выветривания Алтайского края (Е. Н. Щукина, 1956) встречается довольно широко на предгорной равнине. Небольшие пятна ее сохранились в горах на высоте до 2200 м. Она образовалась на поверхности палеозойских пород и гранитов и погребена под толщей третичных и четвертичных отложений в 150—200 м мощностью. Древняя кора выветривания представлена пестрыми и охристыми каолиновыми глинами мощностью от 0,5 до 35 м. Кора выветривания образует два горизонта. Оба горизонта дислоцированы. Кора выветривания широко распространена также в Кузнецком Алатау и Салаирском хребте. Встречается древняя каолино-

⁸ Е. Н. Щукина. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1946, т. XXI (5), стр. 79 и 80.

В. пермь



Надвиг сакмарской зоны

В. триас



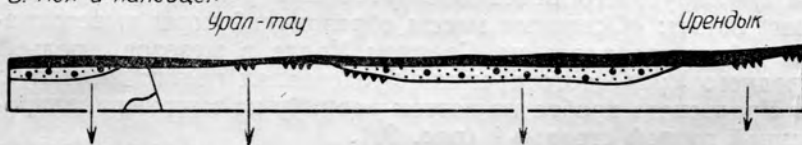
Начало юры



Н. мел



В. мел и палеоцен



Конец палеогена



В. трет.-четв.



Рис. 20. Развитие рельефа южной части Южного Урала (по А. В. Хабакову)

вая и обогащенная кремнеземом кора выветривания на выровненном рельефе Горного Алтая, где она перекрыта озерными третичными отложениями. Она лишь позднее была поднята на большую высоту тектоническими глыбовыми движениями.

Древняя кора выветривания переходит на Алтае в бурые угли юрского времени; она перекрыта палеогеновыми отложениями, но признаки каолинового выветривания встречаются и в самих палеогеновых отложениях. Процессы выветривания здесь продолжались, то усиливаясь, то ослабевая, в течение всей мезозойской эры и до конца третичного периода. Кора выветривания образовывалась и в верхнем плиоцене.

Древняя кора выветривания широко распространена в Казахстане и сохранилась на участках древней поверхности выравнивания, на породах палеозоя и докембрия. Местами она погребена под юрскими, третичными и четвертичными отложениями. Кора выветривания разделяется на горизонты. В общем она аллитного типа и обогащена каолином и отчасти окислами железа. Кора выветривания северо-западного Казахстана образовалась в мезозое (в триасе, начале юры) и в третичном периоде (олигоцен). К началу мезозойской эры эта территория превратилась в платформу, в конце триаса — в почти равнину, на которой господствовали интенсивные процессы выветривания. Предполагается, что климат был на границе верхнего триаса — нижней юры и в палеоцене — нижнем олигоцене субтропический, влажный. В эоцене климат был сухой, в верхнем олигоцене — умеренный, влажный, в миоцене — сухой. В плиоцене начинается поднятие области и размыв древней коры выветривания. В Центральном Казахстане (Восточная Бетпак-Дала, Южный Улутай) кора выветривания, по К. В. Никифоровой, эоценовая и олигоценная.

Общие замечания о развитии коры выветривания. Как мы видели, Б. Б. Полюнов и его ученики разработали стройную теорию развития коры выветривания в зависимости от ее возраста, рельефа и климата. В развитии аккумулятивной и в особенности остаточной-элювиальной коры выветривания выделяется ряд стадий (типов), или форм, различного относительного возраста. При одинаковых прочих условиях исследователь, руководствуясь этой концепцией, получает возможность предполагать, что аллитная кора старше сиаллитной, а последняя старше карбонатной коры выветривания. Выдающееся значение этой концепции неоднократно подчеркивалось выше, однако для разделения типов коры выветривания по их относительному, но не абсолютному (геологическому) возрасту. Для установления абсолютного воз-

раста коры выветривания необходимы геологические методы. Пока удалось установить следующее:

1. Каолиновая (сиаллитная) кора выветривания образовывалась уже в докембрии. С широким ее развитием связана миграция железистых растворов в океаны и образование морских осадочных железных и марганцевых руд протерозоя, о чем говорилось в предыдущей главе.

2. Остаточно-элювиальная кора выветривания связана с платформенным режимом земной коры и с выровненными поверхностями — пенеппенами.

3. Остаточно-элювиальная кора выветривания аллитного и сиаллитного типов как теперь, так и прежде возникала в результате интенсивного выноса сравнительно хорошо подвижных элементов. Этому, как и теперь, конечно, могли только способствовать теплые и влажные условия климата. Однако эти условия могли быть не в той же самой мере обязательными, как в настоящее время. Процессы выветривания в докембрии — палеозое, вероятно, протекали более интенсивно, чем теперь, так как выветриванию подвергались свежие кристаллические породы. Грунтовые воды были агрессивнее, поскольку содержание углекислого газа в атмосфере и в воде превышало современное его содержание. В океане, также обогащенном CO_2 , соединения кальция, железа, марганца и магния растворялись лучше и поэтому свободнее мигрировали. Поэтому на основании одного только распространения палеозойской и докембрийской коры выветривания на 50—60 градусах широты в Евразии неправильно было бы делать вывод о распространении в этих широтах в палеозое — протерозое жаркого и влажного климата. Мы видели также (глава третья), что образованию красноцветов сначала способствовало слабое развитие органической жизни, а позднее связанные с ней окислительные процессы мертвой органической массы вызвали изъятие кислорода из окисных соединений железа красноцветов. Напомним также, что в океанических условиях климата островов Тасмании и Новой Зеландии красноцветы образуются на 40° ю. ш. и что в Евразии это явление также локально связано с районами более высокой увлажненности. В настоящее время континентальные условия выражены в Евразии исключительно резко. В мезозое и палеозое, судя по распространению морей и суши, могли существовать и более морские условия, стимулировавшие образование красноземной (аллитной) и сиаллитной коры выветривания.

Все это заставляет нас пока осторожно относиться к предположению, что субтропический и тропический климаты распространялись так далеко к северу (и югу) от современ-

ных границ субтропической и тропической климатических зон, как это можно было бы предположить по положению границы распространения красноцветной коры выветривания.

Мы еще вернемся к этому вопросу в главах шестой и восьмой настоящей книги.

Развитие почв. В отличие от коры выветривания, которая известна и для древнейших геологических периодов истории Земли, почти все изученные древние почвы молоды, они — четвертичного возраста. Но до последнего времени изучение и этих древних почв с применением современных методов исследования почти не производилось. Очень часто исследователи ограничивались беглыми полевыми морфологическими описаниями и почти не прибегали к аналитической камеральной обработке собранных образцов.

Каждая почва, как и вообще любой компонент природы, имеет определенный возраст, каждая почва до известной степени древняя и в современных почвах удается находить следы древнего, реликтового почвообразования. В этом заключается одна из задач изучения развития почв. Вторую группу древних почв образуют ископаемые почвы, погребенные под более или менее значительной толщей четвертичных отложений. В этих почвах процессы современного почвообразования не выражены, сохранились лишь до известной степени следы древнего почвообразования.

Некоторые методические указания для изучения погребенных почв недавно сделала М. А. Глазовская. Она подчеркивает необходимость изучения древних почв с применением современных методов и предостерегает от поспешных выводов, основанных только на схематическом полевом описании древних почв. Так, например, ею исследованы погребенные почвы высокой террасы р. Оки. Оказалось, что на повышениях древнего рельефа развиты подзолистые почвы, а в понижениях — подзолисто-глеевые и иловато-болотные почвы, а в одном из пунктов была обнаружена черноземовидная луговая оглеенная почва с обильными известковыми конкрециями, синхронная с предыдущими типами почв. Если не учитывать подобные местные фациальные переходы почв, легко прийти к ошибочному выводу, что каждая из описанных местных почвенных разностей свидетельствует о различных климатических условиях (от лесо-тундровых до степных) что, конечно, неверно.

Приведем краткое описание подзолисто-глеевой почвы из обнажения р. Оки у с. Ясаково Рязанской области. Эта почва подстилается безвалунными суглинками, залегающими на морене днепровского оледенения, а покрывается безвалун-

ными суглинками мощностью около 3 м, и выше — лёссовидными карбонатными породами.

В погребенной почве, по описанию М. А. Глазовской, выражены такие горизонты: A_0 (0 — 10 см); A_2 (10 — 15 см) — подзолистый; В (25 — 65 см) — ожелезненный с кротовиной; Bg (65 — 100 см) — оглеенный сизый суглинок с охристыми пятнышками, и G (100 — 170 см) — суглинок тяжелый, сизый, с образованиями типа кротовин. В результате проделанных химических анализов и определения характера распределения по горизонтам полуторных окислов, гумуса, илстой фракции и т. д. было установлено наличие на днепровской морене древней сильно оподзоленной глеевой почвы.

Ископаемые почвы широко распространены в лёссах, где они изучаются и описываются в течение более 30 лет В. И. Крокосом, П. К. Заморием и другими исследователями. Этим почвенным горизонтам часто приписывают важное стратиграфическое значение и в большинстве случаев относят их к межледниковым эпохам. К сожалению, имеется еще мало аналитических характеристик ископаемых почв и для наших лёссовых районов. Данные, полученные В. П. Гричуком для Приазовья, показали повышенное содержание пыльцы деревьев в гумусовых горизонтах лёссов, что указывает на частичную облесенность степи, и действительно легче всего ассоциируется с условиями межледниковых эпох.

Имеется также много данных о реликтовых чертах почвообразования в современных почвах.

Наиболее велико в этом отношении значение проблемы лёсса. Лёсс — это кора выветривания, но его особенности тесно связаны с почвенными процессами. В соответствии с закономерностями миграции химических элементов, установленными Полюновым, карбонатность лёссов является следствием той относительной континентальности климата и скудности почвенных вод, которая характерна для обширных пространств Евразии начиная с конца третичного периода и до настоящего времени. Лёсс представляет собой образование, связанное с глубоким процессом охлаждения и усиления континентальности климата, характерного для средних (умеренных) широт Евразии и Северной Америки. В дальнейшем (см. главу восьмую) эти условия мы будем называть «великим остепнением» равнин Евразии. Эта физико-географическая обстановка развивалась в условиях климата, становившегося все более континентальным в ледниковые эпохи. Какова бы ни была материнская порода лёсса, она неизменно получала общий лёссовый колорит под влиянием континентального климата и соответствующего ему геохимического режима коры выветривания.

Л. С. Берг и И. П. Герасимов особенно подчеркивали, что нельзя видеть в лёссах отложения, не затронутые почвообразованием. Лёсс — характерный продукт выветривания пород в степном климате, с чем связано и накопление карбонатов в лёссах (см. выше). Процессы выветривания в лёссовой толще протекали непрерывно, по мере ее аккумуляции. Временами, в благоприятных местных условиях, они фиксировались в виде вполне развитых почв. Число горизонтов последних может меняться от места к месту в зависимости от местных особенностей условий почвообразования, прежде всего — рельефа.

В связи с наблюдающимся большим интересом к лёссам стали появляться упоминания и о древних дочетвертичных лёссах. Такие указания могут иметь большой палеогеографический интерес, когда они перестанут быть единичными. Л. С. Берг упоминает о верхнепротерозойском лёссе Китая, лёссах в пестроцветах казанского яруса, лёссах в нижнем триасе Донецкого края. Плиоценовый лёсс Г. Ф. Лунгерсгаузен указывает в Приднепровье, на кучурганских отложениях Днестра. Он же отмечает пылеватые кварцевые отложения, напоминающие лёсс в древних свитах (протерозой — нижний палеозой) Башкирского Урала.

Реликтовые черты почвообразования изучались особенно широко в связи с проблемой деградации и регрессии черноземов. Они также констатировались в подзолистых почвах Западной Сибири, в почвах Большеземельской тундры и в последнее время — на равнинах Средней Азии.

В качестве примера следов реликтового почвообразования приведем данные о реликтовых чертах черноземных почв, указанных Е. А. Афанасьевой.

Еще В. В. Докучаев предполагал луговую стадию развития черноземов в связи с избытком озер, соленых на юге и юго-востоке и пресных на севере — в конце ледникового периода. Затем наступило постепенное осушение озер, значительное накопление торфа и образование почв. В. Р. Вильямс тоже выделял луговую стадию дернового типа почв, предшествовавшую черноземной стадии.

В районе Стрелецкой степи, к югу от Курска, четвертичные отложения представляют собой водные отложения. Это — лёссовидные отложения мощностью от 2,5 до 8 м. Мощность верхнего глинистого слоя около 2 м. Он обычно полностью захвачен процессами почвообразования, нижний же слой слоистый и похож на ленточные отложения. При сравнении химического состава бескварцевой части лёссовидного суглинка и морены видно, что лёссовидные породы обогащены глинистыми минералами, продуктами распада поле-

вых шпатов, т. е. они значительно более выветрелые, чем монтмориллонит; кальций в них присутствует в виде углекислого кальция. Происхождение углекислого кальция, как пишет Афанасьева, следующее: он аккумуляровался в озерных наносах из грунтовых вод в период высокого стояния последних, а грунтовые воды были обогащены карбонатами из меловых пород. Водный бассейн, в котором откладывались описываемые наносы по мере отступления ледника, постепенно мелел. Но после спада вод бассейна грунтовые воды некоторое время стояли еще достаточно высоко. В эту луговую стадию происходило обогащение верхних слоев лёссовидной толщи карбонатами за счет испарения карбонатных вод. Этот вывод следует из того, что содержание углекислой извести в черноземах Стрелецкой степи оказывается во много раз (в 32 раза) больше, чем в породе; этот вывод подтверждает и характер распределения карбонатов. В самом черноземе CaCO_3 хотя теперь и мигрирует, но сверху, и он не опускается ниже границы почвенного профиля. Наоборот, в луговую стадию восходящие токи в теплый сезон года могли поднимать много карбонатов к верхней границе вскипания, где и находится карбонатный максимум. Этот запас карбонатов в почве, который черпался из грунтовых вод в фазу их высокого стояния (луговую фазу), представляет реликтовую черту черноземов. Поэтому карбонатов в черноземах Стрелецкой степи так много и карбонатный горизонт «висячий», т. е. оторванный от породы. По предположениям Е. А. Афанасьевой, луговая стадия длилась около 2000 лет, а вся черноземная стадия — около 300 000 лет (т. е. в течение большей части четвертичного периода).

Заключительное замечание о развитии почв. Нынешнее состояние вопроса заставляет ограничиваться вышесказанным. Еще не наступило время для восстановления истории развития почв на примерах почв даже четвертичного периода. Однако важность этой проблемы ясна. Примитивные методы описания ископаемых почв заменяются современной методикой их изучения.

Мы уже писали, что первым, кто поставил очень резко вопрос о важности изучения происхождения и развития почв, был В. Р. Вильямс. Этой проблеме посвящен очерк «Развитие первичного почвообразовательного процесса»⁹.

Е. И. Шилова справедливо указала, что В. Р. Вильямс рассмотрел только начало почвообразовательного процесса и его послеледниковую стадию. Между тем почвы существовали в течение всей геологической истории земной поверхности.

⁹ В. Р. Вильямс. Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения, изд. 3. М., 1936. См. также Избр. соч., т. 2, М., 1949.

Например, почвы юрского периода, представлявшие субстрат для покрова первых покрытосемянных растений, вероятно, напоминали современные почвы под лесами Талыша и Колхиды, в том числе подзолистые, подзолисто-болотные и болотные разновидности почв. Следовательно, подзолообразование, как тип почвообразования, является одним из самых древних. Н. В. Шабаров еще в 1928 г. изучил юрские болотные почвы Азербайджана. Они представляют собой пласты глинистой или песчано-глинистой породы, более темной сверху и более светлой внизу. Темная окраска зависит от концентрации органического вещества. Пласты глины переходят кверху в уголь. Юрские почвы пронизаны следами вертикальной корневой системы. Они достигают мощности от 0,4 до 2,0 м. Примерно тот же вывод должен быть справедлив и для степных почв, хотя они несколько моложе, поскольку травяная растительность широко распространяется только с начала третичного периода. Ф. С. Соболев обращал внимание на то, что типы примитивной растительности образовались ранее, а соответственно и связанные с ними типы почв. С этой точки зрения, древнейшие — примитивные (но не гундровые, конечно) почвы, возникшие под мхами и лишайниками. Несколько моложе их должны быть подзолистые почвы под хвойными лесами; наиболее молодыми являются почвы под злаково-полевой растительностью степей. Эти почвы — черноземные, каштановые и бурые — не могли получить широкого распространения ранее чем образовалась растительность степей умеренных широт Евразии, т. е. раньше третичного периода. И. П. Герасимов показал, что плодородие почв исторически развивалось на протяжении многих геологических периодов, по мере того как развивался и растительный покров суши.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева Е. А. К вопросу о происхождении и эволюции черноземных почв. «Почвоведение», 1946, № 5.
- Берг Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. В кн.: «Климат и жизнь». Географгиз, М., 1947.
- Вильямс В. Р. Развитие первичного почвообразовательного процесса. Избр. соч., т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. «Тр. Ин-та географии АН СССР», 1946, вып. 37.
- Герасимов И. П. Палеогеографическое значение учения В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. «Проблемы физической географии», 1951, № XVI.
- Герасимов И. П. и Глазовская М. А. Курс почвоведения, ч. II. Элементы географии почв. Изд. географ. ф-та МГУ, 1956, стр. 141—166.

Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 12.

Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и палеогеографическое значение. Вопр. географии. Сб. ст. для XVIII Междунар. географ. конгр. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, 1958.

Неуструев С. С. Почвы и циклы эрозии. «Географ. вестн.», 1922, т. 1, вып. 2—3.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географгиз, М., 1955.

Перельман А. И. Значение трудов акад. Б. Б. Полынова для геологии и геохимии. В сб. «Кора выветривания», 1956, вып. 2.

Полынов Б. Б. Географические работы (разд. IV). Географгиз, М., 1952.

Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В сб. «Кора выветривания», 1956, вып. 2.

Соболев Ф. С. Почвообразовательный процесс и этапы развития растительности. «Почвоведение», 1954, № 1.

Соколов И. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом материнских пород и рельефа. «Тр. Почв. ин-та АН СССР», 1932, вып. 6.

Хабаров А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1935, т. 67, вып. 2.

Шабаров Н. В. Юрские болотные почвы. «Вестн. Геол. ком.», 1928, № 8.

Шилова Е. И. Об учении акад. В. Р. Вильямса о едином почвообразовательном процессе. «Вестн. Ленингр. ун-та», сер. биол., географ. и геол., 1953, № 10.

Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В сб. «Кора выветривания», 1956, вып. 2.

ГЛАВА ПЯТАЯ
РАЗВИТИЕ ГИДРОСФЕРЫ

Современная гидросфера. Прежде чем рассмотреть вопрос о развитии гидросферы, необходимо изложить основные характеристики ее как целостной оболочки Земли. Опыт общего синтеза гидросферы принадлежит В. И. Вернадскому.

«Вода стоит особняком в истории нашей планеты, — писал В. И. Вернадский. — Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных, геологических процессов... Все земное вещество под влиянием... ее парообразного состояния, ее вездесущности в верхней части планеты — ею проникнуто и охвачено... Это связано с ее исключительной массой и с исключительной подвижностью ее молекул»¹.

Вода находится на Земле в трех фазах: твердой, жидкой и газообразной.

Основная масса воды сосредоточена в океане. Океан вместе с водами (речными и озерными) и льдами суши образует три различные формы гидросферы, как оболочки Земли.

Однако для природных вод земной поверхности благодаря их подвижности характерно внедрение в соседние оболочки — в литосферу, с одной стороны, в биосферу и атмосферу — с другой. Взаимоотношения гидросферы с другими геосферами необходимо учитывать потому, что без этого невозможно разобраться в вопросах происхождения и развития гидросферы. Например, объем и химический состав вод океана, как предполагают, менялся под влиянием выделения воды из литосферы. Изменение объема воды, возможно, зависит частично и от синтеза ее молекул в верхних слоях атмосферы.

¹ В. И. Вернадский. История минералов земной коры. История природных вод, ч. 1, вып. 1, Л., 1933, стр. 9. См. также Н. Н. Славянов. Учение В. И. Вернадского о природных водах и его значение. Изд. МОИП, 1948.

Поэтому имеют значение характеристики как самой гидросферы, так и вод, содержащихся в других геосферах, но теснейшим образом связанных с самой гидросферой.

Вода сосредоточена главным образом в океане, где составляет, по В. И. Вернадскому², 1370 млн. км³. Сравнительно небольшую часть гидросферы образуют льды (30 млн. км³) и еще меньшую — воды озер и рек (4 млн. км³). Следовательно, вся гидросфера составляет по объему около 1400 млн. км³. В процентном выражении океан образует 97,2³/₆, льды — 2,5, воды суши — 0,3³/₆ объема всей гидросферы. Для сравнения укажем, что объем вод Аральского моря (1945 г.) составляет 1153 км³, Онежского озера — около 800 км³, а Куйбышевского водохранилища — 19,5 км³. Объем Аральского моря более чем в один миллион раз меньше объема всей гидросферы.

Содержание воды в земной коре и мантии очень велико. В земной коре воды, вероятно, около 7⁰/₆ по весу от веса земной коры. Вода весит столько же, сколько и осадочные породы Земли. Но мантия Земли содержит воды в 1000 раз больше (по весу), чем гидросфера³.

Вода в земной коре может присутствовать в различных видах⁴: 1) гравитационная вода наименее тесно связана с твердым веществом. Она заполняет пространство между частями породы и передвигается под влиянием силы тяжести; 2) пленочная вода обволакивает частицы породы и не подчиняется воздействию силы тяжести; 3) гигроскопическая вода — тонкий слой воды (в 1 молекулу). Она притягивается к твердым частицам с силой в несколько тысяч атмосфер на 1 см² и может быть удалена нагреванием до 105° выше температуры кипения. Но и это не самая тесная связь воды с твердым веществом земной коры; 4) кристаллизационная вода является еще более тесной формой связи воды с твердым веществом земной коры. Молекулы воды присоединяются к молекулам твердого вещества, например гипса, образуя вокруг его молекул гидратную оболочку. Кристаллизационная вода удаляется из гипса при нагревании до 200°; 5) конституционная вода — молекула воды входит в состав молекулы другого (твердого) вещества, как например в мусковите — $KAl_2[Al \cdot Si_3O_{10}] \cdot [OH]_2$.

Оба последних процесса Вернадский объединяет под названием гидратации. Иногда при процессах гидратации вода составляет до 60% веса минерала, например,

² По О. А. Алекину («Общая гидрохимия». Л., 1948, стр. 161) — 1304 млн. км³.

³ А. П. Виноградов. Химическая эволюция Земли. М., 1959.

⁴ См. А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. М.—Л., 1936.

в соде — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Содержание воды в земной коре не меньше, чем на поверхности Земли. Два океана — наземный и подземный — находятся в постоянном соприкосновении и водообмене. При этом динамика этого обмена подчиняется следующей главной закономерности: при понижении температуры Земли преобладает гидратация, а при повышении температуры — дегидратация. О. Ю. Шмидт и Б. Ю. Левин предполагают намораживание молекул воды на твердые частицы, из которых образовалась Земля. Молекулы воды, заключенные в земных недрах, могли затем «изгоняться» процессами радиоактивного разогрева на земную поверхность.

Если в течение геологической истории Земля разогревалась, процессы дегидратации в ней преобладали, мантия и кора освобождали воду и масса гидросферы увеличивалась. В случае охлаждения земной коры процесс должен был идти преимущественно в обратном направлении.

Следует сказать несколько слов о водообмене гидросферы с атмосферой.

Масса атмосферы в несколько сот раз меньше массы гидросферы. В атмосфере содержится только $5 \cdot 10^{21}$ г воды⁵. Но между гидросферой и атмосферой происходит энергичный круговорот воды, в котором ежегодно участвует $510\,000 \text{ км}^3$ воды. Предполагается, что движение молекул воды между атмосферой и гидросферой происходит в основном по замкнутому кругу и что оно не в состоянии изменить массы гидросферы, вызвав ее прирост или убыль. Это не вызывало сомнения, так как атмосфера, за исключением тонкого приземного слоя (в несколько километров мощности), считалась лишней водой, а вода приземного слоя тропосферы ежегодно возвращается в гидросферу.

Безводность высоких слоев атмосферы отмечал, например, Вернадский. Полеты стратостатов, писал он, не обнаружили воды ни в какой фазе, так что можно говорить о верхней границе воды в стратосфере. Однако, как показали данные исследования верхних слоев атмосферы с помощью третьего искусственного спутника Земли, в атмосфере Земли на высоте 230—250 км имеются атомы кислорода и водорода, входящие в состав молекул воды. Наблюдения над серебристыми облаками также опровергают представление о сухой верхней атмосфере и о вполне замкнутом кругообороте

⁵ Цифры эти проблематичны. Например, по Ранкама и Сахама, если принять массу биосферы равной 1, то масса атмосферы выразится цифрой 300, а гидросферы — 69 000. См. Rankama and Th. G. Sahama. *Geochemistry*. Chicago, 1950.

те молекул воды между гидросферой и атмосферой. Не исключена возможность того, что в высоких слоях последней происходит новообразование молекул воды.

Высота серебристых облаков—82 км и они покрывают большие площади — до 100 тыс. км⁶. Это очень высокие перистые облака нижней ионосферы. Каким же образом водяной пар смог оказаться на высоте 82 км? В спектре полярных сияний обнаружены водородные линии, которые появляются в них после сильных извержений на Солнце. Мощные корпускулярные потоки атомов водорода, водородные «ливни», врываются с поверхности Солнца в атмосферу Земли; а атомы водорода в высоких слоях атмосферы соединяются с атомами кислорода, образуя молекулы воды — серебристые облака. Но еще неизвестно количество воды, образующейся в верхних слоях атмосферы.

Химический состав разных форм гидросферы различен. Пресным водам материковой гидросферы противостоят соленые воды океанической гидросферы. Как известно, средняя соленость вод Мирового океана — 35‰. Пресными считаются воды, имеющие до 1‰ солей (до 1 г солей на литр воды). Между пресными и солеными водами находится группа солоноватых вод. Содержание минеральных веществ в речных водах также подвержено большим колебаниям и обнаруживает ясную зависимость от климатических условий. Например, минерализация вод Волги возрастает от верховьев к устью реки — от 0,1 до 0,39‰ (100—300 мг солей на литр воды), а в степных левых притоках Волги (Еруслан, Иргиз) — до 0,5—1‰ и выше. И морская вода — очень слабый раствор, далекий от состояния насыщения. Морская вода может растворить поваренной соли примерно в десять раз больше растворенного в ней количества данной соли.

Концентрация раствора солей в пресной воде рек и в воде морей различная, изменяется и количественное соотношение между отдельными ионами; но состав ионов и в речной и в морской воде один и тот же.

В океанической воде нормального состава хлоридов (NaCl, MgCl₂) содержится до 89%, а карбонатов кальция и магния (CaCO₃, MgCO₃) — только 0,4%. Состав речной воды значительно разнообразнее. Однако характерным для нее является резкое относительное преобладание карбонатов — до 80%, при небольшом содержании хлоридов — около 7%.

Как велики могут быть местные отличия от последних двух цифр, показывают различия в солевом составе вод двух

⁶ См. И. А. Хвостиков. Серебристые облака и строение стратосферы. Сб. памяти С. И. Вавилова. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1952.

рек-соседей — Волги и Урала (по С. В. Бруевичу и Н. И. Аничковой⁷):

	р. Волга	р. Урал (в%)
Карбонаты . . .	57,2	41,8
Сульфаты . . .	33,4	19,8
Хлориды . . .	9,4	34,6

Карбонатов в водах Урала относительно меньше, чем в волжской воде. Хлоридов в уральской воде почти в четыре раза больше, чем в волжской. С. В. Бруевич и Н. И. Аничкова объясняют эту особенность уральских вод растворением в них хлоридов из морских каспийских отложений, которые дренируются рекой Уралом. В целом же картина химизма речных вод еще пестрее.

Состав вод океана и речных вод более обстоятельно иллюстрируется табл. 6.

Таблица 6

Ионы	Содержание в океане (в млн. т)	Вынос реками в год (в млн. т)
CO ₃ "	96 · 10 ⁶	961
SO ₄ "	3 553 · 10 ⁶	332
Cl'	25 538 · 10 ⁶	155
Br'	86 · 10 ⁶	—
NO ₃ '	—	25
Na·	14 130 · 10 ⁶	258
K·	511 · 10 ⁶	58
Ca·	553 · 10 ⁶	558
Mg·	1 721 · 10 ⁶	93

Сопоставим цифры двух столбцов этой таблицы: по весу на хлор приходится больше половины всех ионов солей морской воды и только $\frac{1}{15}$ ионов солей речной воды, на кальций же соответственно $\frac{1}{80}$ и $\frac{1}{4}$.

Наша первая задача состоит в том, чтобы рассмотреть изменения объема и площади гидросферы в течение геологической истории земной поверхности.

Вторая задача заключается в объяснении образования современного химического состава вод гидросферы, и прежде всего океана.

Происхождение гидросферы. Поиски решения вопроса о происхождении гидросферы могут идти в двух главных направлениях. Гидросфера может рассматриваться как оста-

⁷ С. В. Бруевич и Н. И. Аничкова. Химия речного стока в Каспийском море. «Тр. по комплексному изучению Каспийского моря», 1941, вып. XIV.

точная или как нарастающая оболочка Земли. Первая гипотеза предполагает существование когда-то раскаленной Земли с чрезвычайно плотной атмосферой, из которой путем сгущения раскаленных паров возникла гидросфера вместе со значительной частью растворенных в ней солей. Во втором случае предполагается выделение из недр разогреваемой «холодной» Земли паров, которые в течение всей истории Земли создают и наращивают ее гидросферу и атмосферу.

Подчеркнем, что вторая концепция опирается на гипотезу холодной — разогревающейся Земли, которая принята нами за основу для палеогеографических построений. Отметим также, что процессы образования и развития литосферы (см. выше), гидросферы и атмосферы принципиально различны, согласно этим двум противоположным концепциям. В качестве критерия для решения вопроса о происхождении гидросферы (и атмосферы) предполагается повышенное содержание в осадочных породах, в массе своей отлагавшихся в водах гидросферы, некоторых элементов, содержание которых меньше в более глубоких геосферах Земли. Возникает вопрос, не указывает ли это на поднятие и накопление некоторых составных частей земной коры и мантии на земную поверхность по мере образования гидросферы и атмосферы?

А. П. Виноградов указывает, что осадочные отложения обогащены некоторыми элементами глубин Земли. Так, содержание азота в гранитной оболочке меньше, чем в стратиффере, приблизительно в 300 раз, а серы — в 10 раз.

Л. Кальп развивает следующую мысль. В атмосфере Земли сравнительно много инертного газа аргона, образующегося из радиоактивного изотопа калия — K^{40} . Это наводит на мысль, что аргон постоянно выносился на земную поверхность восходящими газовыми, водными и магматическими струями. Аргон накапливался в атмосфере, так как он, будучи газом инертным, не входил в химические соединения с другими элементами природных оболочек Земли. Избыток аргона в атмосфере и гидросфере Кальп считает пропорциональным избытку воды, изгнанной из земных недр на поверхность из метеоритной, холодной — разогревающейся Земли. Он подсчитал, что таким путем в коре и гидросфере должно было сосредоточиться 3,4 млрд. км³ воды, а непосредственный подсчет объема гидросферы и воды в недрах коры дал Кальпу цифру в 2,2 млрд. км³⁸. Порядок обеих цифр один и тот же. В этом Кальп видит доказательство правильности самой идеи, согласно которой гидросфера Земли не остаточ-

⁸ По В. И. Вернадскому — это несколько меньшая цифра — 13 700 · 10²⁰ г, или 1,37 млрд. км³ воды.

ная, а что она нарастала и нарастает путем «изгнания» летучих элементов литосферы из земных недр и их аккумуляции на поверхности Земли.

В. Рабей (1951) иллюстрирует следующими цифрами (табл. 7) избыточное содержание ряда химических элементов на земной поверхности по сравнению с тем, которое могло бы дать выветривание первичной (не обновляемой глубинными выделениями), однажды образовавшейся коры остывания Земли (цифры даны в единицах, равных 10^{20} г):

Таблица 7

	H ₂ O	C+CO ₂	Cl	N	S	H, B, Br, Ar, F и т. д.
Содержится в настоящее время в верхних оболочках Земли: биосфере, атмосфере, гидросфере и стратосфере	16 700	921	306	43	28	16,7
Могло бы образоваться путем выветривания однажды образовавшейся земной коры	130	11	5	0,6	6	3,5
Избыток	16 600	910	300	42	22	13,2

Из таблицы видно, что избыток воды во внешних оболочках земной поверхности более чем 100-кратный, углекислого газа — более чем 80-кратный, хлора — 60-кратный, азота — более чем 70-кратный, серы и аргона — почти 4-кратный.

Перечисленных элементов «слишком много» в верхних оболочках Земли, потому что содержание их пополюлось в течение нескольких миллиардов лет, а не определялось только первичным «зарядом» раскаленной земной атмосферы.

В атмосфере и гидросфере содержится разное количество элементов одинакового или почти одинакового атомного веса. Это невозможно объяснить, предположив Землю первично расплавленной. Но такая неравномерность становится понятной, если вся Земля была первоначально глыбово-неоднородной. Химический состав земной коры также опровергает предположение, что в древнейшие периоды своего существования атмосфера и гидросфера содержали все элементы полностью. Если бы это было так, то огромное количество растворенного CO₂ и малая величина рН делали бы воды

океана и рек химически активными. В архее образовались бы огромные толщи известняка, так как CO_2 оказался бы химически быстро связанным с Ca и Mg, поскольку нового притока его не было. Мы уже видели (см. главу третью), что накопление извести в океане — процесс медленно восходящий, а не стремительно нисходящий с течением времени. Вероятно, что в этом и сказывался приток CO_2 , который далеко не сразу был подавлен фотосинтезом.

Очень убедительно образование атмосферы и гидросферы из глубинных восходящих струй химических элементов доказывает сравнение «избыточных» элементов земной поверхности с составом газов в глубинах земли.

Вулканы, фумаролы, гейзеры выносят на поверхность огромное количество газов. Газы содержатся в горных породах. По подсчетам Рабей, среднее содержание газов в весовых процентах следующее (крайний правый столбик табл. 8 — содержание «избыточных» элементов в стратисфере, гидросфере и атмосфере).

Таблица 8

Газы	Вулканы Килауза и Мауна-Лоа	Базальт и диабаз	Обсидиан, андезит и гранит	Фумаролы, газовые струи, гей- зеры	Избыточ- ные эле- менты
Пары H_2O	57,8	69,1	85,6	99,4	92,8
C в виде CO_2	23,5	16,8	5,7	0,33	5,1
S_2	12,6	3,3	0,7	0,03	0,13
N_2	5,7	2,6	1,7	0,05	0,21
Ag	0,3	следы	следы	следы	следы
Cl_2	0,1	1,5	1,9	0,12	1,7
F_2	—	6,6	4,4	0,03	следы
H_2	0,04	0,1	0,04	0,05	0,07
Прочие	—	—	—	—	следы
Итого:	100,04	100,00	100,04	100,01	100,04

Современные «избыточные» элементы стратисферы, гидросферы и атмосферы встречаются в соотношениях, сходных с их соотношениями в глубинных струях, с одной стороны, и в кислых горных породах — с другой. Следовательно, процесс поднятия вод и газов на земную поверхность родствен процессу образования гранитов материков.

Точно такой же взгляд о вторичном происхождении гидросферы и атмосферы развивают авторы сборника статей «Атмосферы Земли и планет», составленного под редакцией

Д. П. Койпера. Этот взгляд изложен в статьях Т. Чэмберлина, Г. Брауна и Д. Койпера. Первым ученым он и определяется, как гипотеза «наращивания». Смысл гипотезы ясен из предыдущего. «Объем воды в океане увеличился с течением времени за счет воды, содержащейся в магме... водяной пар является наиболее обильной составляющей газа, выделяемого вулканами; на втором месте стоит CO_2 » (Чэмберлин)⁹.

Из табл. 8 также видно, что водяной пар — главная составная часть летучих выделений кислой магмы, фумарол и гейзеров. В этом резком количественном преобладании водяного пара над остальными летучими продуктами и заключается основа для объяснения вторичного происхождения прежде всего вод гидросферы, в которой некоторые другие продукты выделений присутствуют в растворе (рис. 21).

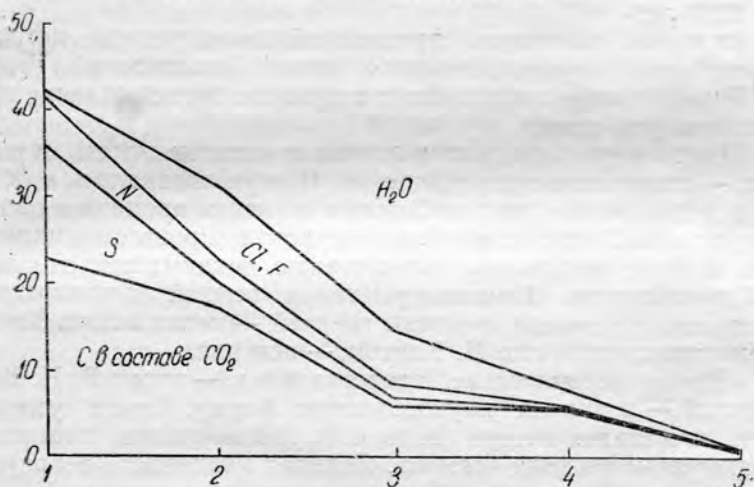


Рис. 21. Состав газов (в весовых процентах):

1 — вулканов; 2 — базальтов и диабазов; 3 — обсидианов и андезитов; 4 — верхних геосфер Земли; 5 — горячих источников, гейзеров, фумарол

А. Пенк сделал любопытный расчет возможной быстроты накопления океанических вод. Он исходил из предположений, что вся вода океана — глубинная, а ее выделение протекало равномерно, что конфигурация океанических впадин и прежде была такой же, как в настоящее время. В качестве исходных данных для расчетов А. Пенк взял следующие:

⁹ «Атмосферы Земли и планет». Сб. статей. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1951, стр. 289.

площадь Мирового океана — 360 млн. км², возраст океана — 1,6 млрд. лет, объем гидросферы — 1,6 млрд. км³; следовательно, ежегодно выделялся из земных недр — 1 км³ воды. При площади океана в 360 млн. км² это должно вызвать за год подъем уровня океана на 0,0028 мм, а за 1000 лет — на 2,8 мм. Итак, 2,8 мм в тысячу лет — такова скорость заполнения океанических впадин водой, или скорость планетарной океанической трансгрессии, вычисленная из предположения, что вся гидросфера — глубинного происхождения. Так как объем гидросферы несколько меньше¹⁰, а возраст океана больше, принятого А. Пенком, то скорость всеобщей океанической трансгрессии, вероятно, должна быть определена меньшей цифрой, чем та, которая принята А. Пенком. Видимо, порядок величины скорости подъема океана можно оценить в 1 мм за 1000 лет.

Отметим, что знаток древнейшей геологической истории Балтийского кристаллического щита финляндский геолог П. Эскола также предполагает вторичное происхождение гидросферы (см. ниже).

Итак, гидросфера, как и легкие гранитные массы материков, — вторичного происхождения. Она увеличивалась в объеме и водность поверхности Земли с течением времени в общем возрастала. В земной коре господствовал процесс дегидратации, процесс «изгнания» молекул воды, поднимавшихся к земной поверхности. Гипотеза усыхания земной поверхности — логическое следствие гипотезы горячей — остывающей Земли, провозглашенная еще И. Кантом, — неверна.

«Эти космогонические представления, — писал В. И. Вернадский, — ...приняли наукообразную форму. Стали утверждать, что стадия потери воды есть общая стадия состояния планет по мере хода времени. Явления медленного непрерывного усыхания думали наблюдать и на нашей планете»¹¹.

И действительно, поскольку гипотеза охлаждения Земли господствовала в геологии, из нее сделали вывод о высыхании поверхности Земли. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал, что Земля охлаждается, развиваются процессы, химически связывающие воду в земле, и они «пророчат ей полное обезвоживание ее поверхности, уничтожение всего живущего и печальную физиономию мертвой Луны»¹².

Другое предположение — о постоянстве количества воды на поверхности Земли в течение всей истории планеты — сделал В. И. Вернадский. Он считал, что «моря...представляют

¹⁰ По В. И. Вернадскому — 1,37 млрд. км³.

¹¹ В. И. Вернадский. Цит. соч., стр. 21.

¹² Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О вековых перемещениях суши и моря. «Уч. зап. Юрьевск. ун-та», 1893, № 1, стр. 93.

как бы всплески всемирного океана, масса которого неизменная...»¹³.

Оба эти предположения — о непрерывном иссушении земной поверхности и о постоянстве объема гидросферы — нельзя признать приемлемыми. Они находятся в противоречии с изложенной раньше гипотезой наращивания гидросферы, которая более вероятна.

Предыдущий анализ дает основание утверждать, что в течение всей истории поверхности Земли для нее типичен был процесс «изгнания» молекул воды из гранитной и подгранитной оболочек, процесс увеличения гидросферы, всеобщей трансгрессии океана. Конечно, этот процесс имел свои колебания и, возможно, что именно на последнем этапе земной истории, охватывающем период времени в сотни миллионов лет, в связи с происходящим истощением радиоактивных элементов, процесс наращивания гидросферы замедлился, а может быть, он сменился и противоположным процессом связывания вод гидросферы веществом земной коры. Пока можно говорить лишь о преобладающей тенденции наращивания гидросферы как о процессе, характерном для истории Земли.

Возраст гидросферы. Хотя количество воды на земной поверхности со временем, по-видимому, возрастало, науке неизвестно начальное состояние «сухой», т. е. безводной, земной поверхности. По мере формирования Земли, вероятно, формировалась и ее гидросфера как один из частных процессов дифференциации поверхностных геосфер Земли. Вода в виде ледяных ядер могла появляться и «сверху» — еще на стадии аккумуляции вещества Земли из распыленных холодных частиц.

Уже древнейшие архейские кристаллические породы, где бы они ни изучались, обнаруживали остаточные признаки осадочного образования, а следовательно водного режима. Петрографы высказывают две точки зрения о происхождении гранитов. По первой, граниты — это первично-кристаллические породы, возникшие из застывшей магмы, а по второй, граниты — это глубоко измененные осадочные породы. Вероятно, оба взгляда имеют свои основания и встречаются граниты и первого и второго типов. В. И. Вернадский считал даже, что граниты в существенной степени — это продукты биогенных процессов, так как последние играют огромную роль в образовании осадочных пород — исходного материала гранитов.

Чтобы иметь представление о возрасте гидросферы, рас-

¹³ В. И. Вернадский. Очерки геохимии, изд. 2. М., 1934, стр. 101.

смотрим данные о древнейших осадочных отложениях Балтийского и Сибирского кристаллических щитов.

Геологический разрез докембрия Фенноскандии следующий:

Эра	Названия свит и формаций
Протерозой	{ Иотнийская свита Ятудийская и калевийская формации
Архей	{ Ботническая и ладожская формации Лептитовая формация

Для нас представляют наибольший интерес породы архея. Здесь важно то, что даже породы лептитовой формации сохранили много признаков осадочного происхождения. Это гнейсы, которые содержат участки кварцитов, кристаллических известняков, грубозернистых песчаников, т. е. пород, «осадочное происхождение которых не вызывает ни у кого сомнений»¹⁴. Среди пород ботнической и ладожской формаций есть также конгломераты, ленточные сланцы и т. д.

Таким образом, даже древнейшие архейские породы представляют собой по происхождению в значительной степени нормальные осадочные образования. Такие же черты носят архейские образования восточной части Балтийского щита. И здесь, согласно В. М. Тимофееву, древнейшие архейские образования имеют признаки осадочного происхождения, которые сохраняются как реликты. Более молодые породы архея еще отчетливее сохраняют черты «измененной первичной осадочной породы», «толщи лагунно-озерных отложений», «глубоко метаморфизованных глинистых осадков» и т. д.¹⁵ Геолог Эскола, описывая архейские породы окрестностей г. Тампере (Финляндия), отмечает: «Многие обнажения так называемого ботнического конгломерата настолько напоминают современную аккумуляцию гравия, переслаивающегося с песком, что на первый взгляд их можно принять за последние, если бы не данные стратиграфии. А в ленточных филлитах низких скалистых берегов озера Незиярви можно изучать ленточную слоистость до тончайших деталей, так же хорошо, как в любых позднеледниковых ленточных глинах»¹⁶.

¹⁴ Н. М. Страх ов. Основы исторической геологии, ч. 1. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1948, стр. 165.

¹⁵ В. М. Тимофеев. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. 1, вып. 5, 1935.

¹⁶ Pentti Eskola. Conditions during the earliest geological times as indicated by the archaean rocks. «Annales Acad. Scientiarum Fennicae», Ser. A, v. XXXVI, 1933 (1932), p. 5.

Итак, даже в древнейших архейских отложениях Балтийского кристаллического щита сохранились следы осадочных отложений, а следовательно и доказательства существования гидросферы даже в нижнем архее. Конечно, в данном случае речь идет об отложениях рек и озер, но наличие рек заставляет предполагать, что в наиболее обширных впадинах Земли существовали и океаны. Точно так же и древнейшие осадочные породы Сибирского кристаллического щита (Алданской глыбы) — лишь измененные осадочные морские отложения: известняки, доломиты, пески, глины. «Парапороды» Сибири не моложе даже лептитов Балтийского щита. Возраст их Н. В. Фролова определяет в 3,5—2,0 млрд. лет. И в это отдаленнейшее время «мы должны допустить существование атмосферы и гидросферы»¹⁷. Напомним, что в это время в Сибири не успел еще даже полностью образоваться гранитный слой коры и «парапороды» Сибири напоминают базальты¹⁸.

Одним из компонентов гидросферы являются ледники. Ледники, и в том числе покровное оледенение, известны на поверхности Земли, начиная с архейской эры. Следовательно, поверхность архейской Земли уже была достаточно холодной. Г. Ф. Лунгерсгаузен указывает на наличие следов оледенения в архее Канады, Финляндии, Индии, Южной Америки. Речь здесь может идти о древнем оледенении, удаленном от нас на 2 млрд. лет.

Огромное покровное оледенение переживала Земля в протерозое, в особенности в позднем протерозое (эокембрии). Следы его нашли в северном полушарии: в Арктике, Западной Европе, Карелии, Подолии, на Южном Урале, в Саянах, на Патомском нагорье в Северной Америке, в Китае, Гималаях. В южном же полушарии следы позднпротерозойского (эокембрийского) оледенения известны в Южной Америке, Бельгийском Конго, в Южной и Центральной Австрии, на о. Тасмания.

Законы изменения распространения вод на земной поверхности. Историческая справка. Итак, мы предполагаем, что объем гидросферы с течением времени возрастал, пополняемый непрерывным поступлением вод на поверхность из земных глубин. В этом и заключается основной вывод об историческом прошлом природных вод.

¹⁷ Н. В. Фролова. О наиболее древних осадочных породах Земли. (К проблеме происхождения гранитов). «Природа», 1950, № 9.

¹⁸ См. Н. В. Фролова. Об условиях осадконакопления в архейской эре. «Тр. Иркутск. ун-та им. А. А. Жданова», сер. геол., 1951, т. V, вып. 2, стр. 44.

Дальнейшей задачей является детализация основного вывода: как изменились объем, площадь, распределение основных площадей гидросферы с течением геологической истории земной поверхности?

Почти вся вода на поверхности Земли сосредоточена в океанах. И в дальнейшем будем иметь в виду развитие главным образом океанической части гидросферы, или океаносферы. Чтобы лучше уяснить себе содержание этой проблемы, приведем следующую историческую справку.

Одна из первых попыток установить причины изменения распространения гидросферы принадлежала Э. Зюссу. Вторым том его сочинения «Лик Земли» носит название «Море» и посвящен трансгрессиям и регрессиям океана и причинам их возникновения. Зюсс ввел в науку понятие об эвстатических движениях уровня океана. В это понятие он вложил следующее содержание: эвстатические движения — это действительные движения уровня, т. е. движения самой водной оболочки; изменения уровня водной оболочки могут быть и кажущимися, например уровень океана может быть в течение определенного отрезка времени постоянным, но вследствие поднятия или опускания литосферы на каком-то участке берега водоема будет происходить регрессия или трансгрессия водоема и создастся иллюзия движения самой поверхности воды.

По мнению Зюсса, эвстатические, т. е. действительные, движения уровня водоемов могли представлять собой как трансгрессии, так и регрессии. Но регрессии преобладали, потому что Земля остывает, твердая поверхность ее опускается, а за ней опускается и вся толща океанической воды, а следовательно и поверхность океана. Связь между космогоническими представлениями Зюсса и его представлениями о развитии гидросферы очевидна (см. выше).

«Земной шар сжимается, море следует за ним», — писал Зюсс. «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 является заполнение океанических впадин продуктами денудации суши и уменьшение за счет этого процесса емкости впадин. Э. Зюсс писал: «Регрессия происходит благодаря опусканию морского дна, трансгрессии — благодаря подъему морского дна при наполнении осадков. Возникает очень медленное, но непрерывное заполнение областей океанов, которое должно вызвать всеобщее наступление моря из его глубин».

Образование осадков вызывает непрерывное эвстатическое позитивное движение береговой линии». Следовательно, можно различить эвстатические трансгрессии и регрессии. «Мы знаем, таким образом, эвстатические движения двоякого рода, из которых одни, вызываемые погружением земной коры, являются эпизодическими и отрицательными¹⁹, другие образуются накоплением морских отложений, они непрерывны и положительны»²⁰.

Наступание моря на сушу Зюсс предложил назвать положительным движением уровня, а его отступление — отрицательным движением. Жителю суши естественнее было бы принять обратную терминологию. Но в основе трансгрессии, по Зюссу, лежит повышение, а в основе регрессии — понижение уровня (и дна) океана, т. е. в первом случае положительные, а во втором — отрицательные движения.

Хотя эвстатические движения уровня океана, по Зюссу, это движения уровня водной поверхности, однако причиной их (и при положительном и при отрицательном движениях уровня) является движение земной коры, на которое водная оболочка лишь пассивно реагирует. Эвстатические движения вод, в понимании Зюсса, главным образом отражают движения земной коры. Объем вод океана остается постоянным. Но есть и движения уровня океана, причина которых лежит в самой водной массе, а не в земной коре.

Вспомним идею о планетарной трансгрессии океана в связи с наполнением океанических впадин (А. Пенк). Такие движения предусматривал и А. П. Павлов в 1896 г. К сожалению, они были изложены Павловым кратко и попутно в статье палеонтологического содержания. В 1893 г., т. е. тремя годами ранее чем А. П. Павлов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг высказал совершенно сходные взгляды в речи, произнесенной на годовичном актовом собрании Юрьевского университета (г. Тарту).

Оба ученых вполне сходятся на том, что действительные движения уровня водоемов могут иметь две различные причины.

А. П. Павлов различает: 1) гидрократические, «автономные», движения уровня водоемов, вызванные изменениями, происходившими в самой гидросфере, например изменениями объема вод океана; 2) геократические движения уровня водоемов, лишь отражающие те процессы, которые происходят в литосфере, или же движения дна водоемов (поднятие или опускание дна океанов и т. д.).

¹⁹ Так как вызывающие их тектонические погружения могут иметь быстрый и даже катастрофический характер. — К. М.

²⁰ E. Suess. Das Antlitz der Erde, 1888, Bd. II, ss. 678—679.

Легко видеть, что эвстатические движения Э. Зюсса относятся главным образом к геократическим движениям А. П. Павлова.

Рассмотрим движения уровня водоемов в рамках представлений Павлова—Левинсона-Лессинга.

Гидрократические движения уровня водоемов. Какие же процессы, протекающие в самой гидросфере, могут вызвать колебания уровня последней, кроме тех общих процессов наращивания гидросферы, о которых было предположительно сказано выше?

Ученые предполагали значительные перемещения полюсов, указывали, что после мелового периода происходила преимущественно регрессия океана и в то же самое время — похолодание в средних широтах Земли и в наших меридианах. Предполагалось приближение Северного полюса к Европе. Вместе с полюсом должна была приближаться и околополярная сплюснутость Земли. Последний процесс охватил литосферу и гидросферу, но последняя реагировала скорее вследствие большей ее подвижности. Поэтому приближение полюса вызвало регрессию океана. Это представление неприемлемо, так как по современным воззрениям невозможно предполагать таких значительных изменений в положении полюса с мелового периода.

Э. Зюсс, наравне с геократическими движениями гидросферы (см. выше), допускал и гидрократические движения последней. Зюсс, как известно, не допускал идеи поднятий земной коры. Поднятие Балтийского и Канадского щитов он считал кажущимся на фоне понижения уровня океана, которое сочеталось с повышением уровня океана в низких, экваториальных широтах (затопленные коралловые постройки).

Такое изменение уровня океана Зюсс считал гидрократическим и вызванным увеличением скорости вращения Земли, в результате чего океаносфера стягивается к экватору, образуя в высоких широтах спад, а в низких широтах — вздутие океанической поверхности. Но мы теперь знаем, что поднятие Балтийского и Канадского щитов в различных местах неодинаково, что это не кажущееся, а действительное поднятие. Коралловые же постройки местами погружены на глубину в сотни и тысячи метров, так как погружалась и сама земная кора. Наконец, вращение Земли вокруг оси имеет тенденцию замедляться, а не ускоряться.

Несомненно доказан только один частный вид гидрократических движений. Изменяется объем океана вследствие перемещения части вод с материков в океаны и обратно — на материки. Имеется в виду образование льдов в ледниковые периоды и таяние их в неледниковые периоды. В первом слу-

чае должно происходить понижение, а во втором — повышение уровня океана²¹.

Предположения эти логически безупречны, а значение их подтверждается и расчетами. Объем льдов максимального оледенения составляет 56,6 млн. км³, последнего оледенения — 49,6 млн. км³, современных льдов — 21,7 млн. км³. Последняя цифра должна быть, вероятно, увеличена до 30 млн. км³, так как согласно новейшим исследованиям мощность льдов Антарктиды значительно превосходит прежние предположения.

Гидрократическое изменение уровня океана вследствие таяния или образования льдов соответственно выразится цифрами в ± 120 , ± 102 и ± 54 м. Более частные явления также любопытны. Например, таяние современных льдов одной Гренландии повысит уровень океана на 9 м. Последние 2—3 десятилетия характеризовались потеплением климата в северных районах Атлантики и таянием льдов. Констатировано было в разных точках берегов поднятие уровня океана. Амплитуду этой современной океанической трансгрессии исландский исследователь Тораринсон оценивал в 0,5 мм в год, а Гутенберг — в 1,1 мм в год. Это гидрократическая трансгрессия, так как океан получает ежегодно от таяния ледников воды на 111 км³ больше, чем ранее²².

Таким образом, реальность ледниково-гидрократических движений уровня океана несомненна. Вместе с тем колебания уровня океана этого рода вряд ли значительно превосходят амплитуду ± 100 м.

Геократические движения уровня водоемов. Их можно также назвать колебаниями отраженными, или колебаниями емкости, так как в них гидросфера лишь отражает движения океанической литосферы, которые деформируют океанические впадины, изменяют их емкость. К этим движениям (но только к ним) применимы слова В. И. Вернадского о том, что «моря, вновь образующиеся при трансгрессиях, представляют как бы всплески всемирного океана, масса которого неизменна...»²³. Оценивая эффективность геократического фактора, необходимо учитывать поднятия и опускания дна океанов, колебательный характер движений земной коры. Нет необходимости доказывать, что геократический, или тектонический, фактор, которому земная поверхность обя-

²¹ Именно эти движения современные авторы называют обычно эвстатическими. Как мы видели выше, Зюсс понимал под эвстатическими гораздо более обширную группу движений гидросферы.

²² См. S. Thorarinsson. Present glacier shrinkage and eustatic changes of sea level. «Geografiska Annaler», 1940, No. 3—4; B. Gutenberg. Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the Earth's interior. «Bull. of the Geolog. Soc. of America», 1941, v. 52, No. 5.

²³ В. И. Вернадский. Очерки геохимии, изд. 2, М., 1934, стр. 101.

зана крупнейшими изменениями своего лика, способен вызвать те трансгрессии и регрессии океана, которые констатирует историческая геология. Нет поэтому и необходимости в расчетах. Можно привести лишь несколько цифр в качестве частных иллюстраций значимости этого процесса. Если движения земной коры «закроют» глубоководные (более 6000 м глубины) впадины океана, то уровень последнего поднимется на 80 м; поднятие подводного Атлантического вала вызвало бы повышение уровня океана на 42 м, а образование впадины Средиземного моря понизило уровень океана на 12 м.

Второстепенным фактором океанической трансгрессии является накопление донных океанических осадков, которому Зюсс придавал преувеличенное значение. А. Пенк привел следующее сравнение: объем современной суши меньше объема современного океана в 11 раз²⁴. Но денудация вообще не в состоянии срезать сушу до современного уровня моря. По мере сноса продуктов денудации суши в океан воды последнего будут, конечно, выдавливаться, а уровень океана подниматься. В то же время суша будет снижаться и, наконец, оба уровня встретятся на какой-то промежуточной отметке высоты. Эта отметка будет выше современного уровня океана на 250 м и она выразит предельное уменьшение емкости океана, вызванное перегруппировкой в океанические пучины всего возможного объема суши. Этот предельный уровень денудации и предельный уровень трансгрессии океана, вызванный денудацией суши, А. Пенк назвал «границей твердого и жидкого».

Как ни велико различие указанных причин, вызвавших движения уровня водоемов, общее заключается в том, что трансгрессия и регрессия водоема (океана или озера) наступят одновременно и будут иметь одинаковую амплитуду во всех точках берега. В этом смысле их сходство правильно подчеркнул Э. Зюсс (см. выше).

Движения уровня водоема и древние береговые линии. Хотя последовательные положения уровней водоемов всегда параллельны друг другу и они горизонтальны, следы этих уровней — древние береговые линии — обычно наклонены и даже сложно деформированы.

Нужно различать положения уровней самого водоема и положения следов этих уровней — древних береговых линий. Последние выведены из своего первоначального положения позднейшими тектоническими движениями.

²⁴ Точнее — в 10,5 раза; объем суши — 130 млн. км³, океана — 1370 млн. км³.

Для тектонических движений, охватывающих даже большие территории, характерен локальный характер. Он и отражается на положении древних береговых линий. Примерами такой зависимости могут служить древние береговые линии области Балтийского кристаллического щита и области Средиземноморской геосинклинали. Мы разделили их, назвав платформенным и геосинклинальным типами древних береговых линий. Оба они отражают различия колебаний земной коры. Лучше всего отражают эти различия линии равных поднятий или опусканий древних берегов — изобазы. Для платформенного типа характерен округло-плавный рисунок изобаз. Для геосинклинального типа должен быть характерен вытянутый, с резкими изгибами, рисунок изобаз.

Современное положение береговых линий отражает два одновременных процесса: последующие колебания (геократические, гидрократические) уровня самого водоема и последующие процессы движений земной коры (деформация берегов, водоема). Поэтому в любой точке древнего берега

$$H = h + h_1,$$

где: H — относительная высота древнего берега; h — амплитуда последующего изменения уровня водоема; h_1 — амплитуда последующего повышения или понижения земной коры (берега).

Каждый из трех членов уравнения может иметь как отрицательный, так и положительный знак. Из трех обозначений только одно (H) известно исследователю и может быть получено непосредственным измерением. Два других члена уравнения остаются, как правило, неизвестными. В этом заключается большая трудность, вплоть до явной невозможности разделения h и h_1 , т. е. величин колебания уровня самого водоема от амплитуды колебаний земной коры в данной точке древнего берега.

Разберем два примера.

Литориновое море. Изобазы древнего берега литоринового моря отображают вздутие земной коры после этой трансгрессии в области Балтийского кристаллического щита. Амплитуда вздутия земной коры (h_1) различна в разных пунктах. Известно также, что литориновое время было теплее современного, льдов было меньше, океан больше наполнен водой, а уровень его — выше современного. После литоринового времени (5000 лет тому назад) климат становится прохладнее. Должна была происходить океаническая гидрократическая регрессия, величина амплитуды которой и есть h уравнения. Итак, два неизвестных в одном уравнении, а отсюда и трудность его решения.

Каспийское море. Колебания уровня Каспийского моря имеют огромное практическое значение, поэтому они привлекают к себе большое внимание. Начиная с конца 20-х годов нашего века уровень Каспия понизился на 2,5 м, вследствие чего значительно изменились конфигурация моря, условия судоходства, лова рыбы, эксплуатации залежей нефти.

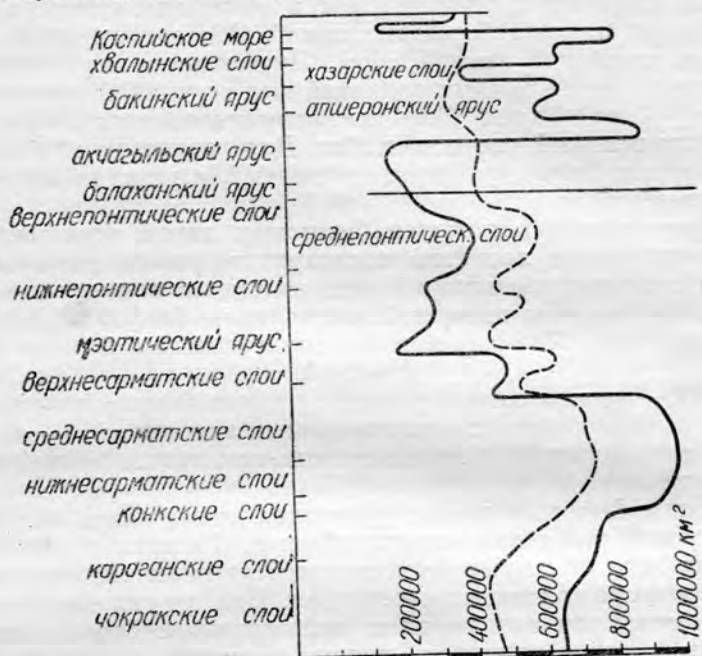


Рис. 22. Кривые изменения площади неогеновых бассейнов (в км²) (по В. П. Калеснику)

В течение части плиоцена и в четвертичном периоде Черноморско-Каспийский бассейн был единым, развитие обеих частей часто протекало согласованно, но разливы Каспийской половины были обширнее, чем Черноморской половины, возможно, благодаря низкому рельефу берегов Каспия. По мере усиления изоляции изменение площадей каждого бассейна происходило своим особым путем (рис. 22). Еще больший размах приобретают колебания размеров Каспия по сравнению с колебаниями Черного моря.

Вдумываясь в это различие, приходим к заключению, что причина сравнительно большей стабильности площади Черноморского водоема лежит в том, что этот водоем чаще и свободнее был соединен со Средиземным морем, а через него —

е океаном, чем бассейн Каспийского моря. Уровень Черноморского бассейна пригязан к сравнительно стабильному (вследствие огромного объема водной массы) океаническому уровню.

Иначе происходили процессы в изолированном Каспийском бассейне. Он был ареной главным образом энергичных гидрократических трансгрессий и регрессий, что определялось его замкнутым характером при большой величине речного стока, по сравнению с величиной его зеркала. Мощь гидрократических волн Каспия определялась и тем дополнительным условием, что сток рек бассейна Каспия увеличивался в их верховьях благодаря водам ледниковых паводков, место которых занял теперь сезонный сток снежных вод. А. А. Каминский и Л. С. Берг показали, что современный низкий уровень Каспия — результат уменьшения снежности зим за последние десятилетия в бассейне Волги, что вызвало в свою очередь уменьшение стока Волги. В результате этого в Каспии за последние 70 лет уменьшился объем водной массы на $0,9 \text{ км}^3$, или примерно на $1,2\%$. И наоборот, период очень суровых снежных зим на Севере — около 200 лет назад — совпал с периодом высокого стояния уровня Каспия.

Таким образом, можно считать, что гидрократическая природа современных резких колебаний уровня каспийских вод установлена.

К тому же заключению приводят расчеты Д. А. Туголесова, отнесенные к хвалынской трансгрессии Каспия. Предположим, что причина хвалынской трансгрессии не гидрократическая и, значит, не климатическая. Тогда, как и теперь, разность между испарением и осадками над Каспием — около 800 мм в год ($978-177 \text{ мм}$), или $0,8 \text{ м}$.

Этот дефицит покрывается теперь стоком, который мы принимаем постоянным. Но хвалынский Каспий по площади превышал современный вдвое, вследствие чего неизменный речной сток мог тогда обеспечить лишь половину слоя в $0,8 \text{ м}$ толщиной, т. е. слой в $0,4 \text{ м}$. Каспий должен был не только не трансгрессировать, а даже регрессировать в год на «остающиеся» $0,4 \text{ м}$, не обеспеченные речным стоком. В это время происходила хвалынская трансгрессия. Следовательно, остается предположить поднятие дна Каспия на величину еще большую, чем $0,4 \text{ м}$ в год, т. е. применить геократическую гипотезу. Но подобная скорость тектонического поднятия дна Каспия совершенно невероятна. Значит остается только, отбросив геократическую гипотезу, вернуться к гидрократической гипотезе, как причине хвалынской трансгрессии Кас-

пия, и предположить, что сток Волги был тогда в несколько раз больше ее современного стока.

Три типа водоемов. Сочетание гидрократического и геократического факторов и последующих колебаний земной коры позволяет выделить три главных типа водоемов: 1) океан, 2) моря-озера, 3) озера.

Все вышеизложенное на предыдущих страницах относится к океану и лишь отчасти к морям-озерам, бессточным водоемам типа Каспийского моря, Аральского моря, Большого Соленого озера в США. К третьему типу мы относим проточные озера.

Мы видели, что общие черты колебаний уровня океана определялись из планетарного процесса гидрократической трансгрессии — «наращивания» гидросферы. Этот процесс вероятен в качестве общего фона динамики уровня океана. Но он осложнялся дополнительными гидро- и геократическими движениями уровня с последующими тектоническими деформациями древних берегов.

Моря-озера — замкнутые водоемы с привязанной к ним местной областью стока. Климатические и тектонические условия специфичны для каждой такой области, а вследствие этого специфичны сочетание и относительное значение гидро- и геократического факторов. Это лучше всего иллюстрировать, сравнив энергию гидрократического фактора²⁵ трех водоемов: океана, Каспийского и Аральского морей:

Таблица 9

	Мировой океан	Каспийское море	Аральское море
Объем воды	1 370 000 000 км ³	76 000 км ³	1150 км ³
Объем годового стока	37 000 км ³	338 км ³	74 км ³
Отношение этих величин для каждого водоема	38 000 : 1	225 : 1	20 : 1
Энергия гидрократического фактора . .	1	169	1900

Таким образом, гидрократический фактор является гораздо более мощным для Каспийского и для Аральского морей, чем для Мирового океана.

²⁵ Энергией гидрократического фактора мы называем отношение объема годового стока рек, поступающего в водоем, к объему водоема, причем это соотношение для океана принимается за единицу.

Третий тип водоемов — проточные озера. Законы колебания таких озер прекрасно изучены скандинавскими исследователями. Основное своеобразие развития водных масс подобных озер и их берегов определяется тем, что уровень озера не может в значительной степени ни подняться, ни опуститься ниже отметки порога стока озера. Следовательно, гидократические движения уровня исключены, а геократические представлены в чистом виде и определяются поднятием или опусканием дна и берегов озерной котловины относительно отметки порога стока.

В зависимости от этого различаются три группы озер по преобладанию регрессии, трансрессии, трансгрессии плюс регрессии озерных вод (в противоположных частях озерной котловины).

Палеогеография океана. Палеогеография океана, самого большого водоема Земли, представляет, конечно, наибольший интерес. Но она и необычно сложна. Историческая геология сделала очень много для восстановления изменения очертаний океана, последовательности трансгрессий и регрессий. Но очень мало пока известно о причинах трансгрессий и регрессий и об общих закономерностях эволюции океана. Это понятно, так как развитие океана есть результат наложения нескольких сложных процессов. Напомним, что главные из них следующие:

1. Увеличение объема вод океана путем выделений глубинных вод. Этот процесс мог еще усложниться благодаря уменьшению объема океанических вод, если на протяжении последних геологических периодов верхние геосферы Земли перестали нагреваться и остывают (см. главу третью). По знаку и амплитуде колебания уровня океана всегда одинаковы всюду.

2. Поднятие или опускание уровня океана под воздействием геократических процессов на дне океанических впадин. Трансгрессии в спокойные (талассократические) тектонические эпохи, регрессии — в геократические эпохи. Повсеместно одинаковые по знаку и амплитуде колебания уровня океана.

3. Поднятия или опускания уровня океана под воздействием климатически обусловленных паводков или спадов речных, а в особенности — ледниковых вод. Повсеместно — одинаковые по знаку и амплитуде колебания уровня океана.

4. Одновременные с вышеперечисленными процессами или последующие за ними тектонические поднятия берегов океанов. Местные, различные по знаку и по амплитуде и разновременные трансгрессии и регрессии океана. Следы разновозрастных трансгрессий и регрессий подняты или опущены на различную высоту.

Все эти процессы в той или иной мере наложены друг на друга. Тем труднее определить долю участия каждого из перечисленных процессов в отдельности в общем колебании уровня океана и в образовании древней береговой линии океана.

История современных океанов с известной степенью достоверности восстановлена. Установлены также области распространения отдельных трансгрессий и регрессий, охватывавших в прошлом несколько современных океанов. Границы трансгрессий показывают на палеогеографических картах.

Рассматривая и сравнивая палеогеографические карты, мы видим, что возраст впадин современных океанов различен: Древнее всех впадина Тихого океана (см. главу третью). Очень древней является восточная часть Индийского океана, западная же часть моложе. Северная часть впадины Атлантического океана древнее южной части, образовавшейся лишь в мезозойской эре, на «развалинах» древнего материка Гондваны. Восточная часть Северного Ледовитого океана (к востоку от хребта Ломоносова) древнее западной части этого океана.

Сравнивая палеогеографические карты, составленные для всей поверхности Земли различными авторами, нельзя не отметить больших расхождений между ними. Так, например, по Н. М. Страхову, материк Гондвана существовал с начала палеозоя, А. Н. Мазарович же считал, что Гондвана возникла в конце палеозоя, а Г. Термье вообще отрицает наличие в прошлом такой монолитной массы суши и намечает лишь узкие мосты, соединявшие современные материки южного полушария. И для других районов земной поверхности расхождений имеется не меньше. Тем более трудно понять закономерности развития океана в отдельные геологические периоды.

Карты демонстрируют, однако, одну главную закономерность: трансгрессии и регрессии океана были прежде всего геократическими. Горообразовательные движения, увеличивая емкость океанических впадин, вызывали регрессии океана. Тектонически спокойные эпохи — это время трансгрессий. Крупнейшие тектонические движения, особенно герцинские и альпийские, значительно увеличивали площади материков и сокращали площади (но не объемы!) вод океана. Эти движения, по-видимому, не только увеличивали высоту самих материков, но и стягивали воды океана в океанические впадины, становившиеся более глубокими и емкими, чем они были прежде, в талласократические эпохи.

Юрское, а особенно верхнемеловое и палеогеновое время в общем характеризовались трансгрессивной тенденцией, а верхнепермское и неогеновое время — регрессивной. Из это-

го следует заключить, что регрессивные тенденции характерны для периодов с расчлененным рельефом земной поверхности. Связь трансгрессий и регрессий океана с тектоническим режимом иллюстрирует еще более отчетливее, чем палеогеографические карты, чертеж, приводимый Н. М. Страховым (рис. 23). На чертеже очень хорошо видно, что регрессии океана совпадали во времени с орогенными периодами, а трансгрессии — с межорогенными периодами.

Как объяснить это явление?

Поскольку регрессии совпадают во времени с образованием расчлененного рельефа, а трансгрессии — с образованием выровненного рельефа, естественно предположить, что главная причина тех или других изменений — различная емкость океанов в течение юры и мела, с одной стороны, и в течение перми и неогена — с другой.

Об этом же свидетельствует, как это было установлено еще в классических работах А. П. Карпинского и А. П. Павлова, то, что направления и очертания берегов отдельных морей неоднократно изменялись, подчиняясь движениям соседних участков земной коры (кавказское и уральское направления, по А. П. Карпинскому), и то, что господство трансгрессивных явлений не было повсеместным и наряду с трансгрессией, например в верхнемеловое время, наблюдалась и регрессия моря (на востоке Азии).

И в этих случаях приходится считать, что большие трансгрессии и регрессии в истории Земли были в основном вызваны изменением рельефа, т. е. движениями земной коры. Это были преимущественно геократические трансгрессии и регрессии.

Палеогеографические карты Н. М. Страхова позволяют установить еще одну важную черту в распределении морей и суши. В кембрии, силуре, девоне, триасе и юре происходили следующие изменения:

1. Площадь суши уменьшалась, в особенности в высоких широтах.



Рис. 23. Относительное изменение площадей суши (незаштриховано) и моря (заштриховано) в связи с орогенческими фазами.

Черные кружки — орогенческие фазы различной силы (по Н. М. Страхову, 1950)

2. Устанавливалось сравнительно свободное соединение северного околополярного бассейна с океаном более низких широт.

В течение времени от среднекембрийской эпохи до нижнекаменноугольной все северное полушарие было преимущественно океаническим, хотя суша увеличивалась с конца девона. Материк Гондвана, в южном полушарии, хотя и был велик, но не распространялся южнее 40° ю. ш. Но в течение карбона площадь суши сильно увеличивается в северном полушарии и в перми почти закрываются океанические проливы между северным околополярным бассейном и океаном низких широт. К концу триаса увеличивается ширина морского пространства в восточном секторе Арктики. Околополярный бассейн свободно соединяется с Тихим океаном. В юре и мелу площадь суши в высоких широтах обоих полушарий резко уменьшается. Океан низких широт многими рукавами соединяется с арктическим бассейном. В течение третичного времени суша в северном полушарии вновь увеличивается и Северный Ледовитый океан становится все более замкнутым.

Как увидим далее (главы шестая и восьмая), отмеченные только что изменения в распределении суши и моря высоких широт вызвали крупнейшие изменения климата и органической природы.

Итак, трансгрессиями и регрессиями Мирового океана управляло преимущественно тектоническое развитие земной коры.

Две гипотезы развития химического состава вод океана. Существуют две гипотезы образования современного состава вод океана: глубинная и речная. Они не исключают, а дополняют друг друга.

Глубинная гипотеза в сущности уже была изложена в начале этой главы. Здесь только остается напомнить, что в морской воде, так же как и в воздухе атмосферы, содержится много химических элементов и их соединений, которые поднялись из недр Земли. И эти элементы и соединения встречаются в избыточных количествах, свидетельствуя о непрерывном их поступлении из земных недр и накоплении в гидросфере и атмосфере.

Табл. 7 (см. выше) указывала на 80-кратный избыток углекислого газа, 60-кратный — хлора, 70-кратный — азота, 4-кратный — серы и т. д. Эти элементы выносятся на поверхность горячими источниками, вулканическими извержениями и выделяются из мантии, гранитов и базальтов земной коры.

В. В. Белоусов составил интересную сводку по геохимии природных газов и приложил к этой сводке карту, на которой

очень наглядно показано, какие газы земная кора выделяет. Часть этих газов образуется в самых верхних горизонтах стратисферы в связи с биохимическими процессами. Другая группа газов, несомненно, связана и с магмой, или только с ней одной. Это: CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , N_2 , HCl , NH_3 , SO_2 , Cl и т. д.

По А. П. Виноградову, H_2O и главные анионы океанической воды — Cl' , SO_4'' , Br' , F' — глубинного происхождения. Интрузии и вулканы дали океанам пары и газы H_2O , CO_2 , HF , HCl , S .

Второй источник морских солей — материковый сток.

Еще в 1715 г. в Лондонском королевском обществе известный астроном Галлей указывал, что в бессточном океане непрерывно концентрируются соли, вносимые реками, и что океан подобен в этом отношении бессточному озеру: получая соли, океан не отдает их. Следовательно, соленость Мирового океана должна непрерывно увеличиваться. Галлей высказал сожаление, что древние греки не были в состоянии установить уровень солености океана. Будь химический состав морской воды уже тогда установлен, вероятно, удалось бы уловить процесс осолонения океана за истекшие 2000 лет²⁶.

Океан является гигантским коллектором речных солей, и сомневаться в том, что реки участвуют в формировании солености океана, нет никаких оснований. Следует только остановиться на некоторых количественных соотношениях и объяснить некоторые кажущиеся парадоксы.

Расчеты поступления в океан солей с суши приводят к предположению о неправдоподобно быстром осолонении океана.

Таков, например, расчет приноса в океан с суши натрия, проделанный английским геофизиком Д. Джели:

$$\frac{14130 \cdot 10^{12} \text{ т Na моря}}{158 \cdot 10^6 \text{ т Na ежегодного речного стока}} = 89 \cdot 10^6 \text{ (лет).}$$

Выходит, что соленость океана формируется в течение всего 89 млн. лет.

Так же можно рассчитать, что возраст хлора в океане равен 160 млн. лет (содержание хлора в океане — $25\,538 \cdot 10^{12} \text{ т}$, а вносится его ежегодно — $155 \cdot 10^6 \text{ т}$). Все эти цифры явно невелики. Ведь возраст океана и начало его осолонения больше их во всяком случае в десятки раз (см. выше). Еще более несообразными станут расчеты, если мы учтем и второй

²⁶ Предположение Галлея было лишь слегка преувеличенным. О. А. Алекин пишет: «Для того, чтобы под влиянием существующего материкового стока содержание Cl' в Мировом океане изменилось на $0,02\%$, то есть на предельную точность аналитического определения этого иона, необходимо около 3200 лет» («Общая гидрохимия». Л., 1948, стр. 166).

источник солей — глубинный. Таким образом получается противоречие в цифрах, затрудняющее определение времени начала формирования солевого режима океана.

Прежде чем разобратся в этом противоречии, ознакомимся с диаграммой Л. К. Блинова (рис. 24).

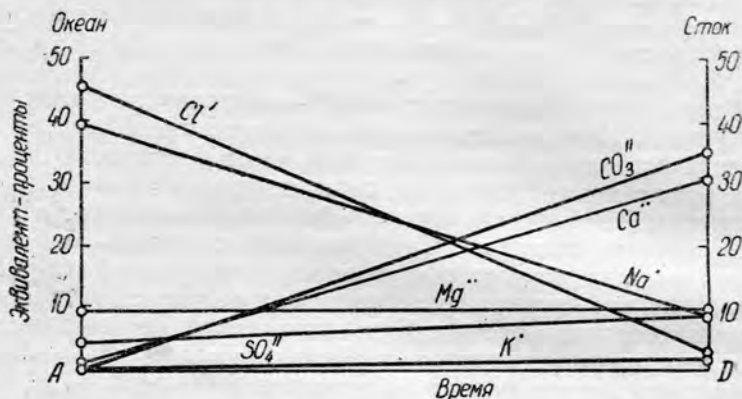


Рис. 24. Содержание солеобразующих ионов в материковом стоке и океане в процентах (по Л. К. Блинову).

На левой вертикали отложен состав вод океана, на правой — средний состав материкового стока в эквивалент-процентах. Прямые наклонные линии дают представление о характере изменения во времени количественных соотношений ионов

На диаграмме по левой вертикальной оси отложены в эквивалент-процентах²⁷ главнейшие ионы морской воды, а по правой вертикальной оси — главнейшие ионы речной воды. Соответствующие точки одного и того же иона соединены прямыми линиями. Эта диаграмма должна показать, насколько различны между собой по составу соли речного и глубинного происхождения.

Диаграмма показывает, что современный океан синтезирует в себе влияния обоих источников соленакопления: Cl^- и отчасти Na^+ — глубинного происхождения. Хлора в океанической воде содержится больше, чем натрия, вероятно, благодаря его более интенсивному выделению из магмы. Катионы: Na^+ (главным образом), K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} — преимущественно материкового происхождения. Диспропорция химического состава вод океана и рек видна очень ясно.

Исключительно малое содержание кальция в воде океана обращает на себя особое внимание. Каким же образом можно

²⁷ Эквивалент — весовое количество данного вещества, соединяющееся с одной весовой частью водорода.

объяснить неправдоподобные результаты расчета возраста океана по ионам морской воды и непропорционально малое содержание некоторых ионов в воде океана по сравнению с речной водой?

Для этого надо учесть не только прибыль, но и убыль ионов, замедляющую и растягивающую процесс осолонения океана. Процессы изъятия солей из солевого раствора различны. Это, во-первых, выпадение в осадок тех соединений, которые в океанической воде растворимы хуже, чем в речной воде. Надо прежде всего указать на CaCO_3 , образующий колоссальные толщи (до 20%) стратисферы. Кальций из раствора океанической воды выпадает в осадок. С. В. Бруевич приводит данные о выпадении в осадок Каспийского моря ионов кальция и магния:

Остается в растворе (в%)	Переходит в осадок (в%)
Ca ⁺⁺	9
Mg ⁺⁺	79
	91
	21

Этот процесс прогрессировал, так как в морской воде с течением времени становилось все меньше растворенной углекислоты (см. главу третью).

На другой процесс обращают внимание Л. К. Блинов и Р. И. Грабовский²⁸. При волнении происходят разбрызгивание морской воды, высыхание солей «на ветру» и вынос их за сотни километров от моря (океана) на сушу. В качестве примера можно привести описанный в журнале «Природа» (1951, № 2) случай, наблюдавшийся в Саратовском Поволжье 7—9 апреля 1950 г.: «Предметы начали покрываться беловатым кристаллическим налетом, похожим на иней или изморозь. На многих предметах осадок был настолько обильным, что покрывал их толстым слоем и на вкус оказывался горько-солонюватым» (стр. 65). В составе налета обнаружены были поваренная соль, гипс и т. д. Соли были вынесены штормовым ветром, бушевавшим на Каспии с 4 по 9 апреля 1950 г.

Л. К. Блинов считает, что ветер уносит с Каспия 30% солей, вносимых в море. Расчеты Грабовского дают еще большие потери для океана — около 27 млрд. т ($27 \cdot 10^9$) всех солей в год и 8 млрд. т ($8 \cdot 10^9$) — одних хлоридов. Приводимые цифры даже превышают количество солей, вносимых реками в океан (по О. А. Алекину, в год вносится 2,34 млрд. т

²⁸ С. Р. И. Грабовский. О происхождении атмосферных ядер конденсации. «Природа», 1953, № 1; см. также его статью: «Мировой океан как источник атмосферных ядер конденсации». «Изв. АН СССР», сер. геофизич., 1952, № 2.

всех солей, в том числе 155 млн. т хлоридов). Во всяком случае, приведенные соображения помогают объяснить огромную древность океана (более 2 млрд. лет) и соответствующую длительность процесса осолонения океанических вод.

Наконец, Л. К. Блинов указывает еще на один процесс убыли солей замкнутых водоемов, замедляющий осолонение водоемов. Новый источник убыли солей из замкнутого водоема, указан Л. К. Блиновым для Аральского моря. В табл. 10 приведен водный баланс Аральского моря.

Т а б л и ц а 10

Приход	км ³ /год	мл	Расход	км ³ /год	мл
Речной сток . . .	54,0	878	Испарение . . Фильтрация . .	56,09	922
Атмосферные осадки	5,36	85		1,27	20
Итого:	59,36	960	Итого:	59,36	942

Итак, около 1,25 км³ воды Аральского моря ежегодно фильтруется вместе с растворенными в ней солями в грунт дна и берегов Аральского моря. Средний многолетний солевой сток в Аральское море равен 23,79 млн. т; из них несколько менее половины выпадает в осадок. В растворе остается 12,85 млн. т. Так как солевая масса моря составляет 10,5 млрд. т, то нетрудно рассчитать, что солевая масса моря образовалась бы за 820 лет (по данным Л. С. Берга, за 320 лет) — цифра неправдоподобно малая. Ветры в районе моря не отличаются большой силой и ветровой вынос солей не может играть существенного значения в замедлении осолонения моря в прошлом. Однако вода Аральского моря фильтруется и достаточно ежегодной фильтрации слоя воды в 2 см, чтобы осолонение моря совсем прекратилось (см. табл. 10). Таким образом, Л. К. Блинов нашел выход из этого «географического парадокса», отмеченного еще Л. С. Бергом²⁹.

Итак, кажущуюся несообразность расчетов можно устранить и гипотезы магматического и речного происхождения морских солей оказываются удовлетворительными не только в качественном, но и в количественном отношении.

Соленость океана в архейской эре. Все изложенное выше говорит о том, что Мировой океан на первых этапах своего

²⁹ См. Л. К. Блинов. Гидрохимия Аральского моря. Автореф. дис., географ. ф-т МГУ, 1957.

существования имел сравнительно слабую концентрацию растворенных солей. Вспомним (см. главу третью), что геосинклинальный режим на заре геологической истории Земли преобладал, что земная кора была сравнительно проницаема для глубинных выделений. Можно на основании этого предполагать, что относительное содержание поваренной соли в морской воде было тогда выше современного.

Имеются соображения, подтверждающие малую соленость древнейшего океана, и в частности малое содержание в нем карбонатов.

Л. А. Зенкевич отмечает, что наиболее примитивные группы современных водных организмов в равной степени свойственны и морям и рекам, а более сложные и молодые группы обнаруживают уже предпочтение только к одному из режимов. Среди губок совсем нет разнородных семейств, а среди более высокоорганизованных бокоплавов разнородных семейств — 88%. Основываясь на этом, можно предположить, что различие в солености древнейшего океана и рек, населенных более примитивными организмами, было меньше современного. Следовательно, океан был преснее, хотя дальнейшее изменение солености океана, по Л. А. Зенкевичу, и не было значительным. Л. А. Зенкевич предполагает, что осолонение океана произошло еще в докембрии и что за время, протекшее с кембрия, соленость океана не претерпела существенных изменений.

О сравнительно малой солености протерозойского океана свидетельствуют, как мы видели, и данные, приводимые Н. М. Страховым (см. главу третью). В протерозойское время произошло отложение огромных толщ железистых кварцитов. Они представляют собой тонкослоистую породу. Слоистость кварцитов, по Н. М. Страхову, указывает, что протерозойский океан был малосоленым. Дело в том, что соли (электролиты), растворенные в воде, вызывают свертывание (коагуляцию) тончайших взвесей и осаждение их в виде более крупных хлопьев. В отдельных хлопьях могут оказаться различные частицы, а все осаждение происходит быстро, поэтому в сравнительно узкой прибрежной зоне и осадок не сортируется. Порода в этих условиях получается неяснослоистая, совсем иного типа, чем железистые кварциты Южной Африки и Криворожья.

По-видимому, это были своеобразные водоемы, огромные по протяженности, но слабо соленые.

«Древнейшие архейские и альгонкские моря и океаны были, вероятно, весьма мало похожи на современные и представляли собой как бы огромные озероподобные бассейны с прес-

ной или слабосоленовой, хотя постепенно и осолоняющейся, водой», — пишет Н. М. Страхов³⁰.

Заметим, что процесс перехода слоистого осадка в неслоистый в результате осолонения бассейна и коагуляции взвеси отмечен для позднеледниковых ленточных глин юго-западной Финляндии. Они отлагались там в виде типичной слоистой пресноводной фации до того момента, пока в Балтику не проникли океанические соленые воды, и балтийское ледниковое озеро не превратилось в иольдиевое море. Чуть только началось осолонение, стали отлагаться почти неслоистые морские глины.

Огромные масштабы выноса солей железа в водоемы архея и протерозоя указывают на подвижность соединений железа в речных водах того времени. Как известно, подвижны закисные соединения железа. Преобладание последних в архее — протерозое, возможно, указывает на относительную бедность атмосферы кислородом и на богатство ее углекислотой.

В связи с вопросом о солености древнейшего океана большой интерес вызвал тот факт, что многие очень древние (кембрийские) морские организмы имели безизвестковый скелет, состоявший из хитина или из кремнезема. Выяснением причины известкового «голода» кембрийских организмов занимался Я. В. Самойлов (1921). Он высказал предположение, что в нижнепалеозойском океане реки накопили еще так мало углекислого кальция, что организмам не из чего было строить известковый скелет. Вывод Я. В. Самойлова гармонирует с высказанным уже выше соображением о малой солености древнего океана.

Однако следует отметить, что на последнее время А. П. Виноградов и Н. М. Страхов высказали другое предположение³¹. Они полагают, что в архее — палеозое в составе атмосферы было больше углекислоты, так как преобладание геосинклиналей способствовало более свободному выделению ее из магмы в атмосферу, а фотосинтез не представлял еще такого мощного механизма связывания углекислоты воздуха, каким он является ныне. Большое (относительно) содержание CO_2 в воздухе соответствовало количеству растворенной углекислоты и в воде океана. Поэтому и растворимость Са в океанической воде была выше современной, и кальций из раствора извлекался организмами с большим трудом. Вообще с течением времени океан терял растворенный в нем кальций, не-

³⁰ Н. М. Страхов. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., 1947, вып. 73, № 22, стр. 215—216.

³¹ См. А. П. Виноградов. Геохимическая история кислорода и фотосинтез. «Изв. АН СССР», сер. биол., 1947, № 3.

смотря на непрерывный принос его реками: по мере того как углекислого газа в морской воде становилось все меньше, кальций из раствора выпадал в осадок.

Соленость океана в пермском периоде. Данные о позднейшем развитии химического состава океана приводились для самого конца палеозоя — пермского цехштейнового моря. Этот период удален от нас примерно на 200 млн. лет. Конец перми, как известно, характеризовался регрессией океана и выпариванием огромных лагун, в которых отлагались соли. В частности, в это время отложились залежи стасфуртских солей Германии³² и соликамских солей Прикамья.

В. Я. Самойлов считал, что тогда в Стасфурте произошло полное усыхание моря и что если изучить качественные и количественные соотношения солей, слагающих эту залежь, то можно разобраться и в химическом составе воды цехштейнового моря.

Расчеты Я. В. Самойлова приводят к следующим цифрам, которые интересно сравнить с цифрами, характеризующими соленость современного океана (в ‰/00):

Ионы	Цехштейновое море	Современный океан
Na ⁺	43,94	38,49
Ca ⁺⁺	1,80	1,73
Mg ⁺⁺	3,54	8,95
Cl ⁻	46,64	45,10

Отличие двух рядов цифр нельзя не признать закономерным. В цехштейновом море проступают архаические черты солености. Сравнительно велико содержание ионов Na⁺ и Cl⁻, зато мало содержание «речного» иона — Mg⁺⁺. Кальций не показывает значительных изменений, но содержание его, как уже отмечалось, не характерно, так как он выпадает в осадок. Общая соленость цехштейнового моря, по Я. В. Самойлову, — 26,1‰ — в полтора раза меньше, чем современная.

Необходимо однако подчеркнуть, что эти расчеты являются весьма ориентировочными. И не только потому, что мы не располагаем достаточно точными данными о солевом составе пермских соляных отложений, но и вследствие активно происходящей метаморфизации соляных отложений, связанной также и с биогенными процессами.

Если в пермском периоде солевой режим океана еще отличался от современного, то в верхнемеловом периоде он, по видимому, был уже весьма близок к современному. На это, по

³² Около г. Магдебурга (ГДР).

мнению Н. М. Страхова, указывают населявшие верхнемеловое море фораминиферы, кораллы, брахиоподы, морские ежи, головоногие моллюски. Многие из них очень чувствительны к отклонениям солености океана (рис. 25).

Кроме вышеприведенных данных, характеризующих изменение химизма океана в целом и на протяжении огромных отрезков времени, существуют попытки, аналогичные вышеприведенным, но относящиеся к истории отдельных морей (озер).

Каспийское море. Вода этого моря — не просто разбавленная морская вода. Ее состав иной (Л. К. Блинов, 1947):

Таблица 11

Ионы	Океан (в%)	Каспийское море (в%)
Na'	30,59	24,82
K'	1,11	0,66
Ca''	1,20	2,70
Mg''	3,72	5,70
Cl'	55,29	41,73
SO ₄ ''	7,69	23,49
CO ₃ ''	0,21	0,84
Br'	0,19	0,06
Итого:	100,00	100,00
Грамм-ионов в килограмме . .	35,00	12,94

Сравнивая обе колонки цифр в данной таблице, можно обнаружить в них закономерные различия. Ионы речного стока относительно преобладают в воде Каспия (Mg'', Ca'' SO₄''). Большое содержание иона SO₄'' в каспийской воде также связано со стоком рек.

По подсчетам Л. К. Блинова, каспийская вода содержит 25,2% солей, внесенных реками, и 74,8% морских солей.

Сопоставляя абсолютные цифры речных ионов и величину их годового сброса притоками Каспия, Л. К. Блинов определил, что отшнурование Каспия от Черного моря произошло 4200 лет назад.

С. В. Бруевич получил несколько большие цифры — от 6400 до 10 600 лет. Даже максимальная из этих цифр меньше тех, которые можно предположить на основании геологических данных. В последнее время предполагают, что соединение Каспийского и Черного морей произошло в хвалынское время, которое сопоставляют с валдайской ледниковой эпо-

хой. Максимум последней удален от нас во всяком случае на несколько десятков тысяч лет.

Если внести поправку на вынос солей ветром (см. выше), то возрастные определения увеличатся примерно на одну треть, что, однако, все еще совершенно недостаточно. При уточнении «возраста» Каспия должна иметь значение оценка суммарного уноса солей из моря, в частности в залив Кара-Богаз-Гол. Напомним, что еще К. М. Бэр и А. И. Воейков ука-

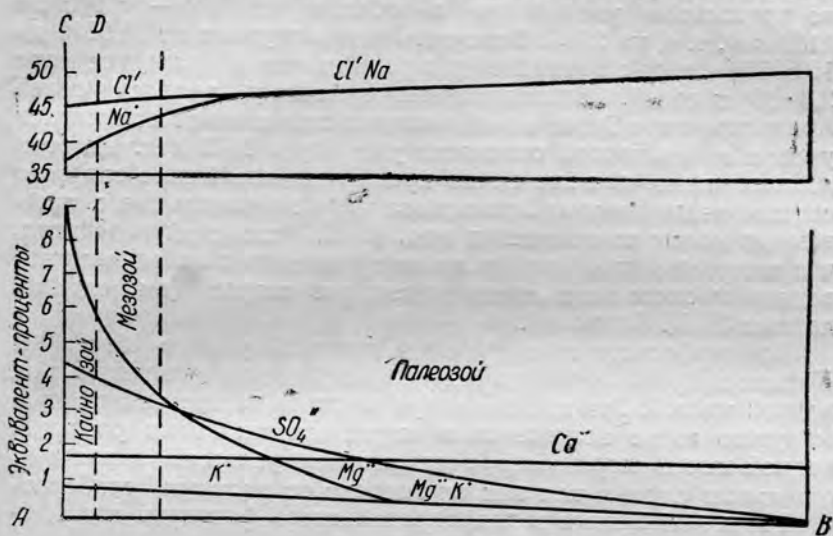


Рис. 25. Схема изменения солевого состава океана в геологическом времени (по Л. К. Блинову).

Схема построена по данным ионных соотношений в современном океане (отложенных на вертикали С) и цехштейновом море (вертикаль Е). Расстояния между вертикалями С, D, E, F отвечают относительной длительности геологических периодов

зывали на опресняющее влияние этого залива, в который поступает значительно больше солей из Каспия, чем в последний приносится реками. Процессы уноса и отложения солей в заливах-лагунах должны были иметь место и в прошлом и представлять собой широко распространенное, опресняющее по отношению к океану влияние. Может быть, этот процесс также объяснит нам, почему океан осолонялся медленнее (и возраст его солей больше), чем это следует из расчетов Джоли (см. выше).

Но самое интересное в этих данных то, что солевой состав Каспия не есть подобие солевого состава цехштейнового моря (тоже внутриматерикового): соли суши проступают

в химизме цехштейнового моря меньше, а в каспийской воде — больше, чем в современном океане. По-видимому, цехштейновое море отражает пройденный этап развития химизма океана, а Каспийское море — прообраз будущего химизма океана.

Аральское море. Расчеты изменения объема и химизма вод Аральского моря привел А. П. Успенский. За 72 года (1873—1945) уровень Арала поднялся на 3,5 м, соответственно произошло увеличение и объема его вод—от 905 до 1153 км³, т. е. на 27%. Соленость поэтому упала от 10,9375 до 10,5050‰, хотя за этот же срок реки внесли в Аральское море 2,2 · 10⁹ т солей. Благодаря непрерывному приносу солей Аральское море будет в конце концов осолоняться и достигнет уровня океанической солености уже через 1315 лет. Из этих данных видно, как энергично происходит изменение солевого состава водной массы Аральского моря по сравнению с изменением массы океанических вод. А. П. Успенский подсчитал, что минерализация вод Арала по сравнению с океаническими водами происходит в сотни тысяч раз скорее (см., однако, данные Л. К. Блинова).

Все это совершенно понятно, так как речные бассейны Каспия и Арала относительно очень велики по сравнению с их водной массой. Эти данные могут служить иллюстрацией упомянутого выше положения о морях-озерах: темп развития водной массы морей-озер очень индивидуальный в каждом отдельном случае, так как он зависит от местных особенностей геократического и гидрократического факторов для данного моря-озера и его бассейна.

Выводы

1. Гидросфера Земли «наращивалась» за счет выделения вод из земных глубин. Этот процесс продолжался (продолжается?), поскольку оболочка разогревалась радиоактивным распадом элементов. Тормозящим фактором являлось уменьшение проницаемости земной коры по мере образования гранитного слоя и перехода геосинклиналей в платформы. Таким образом, длительно развивалась планетарная гидрократическая трансгрессия океана.

2. Однако ритмы трансгрессий и регрессий океана являются геократическими.

3. По характеру закономерностей движения уровней выделяются три главных местных типа водоемов: океан, моря-озера, озера.

4. Общая соленость океана с течением времени увеличивалась.

5. Соли океана двоякого происхождения: глубинные и речные.

6. С течением времени роль речного фактора, формирующего солевой режим океана, увеличивалась, а роль глубинного фактора уменьшалась. В этом и проявляется отражение общей закономерности развития земной коры: рост гранитных материков, уменьшение проницаемости земной коры для глубинных выделений. Возможно также ослабление влияния радиоактивных процессов в земной коре.

7. Развитие водной массы гидросферы и ее солевого состава и развитие земной коры — процессы, родственные дифференциации вещества верхних геосфер Земли.

8. Гидросфера изменялась и развивалась неповторимо как по своей водной массе, так и по составу.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. Общая гидрохимия. Л., 1948.
- Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. В кн.: «Климат и жизнь», изд. 2. Географгиз, М., 1947.
- Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. «Метеорология и гидрология. Информ. сб.», 1946, № 4 и 1947, № 4.
- Блинов Л. К. О поступлении морских солей в атмосферу и о значении ветра в солевом балансе Каспийского моря. «Тр. Гос. океаногр. ин-та», 1950, вып. 15(27).
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. История природных вод, т. II, ч. 1, вып. 1. Л., 1933.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., 1959.
- Дзене-Литовский А. И. Ветровой вынос солей и соляные бури. «Тр. Лаб. озероведения», 1954, т. 3.
- Ермолаев М. М. Проблема исторической гидрологии морей и океанов. Сб. «Вопр. географии», 1947, № 7.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. «Уч. зап. Юрьевск. ун-та», 1893, № 1.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). «Сов. геол.», 1957, № 59.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. I и II. Изд-во МГУ, 1951—1952.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, М., 1948.
- Сакс В. Н., Белов И. А., Лапина Н. Н. Современные представления о геологии Центральной Арктики. «Природа», 1955, № 7.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. I. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1948.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 6.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). «Природа», 1950, № 9.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. «Тр. Иркутск. ун-та им. А. А. Жданова», сер. геол., 1951, т. V, вып. 2.

Чэмберлин Т. Геологические доказательства эволюции земной атмосферы. В кн.: «Атмосферы Земли и планеты». Изд-во иностр. лит-ры, М., 1951.

Bauer A. Über die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse. Expeditions Polaires Francaises. Missions Paul-Emile Victor, 1955.

Baulig H. The Changing Sea level. London, 1935. (The Instit. of British geographers, Publication No. 3).

Eskola P. Conditions during the earliest geological times as indicated by the archæan rocks. «Annales Acad. Scientiarum Fennicæ», Ser. A, v. XXXVI, 1933 (1932).

Kulp J. L. Origin of the hydrosphere. «Bull. of the Geolog. Soc. of America», 1951, v. 62, No 3.

Penck A. Theorie der Bewegung der Strandlinie. Sitzungsberichte der Preuss. «Akad. der Wissenschaften. Math. Phys», kl., XVIII—XX, 1934.

Rubey W. Geologic History of Sea Water. «Bull. of the Geolog. Soc. of America», 1951, v. 62, No 9.

Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. II. Praga—Wien—Leipzig, 1888, B. II.

Termier H. et Termier G. Histoire géologique de la biosphere. Paris, 1952 (палеогеографические карты: стр. 274—345).

ГЛАВА ШЕСТАЯ

РАЗВИТИЕ АТМОСФЕРЫ, ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТОВ ЗЕМЛИ

Современная атмосфера Земли. Масса атмосферы составляет около 10^{-6} массы Земли.

Согласно А. П. Виноградову:

Вес атмосферы	$5 \cdot 10^{21}$ г
Вес гидросферы	$1,5 \cdot 10^{24}$ г
Вес осадочных пород	$2 \cdot 10^{24}$ г
Вес земной коры	$3 \cdot 10^{25}$ г
Вес Земли	$5,975 \cdot 10^{27}$ г

Средний состав атмосферы весьма постоянен по сравнению с составом вод океана. Атмосфера — смесь в основном трех элементарных газов (азота, кислорода и аргона) и двух соединений, находящихся в газообразном (парообразном) состоянии — углекислого газа и паров воды. Прочие газы встречаются в ничтожных количествах, хотя представляют большой интерес для изучения истории развития атмосферы.

Процентное соотношение составных частей атмосферы (по объему) следующее:

Азот	78,08
Кислород	20,95
Аргон	0,93
Углекислый газ	0,03
Пары воды	до 4,00

В сравнительно ничтожных количествах встречаются:

Водород	менее 0,001
Гелий	0,0005
Озон	0,000007

Кроме того, атмосфера Земли содержит пыль. Предполагают, что содержание углекислого газа в атмосфере под влиянием деятельности человека повысилось к настоящему времени на 8—14%.

Об особенностях высоких слоев атмосферы заключают также по свечению метеоров, по серебристым облакам (на высоте 85 км) и полярным сияниям (на высоте до 1200 км). Спектрографическое исследование света принесло сведения о газах верхних частей атмосферы.

Наконец, весьма важные сведения о строении верхних слоев атмосферы получены в результате запусков искусственных спутников Земли.

С высотой возрастает разреженность атмосферы и уменьшается атмосферное давление. Падение атмосферного давления с высотой составляет в мм: 0 м — 760; 10 км — 198; 20 км — 41,7; 30 км — 8,7; 50 км — 1; 100 км — около 0,0001. По данным В. В. Михневича и И. А. Хвостикова, атмосферное давление на высоте 55 км уменьшается до 0,4 мм.

Атмосферные газы простираются на многие сотни километров от земной поверхности. Состав атмосферы с высотой остается сравнительно постоянным. Предположение, что стратосфера состоит из отдельных газовых оболочек (азотной, гелиевой, водородной) с убывающим с высотой атомным весом, не подтвердилось. Стратосфера состоит, так же как и атмосфера у поверхности Земли, главным образом из азота и кислорода. На высоте 95 км от поверхности Земли, по данным ракетных исследований, процентное содержание O_2 и N_2 существенно не изменяется по объему: O_2 — 21,5%, N_2 — 77%, но более тяжелого аргона несколько меньше, чем у поверхности — 0,75%, легкого газа гелия — несколько больше (Б. А. Миртов, 1957). Водорода и гелия даже на этой высоте почти нет, хотя и водород и гелий непрерывно поступают в атмосферу. Первый выделяется при вулканических извержениях, а также приходит с солнечными корпускулярными потоками; второй же выделяется при радиоактивном распаде.

Прежнее представление о равномерном уменьшении температуры с удалением от поверхности Земли оказалось неверным. Температура падает до уровня нижней стратосферы. На высоте около 10 км над полюсом и на высоте около 17—18 км над экватором температура опускается, соответственно, до -60° и -80° . Но выше она опять поднимается. Повышение температуры до $+50$, $+80^\circ$ происходит там, где увеличивается содержание озона, т. е. на высоте 20—60 км. Здесь располагается слой озона, носящий также название озонового экрана. Хотя содержание озона в этом слое возрастает лишь немного, тепловое влияние его значительно. Озон способен поглощать ультрафиолетовую коротковолновую радиацию Солнца (длина волны — 0,23—0,29 микрона)¹. Эта радиация и повышает температуру стратосферы на уровне озонового экрана.

Происхождение озона следующее: молекулярный кислород атмосферы энергично поглощает солнечную ультрафиолето-

¹ Максимум излучения Солнца лежит в области длины волн в 2—3 раза большей, т. е. 0,5—0,8 микрона (желтая часть видимого спектра). Инфракрасные лучи имеют длину волны уже в 30—40 раз большую (9—10 микронов), чем ультрафиолетовые.

вую радиацию. Это поглощение приводит к диссоциации молекул O_2 . Освобождающийся кислородный атом является активным окислителем: встречаясь с двухатомной молекулой кислорода, атом кислорода образует трехатомную молекулу озона: $O_2 + O_1 = O_3$.

Значение озонового экрана, как мы увидим дальше, очень велико. Его образование и изменения вызывают изменения тепловых условий у поверхности Земли.

Итак, с высотой не только уменьшается концентрация молекул отдельных газов, но и происходит распад их молекул (например, кислорода). Но этот процесс идет и дальше. Ультрафиолетовое излучение Солнца проникает в электронные оболочки атомов. Отдельные электроны вырываются из своих оболочек. На больших высотах, выше собственно стратосферы, располагается слой атомов с разрушенными электронными оболочками — ионов и электронов — и о н о с ф е р а.

На высоте 57,5 км температура атмосферы достигает около $+40^\circ$, затем понижается примерно до -100° , а на высоте свыше 100 км вновь поднимается, достигая на высоте 130 км $+150^\circ$ и продолжая повышаться кверху.

В докладе президента АН СССР А. Н. Несмеянова на общем собрании Академии наук в марте 1959 г. приводились новые данные о верхних слоях земной атмосферы, полученные приборами, установленными на искусственных спутниках и на советской космической ракете. Мощность земной атмосферы можно теперь признать большей, чем предполагалось ранее. Атмосфера Земли простирается по крайней мере до 2000—3000 км высоты. Температура верхних слоев атмосферы очень высока. На высоте 200 км она достигает 1000° , а еще выше—2000—3000°. Мы приводили данные, согласно которым на высоте свыше 100 км в атмосфере увеличивается содержание легких газов. Однако на высотах в 200—800 км содержание более тяжелого атомарного кислорода становится больше, чем содержание азота. Азота содержится на этих высотах в 10—100 раз меньше, чем кислорода. Третий искусственный спутник испытывал удары мельчайших метеорных частиц (массы около миллиардной доли грамма). В среднем одна такая мельчайшая частица встречалась с поверхностью советской космической ракеты всего один раз за несколько часов. Признается, что метеорная опасность для космических снарядов мала².

Мы рассматривали воздушную оболочку Земли как образование, симметричное по отношению к центру Земли. Но в

² См. «Правду» от 15 июля 1959 г.

последние годы указывалось, что земная атмосфера, возможно, имеет асимметричное расположение, а именно — образует выступ в плоскости эклиптики в направлении, противоположном Солнцу, — газовый хвост Земли, простирающийся на расстояние в сотни тысяч километров. Газовый хвост Земли — это образование, родственное хвостам комет³.

Происхождение атмосферы Земли. В составе атмосферы очень немного химических элементов. В основном их шесть: азот, кислород, аргон, углерод, гелий, водород, если исключить пыль, могущую иметь различный химический состав. Основных газов как элементарных, так и в виде химических соединений, всего восемь. Земная атмосфера химически гораздо беднее Земли в целом, беднее земной коры и гидросферы.

В атмосфере, конечно, могут присутствовать лишь газы, температура ожигения или затвердевания которых ниже температуры, господствующей в самой атмосфере в настоящее время. Кислород ожигается только при температуре $-118^{\circ},8$, да и то при огромном давлении (50 атм). Следовательно, газообразный кислород, а также азот, аргон и особенно водород и гелий в атмосфере Земли вполне устойчивы при нынешних температурах земной поверхности и атмосферы. Эти газы могут быть ожигены и «выморожены» только на очень холодных и далеких от Солнца планетах.

Те температуры, ниже которых газ может превратиться в жидкость при больших давлениях, называются критическими температурами. Соответствующие давления также называются критическими.

В табл. 12 приводятся критические температуры давления для газов, входящих в состав атмосферы Земли.

Таблица 12

Г а з	Атомный или молекулярный вес	Критическая температура в °С	Критическое давление в атм
Азот	14	-147	33,5
Кислород	16	-118,8	50,0
Аргон	40	-122,4	48,0
Углекислый	44	+ 31,0	72,9
Водяной пар	18	+374,0	218,0
Водород	1	-240,0	12,0
Гелий	4	-267,9	2,2

³ См. В. Г. Фесенков. О газовом хвосте Земли. «Докл. АН СССР», нов. сер., 1950, т. 70, № 5; его же — «Астрон. журн.», 1950, вып. 2.

Промежуточное положение занимают водяной пар и углекислый газ. Водяной пар может ожижаться даже при охлаждении только до $+374^{\circ}$, но при больших давлениях. При нормальном атмосферном давлении водяной пар начинает ожижаться при температуре $+100^{\circ}$, а при 0° вода замерзает. Поэтому вода присутствует на поверхности Земли во всех трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и газообразном.

Критические температура и давление для углекислого газа таковы, что он, возможно, присутствует в холодных поверхностных оболочках Земли в различных состояниях, как и вода. В атмосфере же при давлении только в 1 атм, даже при морозах в -70° , углекислый газ не может вымораживаться и остается газообразным. При давлении около 1 атм для его затвердевания требуется температура в $-78^{\circ},5$. Следовательно, можно предполагать вымораживание углекислого газа в атмосфере над центральными районами Антарктиды, где в воздухе обнаружены температуры до $-87^{\circ},4$. Как предполагал В. И. Вернадский, возможно присутствие твердой и жидкой углекислоты в мерзлых толщах земной коры и в глубинах океана, где давления огромны и где господствуют низкие температуры. Например, на глубине около 10 км в океане температура воды около 0° , т. е. она ниже критической для углекислого газа, а давление больше критического (см. табл. 12)⁴.

Названия газов в таблице написаны в порядке убывания их содержания в атмосфере с указанием атомных и молекулярных весов. Из таблицы видно, что самые легкие газы — водород и гелий — ожижаются и затвердевают при более низких температурах (труднее), чем более тяжелые газы.

Таблица иллюстрирует закономерность, которая очевидна: в атмосфере Земли «отобраны» те газы, присутствие которых «разрешается» господствующими температурой и давлением. Но важно отметить, что температурный «отбор» в равной степени можно рассматривать как результат обеднения первоначально богатой газами атмосферы и как сохранение тех вторичных газов атмосферы, которые «наращиваются» из земных глубин. Бедность элементарного состава атмосферы может служить доказательством «вымораживания» газов из первично горячей атмосферы вследствие остывания Земли.

Вторым фактором «отбора» газов атмосферы является их притяжение к Земле, зависящее от веса молекул (см. табл. 12), от массы и радиуса планеты.

Если скорость движения молекул газов больше некоторой критической величины, газовая молекула оторвется от Земли.

⁴ См. В. И. Вернадский. О поле устойчивости жидкой углекислоты в биосфере. «Докл. АН СССР», А, 1931, № 11, стр. 287.

Будет происходить утечка газа и потеря его атмосферой. Какова же скорость движения газовых молекул и какая величина скорости является критической? Какие газы может удерживать Земля?

Сила притяжения газа тем больше, чем больше масса планеты и чем меньше ее радиус. Критическая скорость газа определяется формулой $V = \sqrt{\frac{m}{R}}$, где m — масса, а R — радиус планеты. Для Земли критическая скорость составляет 11,2 км/сек. Молекулы газа должны превысить эту скорость, чтобы «оторваться» от Земли. Поэтому снаряд, отправленный с Земли в межпланетное пространство, должен иметь начальную скорость полета не меньше, чем 11,2 км/сек⁵.

Средние же скорости движения молекул, образующих атмосферу Земли, при 0° значительно меньше:

Углекислый газ . . .	0,40 км/сек
Кислород	0,46 "
Азот	0,49 "
Пары воды	0,61 "
Метан	0,69 "
Гелий	1,31 "
Водород	1,84 "

Эти данные создают впечатление, что земная атмосфера прочно связана с Землей. И это относится и к таким летучим газам, как водород и гелий. Но вопрос гораздо сложнее. Средняя скорость движения молекул не есть ее максимальная скорость, которая, при прочих постоянных условиях, может превышать среднюю скорость в 5 раз. Но и этого условия, по-видимому, недостаточно, чтобы вызвать рассеяние, или диссипацию, атмосферы Земли при нулевых температурах. Возможность диссипации газов атмосферы увеличивается благодаря высокой температуре, господствующей в верхних слоях атмосферы. Ведь вышеприведенные средние скорости молекул рассчитаны для нулевых температур. При повышении температуры газа возрастают и скорости движения газовых молекул.

Надо также учесть, что критическая скорость молекул газов на поверхности — функция массы Земли. Масса Земли не являлась постоянной. Если она увеличивалась, то газы атмосферы укрепляли свою связь с Землей.

Таким образом, проблема гравитационного отбора газов атмосферы очень сложна. Эта проблема оживленно дискутируется. В. Г. Фесенков является сторонником взгляда, что пер-

⁵ Критические скорости для Марса — 5 км/сек, для Юпитера — 94 км/сек, для Луны — 2,4 км/сек.

вичная земная атмосфера в условиях высокой температуры (см. выше) диссипировала. Затем из недр Земли выделились газы, образовавшие современную атмосферу, которые были удержаны притяжением Земли, за исключением наиболее летучих газов. Современная атмосфера является, следовательно, по В. Г. Фесенкову, вторичной. Он считает, что диссипация водорода и гелия происходит и в настоящее время. Более тяжелый газ неон (атомный вес — 20, содержание в атмосфере ничтожное), по мнению В. Г. Фесенкова, также диссипирует. Неон — инертный газ. Следовательно, он не мог укрепить свою связь с Землей, вступив в химические соединения с другими элементами. Но неон мог диссипировать только при условии, если температура верхних слоев атмосферы достигала 5000°C . «Вероятно, что подобная температура все же имела место в течение некоторого периода истории нашей планеты», — писал В. Г. Фесенков⁶. Для подкрепления этого вывода приводится сравнение состава Земли и Солнца. Не потому ли Земле явно недостает легких химических элементов, из которых главным образом состоит Солнце (см. главу третью), что Земля ранее была горячее и тогда она и потеряла часть газов атмосферы: легких и среднего атомного веса?

Когда говорят о диссипации газов атмосферы, обычно имеют в виду плотную первичную атмосферу Земли, которая впоследствии постепенно разредилась. Но, как мы уже видели выше (см. главу пятую), атмосфера с течением времени не обеднялась, а «наращивалась». Она получила новые химические элементы и их соединения: водяной пар, углекислый газ и т. д. Что же касается самого легкого элемента — водорода, то, как мы уже видели выше (см. главу вторую), еще в стадии газово-пылевой туманности водород «изгонялся» из зоны будущих планет земной группы высокими температурами. Водород конденсировался в атомарном виде и в виде химических соединений (CH_4 , NH_3) на больших расстояниях от Солнца в зоне низких температур внешних планет-гигантов.

Невозможность диссипации современных газов атмосферы показал И. С. Шкловский. Согласно его расчетам, масса атмосферы Земли не могла заметно уменьшиться за счет диссипации газов за срок менее 10^{11} лет (сто миллиардов), а вся жизнь Земли в 20 раз короче. Одним из доказательств отсутствия диссипации атмосферы Земли, как фактора общего обеднения ее состава, является открытие атмосферы из газа метана на спутнике Юпитера — Титане. Титан имеет массу, втрое меньшую земной, однако он удерживает метановую ат-

⁶ См. В. Г. Фесенков. К вопросу о термической диссипации атмосферы. «Астрон. журн.», 1951, т. XXVIII, № 4, стр. 233.

мосферу. А. П. Виноградов (1959) считает, что диссипируют только водород и гелий, но и то очень медленно. При температуре 1000°K водород диссипировал со скоростью $3,6 \cdot 10^4$ лет, гелий (трехатомный) со скоростью $2,9 \cdot 10^{10}$ лет, почти равной возрасту Земли. Азот (N_{14}) при температуре даже в 2000°K диссипировал бы за время, во много раз превышающее возраст самой Земли ($3,9 \cdot 10^{22}$ лет).

В древнейшей атмосфере Земли происходили химические и радиохимические процессы, изменявшие ее состав. Г. К. Юри указывает, например, что метеорные тела, из которых аккумуляровалась Земля, содержали воду и железо, которые вступали между собой в химическую реакцию ($\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeO} + \text{H}_2$). Выделяется водород. В атмосфере почти не было ни кислорода, ни озона. Поэтому ультрафиолетовое излучение Солнца могло достигать земной поверхности. Оно расщепляло молекулы H_2O и CH_4 , освобождая таким образом атомы водорода. Водород, по мнению Юри, улетучивался.

В. А. Соколов обращает внимание на роль радиохимических процессов, интенсивных на раннем этапе развития Земли. Эти процессы, расщепляя молекулы различного состава, освобождали атомы кислорода и водорода.

О. Ю. Шмидт приводил в качестве возражения против диссипации газов атмосферы следующее соображение: в химическом составе Земли мало тех элементов, которые не имели преимущества летучести: например, азота в целом в Земле меньше, чем кислорода, хотя атомные веса их почти одинаковы.

Наиболее правильно будет, по-видимому, следующее заключение из всего вышесказанного: по мере своего развития Земля накапливала газы атмосферы. Атмосфера становилась более плотной. Этот процесс протекал как компонент общего процесса накопления вещества в верхних геосферах: гранитном слое, стратисфере, земной коре, гидросфере и, наконец, атмосфере. Земля не удерживала атомы водорода и, может быть, гелия.

Сравнение атмосфер Земли и других планет солнечной системы. Чтобы лучше разобраться в процессах образования земной атмосферы, ознакомимся с составом атмосферы Луны и планет солнечной системы.

Луна. Масса Луны составляет $\frac{1}{81}$ массы Земли, а критическая скорость улетучивания газов для нее — только $2,4$ км/сек. Эта скорость больше скорости движения молекул таких газов, как водяной пар, углекислый газ и т. д. Однако надо учесть, что сторона Луны, обращенная к Солнцу, нагревается до температуры $+134^{\circ}$ — намного больше, чем температура поверхности Земли. Малая масса Луны и высокая

температура нагрева освещенной поверхности Луны, вероятно, является причиной почти полного отсутствия атмосферы на Луне.

Термическая история Луны сильно отличается от термической истории Земли. Луна, как и Земля, разогревается теплом радиоактивного распада. Но незначительная масса Луны и малая величина давления в ее недрах сделали возможным расплавление вещества Луны, а затем и его затвердевание⁷. Выделение газов из недр Луны на ее поверхность первоначально должно было протекать очень бурно, но потом оно почти прекратилось. Впрочем, в 1958 г. появились сведения о следах современной вулканической деятельности на Луне и о выделении газов на ее поверхности.

Венера. Масса Венеры составляет почти 0,81 массы Земли. Температура ее поверхности сравнительно высока, так как планета близка к Солнцу. Венеру окружает атмосфера, содержащая углекислоту, масса которой в 500 раз больше массы углекислоты в атмосфере Земли⁸. Атмосфера Венеры содержит азот, возможно водяной пар, но не имеет кислорода.

Очень резок контраст в составе атмосфер двух планет — Земли — убежища жизни, с одной стороны, и Венеры, жизни не имеющей, — с другой. В атмосфере Земли углекислого газа почти нет, в атмосфере же Венеры он преобладает. Это указывает, по-видимому, на огромную биохимическую роль живого земного вещества на Земле, разлагающего углекислый газ и выделяющего кислород в атмосферу. Сравнивая атмосферы Венеры и Земли, мы обнаруживаем значение этого нового фактора, регулирующего газовый состав атмосферы.

Марс. Замечателен тем, что его атмосфера по составу несколько ближе к земной. Масса Марса составляет 0,11 массы Земли. Масса столба атмосферы на Марсе в несколько раз меньше, чем на Земле. В атмосфере Марса есть углекислый газ, азот и водяной пар (в 20 раз меньше, чем в земной атмосфере). Благодаря этому возможно сезонное образование и таяние околполярных, очень тонких шапок снега (льда). Кроме того, замечены следующие явления: суточный ход прозрачности атмосферы, облака (пыльные?), сезонные изменения растительности. Красноватая окраска поверхности пород зависит от окислов железа. Следовательно, много кислорода уже химически связано в породах Марса. Но в современной атмосфере Марса кислород достоверно неизвестен. Вообще атмосфера Марса состоит главным образом из тяжелых и химически малоактивных газов.

⁷ См. Б. Ю. Левин и Е. А. Любимова. Термическая история Луны. «Природа», 1955, № 10, стр. 81.

⁸ Атмосфера Венеры была открыта в 1761 г. М. В. Ломоносовым.

Температура этой поверхности подвержена резким колебаниям: от $+30^{\circ}$ (экватор) до -102° (полюсы). Такой («стратосферный») климат имели бы возвышенности Земли, поднятые на 18 км⁹.

Сила тяжести на Марсе равна 0,4 земной. В процессе развития Марса соотношения массы и температуры сложились так, что молекулы многих газов не смогли удержаться в атмосфере Марса. Кислород в значительной степени связан химически в коре Марса.

Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун. Большие внешние планеты. Атмосферы их характеризуются общими чертами, так как они содержат наиболее летучий газ — водород. Это гармонирует и с огромными массами внешних планет (масса Юпитера в 318, Сатурна — в 95, Урана — в 15 раз больше массы Земли)¹⁰. Температура поверхности внешних планет весьма низкая, и она уменьшается по мере их удаления от Солнца (Юпитер— 140° , а Нептун— 226° ниже нуля).

При указанных температурах в атмосфере внешних планет не может быть ни водяного пара, ни газообразной углекислоты. Господствуют атомарные водород и азот и соединения водорода и азота (аммиак), соединения водорода и углерода (метан). Метан господствует на трех наиболее удаленных планетах, где аммиак, по-видимому, в значительной мере выморожен, так как он ожижается и затвердевает при более высоких температурах, чем метан:

	Температура ожижения, °С	Температура затвердевания, °С
Аммиак	— 38	— 77
Метан	—161	—182

Атмосфера этих планет очень плотная и атмосферное давление огромно.

Факторы, формирующие планетные атмосферы, в частности атмосферу Земли. Итак, плотность и состав атмосферы планет зависят от следующих главнейших факторов:

1. Расстояния планет от Солнца, как причины различного распределения газов в протопланетном облаке на различных расстояниях от Солнца. От различного расстояния планет от Солнца зависело обеднение вещества планет земной группы легкими элементами, особенно водородом, и обогащение водородом планет группы Юпитера. Атмосферы планет земной

⁹ См. Ж. Вокулер. Физика планеты Марс. Изд-во иностр. лит-ры. М., 1956.

¹⁰ Самая удаленная от Солнца планета Плутон (открыта в 1930 г.) имеет очень малую массу — около $\frac{1}{5}$ земной массы.

группы получили сравнительно много водяного пара, углекислоты, кислорода, азота. Атмосферы внешних планет с низкими температурами поверхности — Сатурна, Урана, Нептуна — состоят главным образом из трудно ожижаемого аммиака. Итак, расстояние Земли от Солнца — один из факторов формирования газового состава атмосферы.

2. Химические реакции газов атмосферы с веществом земной коры. Химически активные газы — кислород, углекислый газ — связываются с веществом Земли, выпадая из атмосферы, которая ими обедняется.

3. Биохимические реакции, особенно реакции фотосинтеза и дыхания растений. Они являются отличительной чертой Земли. Благодаря фотосинтезу земная атмосфера богата кислородом и потеряла значительную часть углекислого газа.

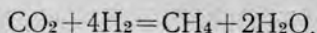
Итак, земная атмосфера обогащалась одними и обеднялась другими газами, по сравнению с тем первичным ассортиментом газов, который выделяли и выделяют земные недра.

Представим себе существующее в настоящее время пространственно разнообразие планетных атмосфер как хронологический ряд:

1. Планета с атмосферой из метана и аммиака (Юпитер).
2. Планета с атмосферой из углекислого газа (Венера).
3. Планета с кислородной атмосферой (Земля).
4. Планета, лишенная атмосферы (Меркурий).

Сначала уже происходит резкое разделение атмосфер планет на «безводородные» и «водородные», что зависит от их расстояния от Солнца (см. выше). Представим себе дальнейшую эволюцию атмосфер (В. Г. Фесенков).

Внешняя большая планета (водородная атмосфера). Углекислота вступает в соединение с водородом — газом, характерным для большой планеты. Образуются метан и водяной пар:



Азот в соединении с водородом дает аммиак — NH_3 .

Атмосфера такой планеты не будет, однако, содержать водяной пар. Температура поверхности такой планеты очень низка, водяной пар вымораживается, он образует ледяную кору планеты. Образуются атмосферы больших внешних планет, от Юпитера до Нептуна, с переходом от метано-аммиачной атмосферы к метанной атмосфере, по мере удаления планет от Солнца.

Внутренняя малая планета (безводородная атмосфера). Для всех внутренних планет характерно отсутствие в атмосфере заметного содержания водорода. Поэтому угле-

кислый газ не может, как в предыдущем примере, входить в большом количестве в соединение с водородом. Углекислый газ остается в атмосфере, что особенно характерно для Венеры. Необходимой предпосылкой к этому является сравнительно высокая температура, так как углекислый газ сгущается при температуре 78° ниже нуля, при нормальном давлении.

Внутренняя малая планета (кислородная атмосфера). При температуре планеты, не запрещающей развития жизни (от $+100^{\circ}$ до -100°), возникает живое вещество (Земля, возможно Марс). Развивается процесс фотосинтеза — разложения углекислоты и воды с выделением в атмосферу кислорода. В развитии атмосферы входит новый мощный фактор — жизнь. В. И. Вернадский считал, что кислород планетной атмосферы является продуктом жизни и создается «только благодаря газовому обмену организмов». А. П. Виноградов (1947) также подчеркнул роль биогенных процессов в образовании кислорода атмосферы. Он считает, что организмы «практически освободили атмосферу от CO_2 ».

Мощность процесса фотосинтеза, питающего атмосферу кислородом, видна из сопоставления следующих цифр: в воздухе содержится двухвалентного кислорода 10^{21} г, фотосинтез же в течение только одного года выделяет $1,5 \cdot 10^{17}$ г кислорода. За десять тысяч лет фотосинтез мог бы дать весь кислород атмосферы. Однако последний не только «приходит» в атмосферу, но и «извлекается» из нее в результате дыхания организмов и образования окислов. Кислород абиогенного происхождения входил в состав первичной атмосферы Земли. Он образовывался путем фотохимической диссоциации молекул воды и углекислого газа. Но химическая «жадность» кислорода связывает его в земной коре. Современный кислород атмосферы — это уже не первичный абиогенный кислород, а кислород жизни плюс кислород фотодиссоциации, образующийся в настоящее время.

Фотосинтез мог бы извлечь за десять лет весь углекислый газ из воздуха (атмосфера содержит углекислоты $2 \cdot 10^{18}$ г, фотосинтез же за год усваивает $1,5 \cdot 10^{17}$ г). Но углекислый газ пополняется в атмосфере другими процессами (дыхание, извержение вулканов, сжигание угля). Может показаться, что малое содержание углекислого газа в атмосфере Земли создает неблагоприятные условия для развития жизни на Земле. Но такое предположение будет неверным. При фотосинтезе используется лишь небольшая часть ($10^0/0$) углекислого газа.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РАЗВИТИИ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

1. Атмосфера Земли образовывалась из газовых выделений земных недр. Она непрерывно пополнялась газами.

2. Почти полное отсутствие водорода и гелия в атмосфере Земли указывает на «изгнание» этих газов на стадии протопланетного облака и на их диссипацию.

3. Атмосфера Земли первоначально была богата углекислым газом, уже содержала азот, водяные пары и кислород абиогенного происхождения. Она напоминала собой атмосферу Венеры. Окончание этой стадии развития земной атмосферы падает на палеозой.

4. Появление и развитие на Земле живого вещества вызвало революцию в составе атмосферы Земли. Атмосфера приобрела биогенный кислород и почти освободилась от углекислого газа. Часть последнего вошла в состав земной коры в виде залежей угля, торфа и т. д. В результате этих процессов в земной коре образовались огромные залежи угля и карбонатов¹¹.

Таким образом, состав атмосферы Земли непрерывно изменялся.

Мы познакомились с образованием и развитием атмосферы Земли. Теперь перейдем к вопросу об изменении климата Земли.

Изменения климата, зависевшие от изменений радиации Солнца. Климатом называют характерный для данной местности режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, характером подстилающей поверхности, а также циркуляцией атмосферы, зависящей от первых двух названных факторов.

Нам предстоит теперь рассмотреть, как изменялся климат земной поверхности.

Изменения климата, зависящие от изменений радиации Солнца, могут в свою очередь зависеть от: 1) изменений самой излучающей способности Солнца и 2) изменений в положении поверхности Земли по отношению к потоку солнечного излучения.

Изменения излучающей способности Солнца могли иметь место, если Солнце представляет собой переменную звезду.

Является ли Солнце переменной звездой? Решить этот вопрос пытались, определив изменения солнечной постоянной.

Солнечная постоянная есть количество тепла, падающего на 1 см² поверхности Земли, расположенной перпендикулярно к потоку солнечной радиации, за 1 мин у верхней границы атмосферы.

¹¹ Осадочные породы содержат углерода в 100 000 раз больше количества углекислого газа, находящегося в атмосфере в настоящее время.

Величину солнечной постоянной¹² определяют (по европейской шкале) в $1,88 \frac{\text{мал. кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{мин}}$.

Изменчивости солнечной постоянной были посвящены многолетние исследования Ч. Аббота в США. Однако никаких определенных результатов эти исследования не дали. По словам В. Г. Фесенкова, «до сих пор нет бесспорных данных в пользу того, что изменения солнечной постоянной превосходят пределы точности, доступной лучшим современным приборам...»¹³.

Исключением являются изменения солнечной постоянной, зависящие от изменения расстояния Земли от Солнца и достигающие 3—5%. Но они не имеют никакого отношения к изменению интенсивности излучения самого Солнца.

Между тем известно, что в течение последних трех десятилетий во многих районах наблюдалось потепление климата. Однако солнечная постоянная за это время не имела тенденции увеличиваться. Уже в течение более 300 лет производятся систематические наблюдения над наиболее активными участками поверхности Солнца — солнечными пятнами. Установлены периодические изменения последних, но нет никакой достоверной связи между периодичностью солнечных пятен и солнечной постоянной. С другой стороны, давно установлена, а последними исследованиями вновь подтверждается связь между периодичностью солнечных пятен и климатическими изменениями. Почему же не удается установить связи между всеми звеньями в этой цепи: солнечной постоянной—солнечными пятнами — климатом?

Изменения солнечной радиации, конечно, имеют место, но это главным образом качественные, а не количественные изменения. Поэтому они и не могут заметно отражаться на величине солнечной постоянной. Относительно стабильно излучение средней части солнечного спектра при резкой пульсации радиации «крыльев» спектра—длинноволнового (радиоволны, длина волны—1 микрон и более) и коротковолнового (ультрафиолетовая радиация, длина волны—около 0,4 микрона и менее). На всю видимую и на инфракрасную части спектра падает свыше 90% радиации (у границы атмосферы), а на ультрафиолетовую часть—только 7%. Максимум энергии радиации соответствует длине волны в 0,475 микрона (желто-зеленый участок видимой части спектра). Пульсация коротко-

¹² Всего Земля получает от Солнца $2,410^{18}$ кал тепла в минуту, в год— $1,275 \cdot 10^{24}$ кал. Солнце излучает в минуту $5,316 \cdot 10^{27}$ кал тепла. См. М. С. Аверкиев. Метеорология. Изд-во МГУ, 1951, стр. 57.

¹³ В. Г. Фесенков. О периодичности солнечной постоянной в связи с прогнозами погоды. «Успехи астрономических наук». М., 1947, т. III, стр. 154.

волнового ультрафиолетового крыла вызывает ионизацию атмосферы, что, как увидим ниже, оказывает влияние и на состояние тропосферы.

Даже очень малые изменения температуры поверхности Солнца резко сказываются на ультрафиолетовом излучении. Насколько изменчиво ультрафиолетовое излучение, видно из следующих цифр: если величина солнечной постоянной изменится на 1%, то ультрафиолетовая радиация изменится примерно в 100 000 раз. Следовательно, соотношение колебаний суммарного и ультрафиолетового излучений получается, как 1:10 000 000.

Ультрафиолетовая радиация не оказывает непосредственного теплового эффекта на тропосферу. Это воздействие осуществляется посредством промежуточных процессов.

Предполагается, что механизм влияния солнечного излучения на климаты Земли состоит главным образом в воздействии ультрафиолетовой радиации на конденсацию влаги и уплотнение озонового слоя в ионосфере, что отражается непосредственно на тропосферных процессах.

Атмосферный озон поглощает, с одной стороны, ультрафиолетовую радиацию, а с другой — длинноволновую радиацию, весьма близкую к максимуму земного излучения. Отсюда видны интенсивное воздействие ультрафиолетовой радиации на озон атмосферы и тепличный эффект озона, задерживающего земное излучение и предохраняющего земную поверхность от охлаждения¹⁴. Ультрафиолетовая радиация проникает до высоты 25—50 км от земной поверхности. На этой же высоте происходит образование озонового слоя. Таким образом, воздействие Солнца на климат Земли состоит здесь в том, что молекулы кислорода высоких слоев атмосферы, поглощая потоки ультрафиолетовой радиации, превращаются в молекулы озона, а последний перехватывает тепловое излучение Земли, что и способствует повышению температуры земной поверхности.

Обратимся к процессам, связанным с конденсацией водяного пара в высоких слоях земной атмосферы. Водяной пар поглощает длинноволновое земное излучение и так же, как и озон, обладает тепличным эффектом. Следовательно, изменение содержания пара в атмосфере, зависящее и от процессов конденсации атмосферной влаги, также влияет на климат. Далее, при конденсации водяного пара происходит выделение энергии, что способствует усилению атмосферных процессов.

¹⁴ Вместе с углекислым газом и водяным паром, поглощающими 78% (18+60) земного излучения. Об образовании озона см. выше.

Влияние солнечной радиации на конденсацию водяного пара в высоких слоях атмосферы проявляется следующим образом. В чистом воздухе необходимо почти четырехкратное перенасыщение, чтобы водяной пар превратился в воду, и поэтому сгущение водяного пара происходит обычно при участии ядер конденсации. Роль последних в невысоких слоях тропосферы выполняют частицы соли, продукты горения, пыль; но содержание этих частиц с высотой уменьшается.

В более высоких слоях тропосферы ультрафиолетовое излучение, воздействуя на молекулы O_2 и N_2 , приводит к образованию молекул NO , последние с молекулами O_2 образуют молекулы NO_2 , а в присутствии O_3 —молекулы азотного ангидрида N_2O_5 . Молекулы азотного ангидрида гигроскопичны. Они служат ядрами конденсации водяного пара. В циклонических областях, где тропопауза опущена, эти молекулы водяного пара могут попасть сверху в тропосферу. Конденсация водяного пара сопровождается, как известно, в выделением энергии. Атмосфера получает добавочную энергию, которая расходуется в циклонических областях на усиление атмосферной циркуляции.

Таким образом, важно не то, что энергия Солнца складывается с энергией атмосферы. Энергия коротковолновой радиации Солнца переводит потенциальную энергию атмосферы кинетическую энергию.

«Число ядер конденсации в тропосфере будет расти, если тропосфера подвергается воздействиям солнечной активности. Это должно привести к образованию облаков (главным образом верхних ярусов), усилению выпадения осадков и в конечном счете к освобождению энергии влажностойчивости, к переходу этой энергии в кинетическую и к оживлению циркуляции»¹⁵. Само собой разумеется, что и этот процесс будет переменным, если переменной является интенсивность излучения Солнца. Таким образом, создается гипотеза о связи атмосферной циркуляции с солнечной активностью.

Надо выделить еще одну важную черту изменений климата, связанную с солнечной активностью, — усиление климатических контрастов в разных районах, — «закон акцентации». Этот закон еще в 1920 г. отмечен Е. Е. Федоровым, который писал: «Та дополнительная энергия, которая входит в земную атмосферу при максимумах солнечных пятен, действует на общее динамическое состояние атмосферы в целом, что выражается ярче всего в изменениях распределения давления, элемента, вообще самого чуткого из всех определяющих общее

¹⁵ М. С. Эйгенсон, М. Н. Гневывшев, А. И. Оль, Б. М. Рубашев. Солнечная активность и ее земные проявления. Гостехиздат, М.—Л., 1948, стр. 286.

состояние атмосферы... Свойство давления таково, что если в каком-нибудь месте земного шара оно падает, то в другом оно должно повышаться»; и далее: «...там, где среднее давление в году низко, оно станет еще ниже, и наоборот»¹⁶. Акцентация сказывается в усилении интенсивности барических контрастов, т. е. одновременно как в усилении циклонической, так и антициклонической деятельности¹⁷. Причина акцентации климатических контрастов, видимо, связана с усилением ультрафиолетовой радиации Солнца, углублением барометрических минимумов и как следствием этого, — усилением барометрических максимумов.

Л. Р. Ракипова, исследовавшая вопрос о воздействии солнечной активности на атмосферные процессы, обращает внимание на следующее. Солнечная радиация вызывает сильное непосредственно тепловое влияние на температуру верхних слоев атмосферы, так что температура воздуха на высоте 60 и даже 100 км может возрасти на 20 и более градусов. При этом нагреванию атмосферы способствует пыль (космическая), которая есть в стратосфере. В результате теплового влияния нагретой пыли на высоте 75 км от поверхности Земли температура воздуха может подняться выше 0°, а суточный ход температуры воздуха достигает 24°,5С. Солнечная активность вызывает в стратосфере сильнейшие ветры, на что указывает перемещение метеорных следов. Скорость ветра на высоте 80—160 км от земной поверхности достигает 20—50 км/сек, а во время максимумов солнечной активности она увеличивается еще на 50% и связана с углублением циклонов.

Итак, влияние солнечной активности на атмосферные процессы также и непосредственно тепловое¹⁸.

В результате усиления солнечной активности произошло замечательное явление — современное потепление климата, которое, хотя и является сравнительно кратковременным (оно ясно выражено в течение трех последних десятилетий), все же вызвало резкое повышение температуры в высоких широтах. Сравнивая температуры, наблюдавшиеся на судах «Фраме» и «Седове», Б. Л. Дзержевский пришел к выводу, что в Центральной Арктике за 44 года среднегодовая температура по-

¹⁶ Е. Е. Федоров. Влияние солнечных пятен на температуру и давление воздуха. «Изв. Главной физич. обсерв.», 1920, № 3, стр. 45.

¹⁷ См. М. С. Эйгенсон. Солнце, погода и климат. «Тр. Второго Всес. геогр. съезда», 1948, т. 1, стр. 206—207.

¹⁸ См. Л. Р. Ракипова. Вертикальное перемещение воздуха в атмосфере и космическая пыль. «Тр. Главной геофизич. обсерв. им. А. И. Воейкова», 1950, вып. 19 (81); ее же. О связи между вихревыми тропосферными возмущениями и солнечной активностью. «Бюл. Ком. по исслед. Солнца», 1951, № 7 (21).

высилась на $3^{\circ},9$, декабрьская — на $9^{\circ},4$, а летняя температура заметно не изменилась. Это потеплениехватило и низкие широты, где оно, однако, значительно слабее, а при дальнейшем движении к югу получает возможно даже противоположный знак (похолодание в субтропиках).

Вековые (80—90 лет) ритмы солнечной активности складываются в ритмы большей продолжительности. На основании исторических сведений о природных изменениях А. В. Шнитников устанавливает ритмы продолжительностью в 1800 лет.

Итак, объяснение механизма воздействия Солнца на тропосферные процессы представляет для нас большой интерес. Но пока лишь по аналогии возможны предположения, что ритмы солнечной активности гораздо большей длительности определили изменения климата Земли в отдаленном геологическом прошлом.

В целом можно предполагать известное постоянство уровня солнечной активности на протяжении всей геологической истории Земли. Предполагается, что превращение водорода в гелий, поддерживающее высокую температуру Солнца, продолжается уже 4—5 млрд. лет и что оно будет продолжаться еще миллиарды лет в будущем. На протяжении всего этого огромного промежутка времени климат Земли мог изменяться в пределах, определяемых известной устойчивостью энергетики солнечной радиации.

Изменения в положении земной поверхности относительно Солнца. Гипотеза этих изменений привлекала особенно много внимания в течение последних 40 лет, после того как она была математически разработана М. Миланковичем.

Гипотеза Миланковича основана на соображениях, которые еще в 1875 г. высказывал астроном Д. Кролль. Она состоит в следующем: отдельные формы движений Земли непостоянны, но периодичны. Эти движения изменяются под влиянием возмущающего действия притяжения других планет на нашу Землю.

Можно различать:

- 1) изменения наклона земной оси;
- 2) изменения эксцентриситета земной орбиты;
- 3) изменения времени наступления равноденствий («предварение равноденствий»).

Каждое из этих нарушений изменяет количество солнечного тепла, поступающего на земную поверхность, так как при этом: 1) меняется угол встречи земной поверхности с лучами Солнца в определенные сезоны года и 2) меняется расстояние Земли от Солнца. Влияние инсоляции, как известно, пропор-

ционально косинусу угла падения солнечных лучей и обратно пропорционально квадрату расстояния Земли от Солнца.

Наклон земной оси вызывает вообще смену климатических сезонов. Чем больше угол наклона между земной осью и перпендикуляром к плоскости земной орбиты, тем резче контраст зимы и лета, и наоборот. При малом же угле наклона земной оси лето прохладнее, что должно способствовать развитию ледников. Изменения данного угла теперь происходят в пределах от $24^{\circ}36'$ до $21^{\circ}58'$ ¹⁹; они периодичны, и период их длится около 40 000 лет. Если бы изменения угла наклона земной оси были единственной причиной изменений климата, то последние происходили бы строго периодически; термические максимумы и минимумы чередовались бы через каждые 40 000 лет (рис. 26).

Эксцентриситет земной орбиты также подвержен изменениям. В настоящее время он равен $1/60$, изменяясь с периодом в 92 000 лет. Вследствие этого наибольшие и наименьшие расстояния Земли от Солнца не остаются постоянными. Представим себе, что Земля оказывается летом в наиболее удаленной части своей орбиты (в афелии), а орбита в это время будет иметь наибольший эксцентриситет. Такое сочетание условий будет способствовать некоторому понижению температуры лета через каждые 92 000 лет.

Каждое из полушарий Земли вследствие поворота земной оси (как у вращающегося волчка, с сохранением угла наклона земной оси неизменным) несколько поворачивается к Солнцу, упреждая то положение, когда на всех широтах Земли день равен по продолжительности ночи (равноденствие). Поэтому равноденствие наступает из года в год раньше. Эти изменения имеют период в 21 000 лет и, вызывая смещение сроков начала сезонов, сказываются на климате. Будь явление предвращения равноденствий единственной причиной клима-

¹⁹ В настоящее время — $23^{\circ} 27' 30''$. Всяду имеется в виду величина угла между осью Земли и перпендикуляром к плоскости земной орбиты.

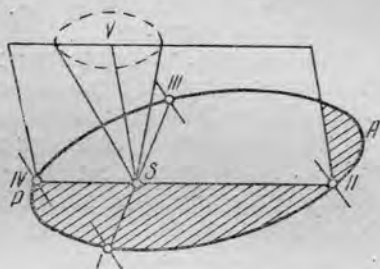


Рис. 26. Положение земной оси и элементы земной орбиты: S — центр Солнца; PA — земная орбита; SV — перпендикуляр к плоскости орбиты; SN — направление земной оси; кардинальные точки, которые Земля проходит в момент равноденствия (I, III) и в моменты летнего и зимнего солнцестояния (II, IV)

тических изменений, последние обладали бы правильной периодичностью в 21 000 лет.

Итак, можно построить три синусоидальные кривые температурных изменений с различными периодами: в 40 000, 92 000 и 21 000 лет. Но так как все указанные изменения происходят одновременно, то следует более правильным считать, что климатические изменения выражаются какой-то четвертой результирующей кривой. Эта кривая построена М. Миланковичем для отрезка времени сначала в 600 000 лет, а затем в 1 млн. лет и принята им за кривую климатических изменений в четвертичном периоде.

Возникает вопрос о том, какое изменение движений Земли более, а какое менее может существенно повлиять на изменение климата Земли.

Оказывается, что влияние эксцентриситета орбиты так незначительно, что мы можем учитывать в сущности только изменение угла наклона земной оси.

В первом случае радиация изменяется — самое большее — на 0,1%. Во втором же случае она изменяется до 4%, при изменении угла наклона земной оси всего на 1° (табл. 13), а вообще угол наклона земной оси изменяется в пределах почти 3°. Таким образом, главными являются изменения угла наклона земной оси с плоскостью орбиты.

Таблица 13
(по М. Миланковичу)

Географическая широта (сев. и южн.) в °	Увеличение угла наклона земной оси на 1° изменяет величину радиации в %		
	летней	зимней	за год
0	-0,35	-0,35	-0,35
5	-0,20	-0,52	-0,35
10	-0,04	-0,69	-0,34
15	+0,11	-0,87	-0,33
20	+0,26	-1,07	-0,30
25	+0,42	-1,29	-0,27
30	+0,59	-1,54	-0,22
35	+0,76	-1,83	-0,16
40	+0,96	-2,17	-0,08
45	+1,17	-2,60	+0,03
50	+1,41	-3,14	+0,19
55	+1,69	-3,84	+0,42
60	+2,04	-4,78	+0,78
65	+2,51	-5,77	+1,39
70	+3,18	-4,64	+2,49
75	+3,57	-4,31	+3,17
80	+4,02	—	+4,02

Другое важное заключение, вытекающее из приведенных вычислений, может быть выражено так: климат высоких широт изменяется в большей степени, чем климат низких широт. Так, например, при увеличении угла наклона земной оси на 1° (см. табл. 13) годовая радиация на экваторе уменьшится всего на 0,35%, а на 80° широты она возрастет на 4,02%. Значит, если угол наклона земной оси периодически изменяется, то это изменение гораздо резче скажется на климате в высоких широтах, чем в низких широтах, причем изменения климата на различных широтах имеют противоположный знак.

Это в высшей степени важное и интересное заключение было сделано еще А. И. Воейковым. Он в 1902 г. писал, что 9000 лет назад угол наклона земной оси ($24^\circ 27'$) был на 1° больше современного; лето высоких широт было теплее, угол падения солнечных лучей больше, а день длиннее. Полярный круг лежал на 1° южнее, чем теперь, и летом дополнительная полоса в 1° шириной имела полярный день. В общем высокие широты получали тогда больше тепла при большем угле наклона земной оси, а низкие широты — меньше, но для низких широт это изменение менее значительно²⁰, — писал А. И. Воейков.

В 30-х годах нашего века гипотеза М. Миланковича пользовалась большой популярностью. Особенно способствовали этому исследователи, изучавшие морены и террасы северных предгорий Альп. Они подчеркивали совпадение выводов геоморфологов с астрономическими выводами М. Миланковича. Однако такие крупные палеоклиматологи и знатоки истории древнего оледенения, как Ч. Брукс и М. Шварцбах, оценили гипотезу М. Миланковича отрицательно. С серьезной критикой ее выступил А. Пенк. Во всяком случае данная гипотеза сильно упрощает действительность. Например, М. Миланкович основывал свои расчеты на однородности земной поверхности и неподвижности атмосферы. Но разве можно рассматривать историю климата Арктики без учета приноса тепла воздушными массами из низких широт? Между тем М. Миланкович игнорировал динамические процессы атмосферы, а также воздействие на климат изменений самой поверхности Земли. Его теоретические выводы в большинстве случаев сильно разошлись с выводами, полученными при непосредственных наблюдениях. Так, например, кривые М. Миланковича для четвертичного периода указывают на 11—13 холодных «волн». Но убедительных следов подобной дробности ледникового периода не было обнаружено. М. Миланкович считал оледенение

²⁰ См. А. И. Воейков. К вопросу о колебании климата. «Метеорол. вестн.». СПб., 1902, № 1.

Альп явлением вполне самостоятельным, зависящим только от астрономических причин. Но другие климатологи считают древнее оледенение Альп явлением зависимым, индуцированным холодным «дыханием» крупных ледяных масс европейского Севера.

Данные М. Миланковича недавно (1955) пересмотрел венгерский ученый Д. Бачак. Он считает выводы М. Миланковича в основном правильными и подкрепляет их дополнительными соображениями. Д. Бачак предполагает, что изменения элементов движения Земли имели место и в древние геологические периоды. Но дополнительные условия, сложившиеся к началу четвертичного периода, сделали эти изменения более эффективными для развития ледниковых покровов. Особые условия (на причинах которых Д. Бачак не останавливается) заключались в увеличении колебаний угла наклона земной оси и эксцентриситета земной орбиты. Например, отклонения земной оси от вертикали ограничивались в плиоцене всего в $22^{\circ}41'—23^{\circ}53'$, а в четвертичном периоде размах этих отклонений достиг $22^{\circ}21'—24^{\circ}12'$. Средняя величина эксцентриситета земной орбиты возросла, соответственно, от 0,2057 до 0,2601. Этого было, по мнению Д. Бачака, достаточно, чтобы вызвать в четвертичном периоде ритмы ледниковых и межледниковых явлений.

Изменения климата, зависящие от изменений поверхности Земли. Характер земной поверхности, как известно, влияет на температуру воздуха нижних слоев атмосферы, на влажность, осадки, газовый состав атмосферы (углекислый газ вулканов, кислород растений и т. д.), местные черты атмосферной циркуляции и т. д. Неудивительно поэтому, что в курсах климатологии влиянию земной (подстилающей) поверхности на климат уделяется большое внимание. Такое же большое значение имеет анализ изменений подстилающей поверхности и для палеоклиматологии.

Палеоклиматологи исходят из предположения, что большая доля климатических изменений зависела от изменения самой земной поверхности: очертаний морей и суши, рельефа и т. д. Приоритет такой постановки вопроса принадлежал Ч. Лайелю. Крупнейшим представителем этого направления в России был А. И. Воейков.

А. И. Воейков хотя и признавал значение астрономических факторов в истории климата Земли, однако главным фактором, определяющим изменение климата геологического прошлого, считал изменения самой земной поверхности. А. И. Воейков писал, что «никакая эксцентricность орбиты вместе с зимой в перигелии или афелии не дадут северному полушарию

климата более благоприятного для снежников и ледников, чем на южном»²¹, более океаническом.

Незадолго до того, как А. И. Воейков вступил на научное поприще, внимание ученых привлекли удивительные находки ископаемых лесных третичных флор, которые были сделаны в Арктике на широте 70—80°: в Гренландии, на Земле Гринелля, Шпицбергене, Новосибирских островах и т. д. Третичные лесные флоры в Арктике представляют такое большое значение, что на основании этих находок А. Энглер выделил особую арктотретичную флору в качестве родоначальницы современной лесной флоры наших умеренных широт. Э. Берри позднее посвятил лесным арктическим третичным флорам специальное исследование. Он пришел к заключению, что древние лесные флоры Арктики — умеренные, и что тепловые условия в Арктике устанавливались благодаря Гольфстриму, который раньше проникал к Северу свободнее, чем теперь.

Ч. Брукс также считает, что лесные флоры произрастали в Арктике благодаря обильному притоку к полюсу теплых атлантических вод. Он так описывал воображаемое путешествие к Северному полюсу в верхнем эоцене:

«Мы приближаемся к северному полярному кругу, а мощное теплое течение все еще уносит нас к северу. Растительность на побережьях по-прежнему остается пышной, но постепенно принимает облик, свойственный более умеренной зоне. Облачность увеличивается, и постоянные дожди, связанные с циклонами, заменяют грозовые ливни, характерные для Центральной Европы. Севернее 70° с. ш., как правило, господствует сырая дождливая погода, ясная же солнечная погода наблюдается лишь в виде исключения; густые леса, покрывающие восточное побережье океана, часто окутаны туманом. Преобладают западные ветры. Западные побережья океана, в особенности более внутренние области суши, лишены растительного покрова. Мы видим низкие холмы, зимой, вероятно, покрытые снегом; ледники, однако, отсутствуют. Наконец, мы достигаем полюса. Он располагается среди обширного открытого бассейна, заполненного теплыми водами, принесенными с юга... Крупные массивы... льдов, подобные современным, отсутствуют, нет даже айсбергов»²².

Как можно было объяснить этот географический парадокс — произрастание широколиственных лесов (с элементами вечнозеленого леса) в высокоарктических широтах? Многие исследователи объясняли эту загадку крупными переме-

²¹ А. И. Воейков. К вопросу о колебании климата. «Метеорол. вестн.». СПб., 1902, № 1, стр. 309.

²² Ч. Брукс. Климаты прошлого. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1952, стр. 180—181.

щениями полюса. Но А. И. Воейков объяснил это явление географическими изменениями, имевшими место в Арктике и вокруг нее. Он считал, что такое необычное явление, как леса в Арктике, можно объяснить образованием широких ворот из Ледовитого в Атлантический океан в третичное время, облегчивших проникновение теплых атлантических вод и таяние плавучих льдов в Арктике. Масса теплой воды, вливавшаяся в Ледовитый океан, мешала замерзанию воды, и отсюда возможность произрастания такой флоры, писал А. И. Воейков²³.

Мы увидим дальше, что к этому объяснению пришли и современные исследователи вопроса об арктических лесных флорах (см. главу восьмую).

Действительно, из Атлантического океана в Ледовитый поступает ежегодно 400 000 км³ воды. Какова роль тепла этих вод видно из расчетов современного теплового баланса Карского моря, сделанных В. В. Шулейкиным. Это море получает в год следующее количество тепла на 1 см² в кал:

От тепловой радиации Солнца и неба	33 700
От теплого течения атлантического происхождения	38 000
От воды рек	41 0
При льдообразовании	11 200
Всего:	87 000

В то же время низкоширотное и почти замкнутое Черное море получает:

От тепловой радиации Солнца и неба	82 000
От теплообмена между более теплым воздухом и более холодной водой (в летнее время)	11 000
Всего:	93 000

Следовательно, хотя Черное море расположено на 30° южнее, чем Карское море, общее количество получаемого тепла почти одинаково для обоих морей. Но в Карском море тепло на 45% приносное (адвективное) — из низких широт, а в Черном море тепло — местное. «После ледникового времени, — пишет В. В. Шулейкин, — ...тепловое равновесие в полярном море восстанавливается благодаря вмешательству теплого течения атлантического происхождения»²⁴.

²³ См. А. И. Воейков. К вопросу о колебании климата. «Метеорол. вестн.». СПб., 1902, № 1, стр. 3, 4, 8.

²⁴ В. В. Шулейкин. Очерки по физике моря. Изд-во АН СССР, М.,—Л., 1949, стр. 75.

Таким образом, климат Арктики зависит в значительной мере от приноса тепла с юга.

А. И. Воейков подчеркивал также, что развитие ледниковых явлений будет протекать различно в различных географических условиях. В морском климате ледники увеличатся в размерах, если температура понизится; поэтому правы ученые, считающие, что понижение температуры было причиной ледникового периода Западной Европы. Но совершенно неверно распространять этот вывод на большие материковые пространства, например на Сибирь. Необходимо учитывать континентальные условия Сибири. «Такая точка зрения особенно должна быть свойственна нам, русским, так как в пределах России находятся огромные пространства с резко материковым климатом, а в соседстве с ними Центральная Азия, тоже с очень материковым климатом. Предполагая понижение температуры года и лета..., нельзя не прийти к заключению, что на равнинах и нагорьях вышеназванных частей Азии ледников все-таки при таких условиях не будет... Недавно найденные следы ледников, даже материковых ледяных покровов, на крайнем северо-востоке Сибири еще не доказывают более низкой годовой температуры за то время. Они вполне совместимы и с более высокой, лишь бы снегу выпадало более»²⁵.

Заслугой А. И. Воейкова была также широкая и правильная оценка изменений климата в историческое время. А. И. Воейков в особенности занимали два вопроса: 1) усыхание климата Азии и 2) степень изменчивости климата разных широт.

В конце прошлого столетия и на протяжении всей половины нашего столетия слышатся утверждения, писал А. И. Воейков, что климат Средней и Центральной Азии за историческое время усыхает. Этим предполагаемым усыханием климата стали совершенно неправильно объяснять крупные исторические события, например нашествие монголов. Особенно настойчиво выступал с такими утверждениями американский географ Хентингтон.

А. И. Воейков, а также Л. С. Берг, изучив этот вопрос, пришли к выводу, что нет оснований говорить об усыхании климата Азии в историческое время. Происходят только колебания климата, периоды сухие и влажные сменяют друг друга. А. И. Воейков, как мы видели, обратил также внимание на то, что в Палестине климат за 3000 лет мало изменился. Об этом можно судить по библейским источникам. Но в высоких широтах несколько тысяч лет назад климат был замет-

²⁵ А. И. Воейков. К вопросу о колебании климата. «Метеорол. вестн.». СПб., 1902, № 1, стр. 3, 8.

но теплее, на что указывает распространение широколиственных пород и водяного ореха в Скандинавии. Изменчивость климата высоких широт А. И. Воейков объяснял периодическим изменением угла наклона земной оси, которое оказывает влияние главным образом на климат высоких широт (см. выше). Этот вывод А. И. Воейкова имеет большое значение не только для исторического времени, но и для прошлых геологических периодов.

Вопрос о влиянии распределения морей и суши на климат в геологическом прошлом разрабатывал английский климатолог Ч. Брукс. Он отмечал что море создает сравнительно равномерные условия климата вследствие большой теплоемкости воды и ее перемешивания волнением. Особенно велика роль теплых морских течений, направляющихся из низких широт в высокие. Теплые массы воды проникают в околополярные пространства Северного Ледовитого океана. Море — регулятор содержания углекислого газа в атмосфере. А если углекислого газа в атмосфере много, то его много растворено и в морской воде, и наоборот.

Поэтому обширность водных бассейнов способствует равномерности климатов Земли, невысоким температурам в экваториальном поясе Земли и потеплению околополярных пространств. Можно сделать заключение, что увеличение площади суши высоких широт вызовет понижение температуры поверхности Земли и, наоборот, увеличение площади суши низких широт вызовет повышение температуры.

Ч. Брукс приводит цифры, показывающие, как изменилась бы температура в разных широтах, если бы площадь суши уменьшилась на 10%:

Широта (в°)	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Изменения температуры (в°)	-3,5	-3,3	-2,7	-1,7	-0,6	+0,6	+1,7	+2,7	+3,3

Мы видим, что уменьшение площади суши в низких широтах (до 40°) вызовет понижение, а в высоких широтах — повышение температуры, достигающие в обоих случаях нескольких градусов (-3,5°, +3,3°). Эти величины немалые, если учесть, что понижение температуры лета всего на 1—2° считают причиной начала образования ледниковых покровов четвертичного времени.

Однако охлаждающее влияние суши высоких широт в действительности гораздо значительнее, чем можно судить по вышеприведенным цифрам. Две причины усиливают охлаждающую роль суши:

- 1) над сушей зимой образуется антициклон;

2) если охлаждения и осадков достаточно, то на суше образуется ледниковый покров. Антициклон и ледниковый покров являются факторами дальнейшего охлаждения суши.

Ч. Брукс иллюстрирует вывод о значении охлаждающего влияния суши, расположенной на 60° с. ш., расчетом и графиком. По мере увеличения размеров суши летняя температура ее повышается, но гораздо резче понижается зимняя температура, а следовательно понижается и годовая температура. Последний вывод легко сделать, рассматривая ход летних и зимних изотерм при движении на восток, в Евразию. Летние изотермы сравнительно слабо отклоняются к северу, а зимние — очень сильно отклоняются к югу. В высоких широтах летом материк лишь незначительно теплее моря, а зимой он гораздо холоднее моря. Особенно резко понижается температура суши, когда поперечник ее достигает 500—600 или более километров. При большом размере суши зимой над ней образуется антициклон, который становится добавочным фактором охлаждения. Среднегодовая температура понижается на 10° по сравнению с исходной, что достаточно, чтобы вызвать оледенение масштаба ледниковых покровов четвертичного времени (рис. 27).

Все эти расчеты привели к заключению, что многие географические «парадоксы», которые устанавливает историческая геология, можно объяснить, пользуясь наиболее естественными научными средствами. Надо проанализировать изменения географических особенностей самой земной поверхности, не прибегая в первую очередь к астрономическим и космическим гипотезам.

Мы видели, что в нижнетретичное время и в верхнем мезозое благоприятное распределение суши и морей могло обусловить высокие температуры арктических широт северного полушария, которые допускали произрастание лесов в Арктике. Не только околополярное положение суши, но также и низкие температуры лета препятствуют теперь произрастанию лесов, например, на Земле Франца-Иосифа. Но температуры так низки потому, что океан ледовит. Уменьшение ледовитости арктического океана может наступить очень быстро. В течение последних десятилетий оно происходило на наших глазах.

Еще существеннее охлаждающее воздействие ледниковых покровов. Лед так же, как и снег, весьма сильно понижает

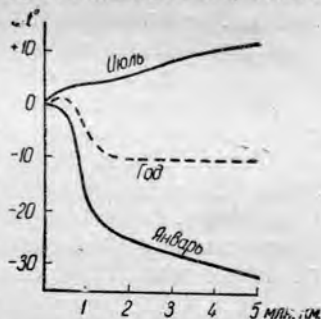


Рис. 27. Изменение температуры в зависимости от увеличения размера суши

температуру. Лед отражает почти всю радиацию Солнца, достигающую его поверхности; тепло расходуется также на таяние льда, но не может вызвать повышения температуры льда выше 0° . Кроме того, воздух над поверхностью ледника беден водяными парами (из-за низкой температуры) и пылью. Поэтому он плохо удерживает тепло, отраженное от поверхности ледника.

Чтобы нагляднее иллюстрировать отрицательную термическую роль ледников, можно указать на огромную отражающую роль поверхности льда и снега. Альbedo для различной поверхности составляет (в %):

Лед, покрытый снегом	80—90
Обнаженная земная поверхность (суша)	10—20
Земная поверхность, покрытая растительностью	4—15
Поверхность океана	3

Из этих цифр видно, что суша (обнаженная или покрытая растительностью) отражает раз в пять больше солнечной радиации, чем поверхность океана. Но ледники отражают еще в пять раз больше тепла, чем суша. Они являются растратчиками солнечного тепла на нашей планете.

Поэтому для начала ледникового периода достаточно допустить очень скромное первоначальное охлаждение поверхности Земли. Пусть малое охлаждение позволило зародиться незначительному ледниковому покрову. Этот покров сам охладит атмосферу, способствуя своему же дальнейшему росту. Саморазрастание ледниковых покровов в конечном счете создавало такие масштабы охлаждения климата, которые во много раз превышали первоначальное охлаждение атмосферы. Но саморазрастание ледниковых покровов не могло быть безграничным, так как оно тормозилось ледниковыми антициклонами, которые препятствовали притоку осадков на ледниковые покровы (рис. 28).

Ч. Брукс приходит к выводу, что первоначальное охлаждение всего только на $0^{\circ},3\text{C}$ уже могло вызвать к жизни ледниковый покров. Ледниковый покров, постепенно увеличиваясь, в конце концов в состоянии понизить температуру воздуха над собой и вокруг себя на 25°C !

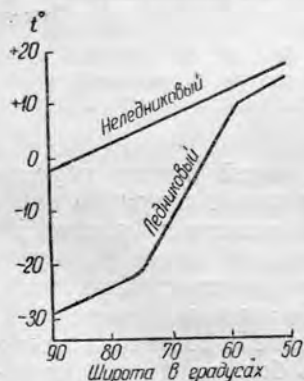


Рис. 28. Температурные различия между ледниковым и неледниковым климатом

Остановимся еще на изменении рельефа суши.

Пространства, лежащие над высокими горами, можно сравнить с отверстиями в атмосфере. Через эти участки, где атмосфера разрежена, бедна пылью и водяным паром, тепло свободнее излучается от поверхности Земли. В конечном счете произойдет охлаждение всей поверхности Земли. Если это предположение верно, то в те периоды, когда преобладал низкий рельеф, слой атмосферы обладал равномерной плотностью. В результате орогенических процессов возникали высокие горы, увеличивалась утечка земного тепла и понижалась температура земной поверхности.

Наконец остановимся на палеоклиматических представлениях И. Д. Лукашевича²⁶. Гипотеза И. Д. Лукашевича заключается в следующем.

Весьма значительные колебания климата вызываются трансгрессиями и регрессиями моря, сопровождающими горообразующие процессы. Во время трансгрессий температура на суше поднимается на 1—2° благодаря понижению поверхности относительно уровня моря. Нагреваются огромные массы океанических вод в мелких морях, образовавшихся в затопленных областях суши. Температура земной поверхности повышается и потому, что площадь океана увеличивается, а вода концентрирует больше солнечного тепла, чем суша. Когда начинаются горообразовательные процессы, площадь суши увеличивается, а площадь океана уменьшается. Это уже одно приводит к общему понижению температуры поверхности Земли. Увеличивается, кроме того, и относительная высота суши.

И. Д. Лукашевич обращал внимание и на то, что охлаждение суши было особенно резким в высоких широтах: «...в ледниковую эпоху понижение температуры в низких широтах было слабое, быть может всего 1—1,5°, тогда как в северных областях оно достигало нескольких градусов»²⁷. Он указывал еще на одну причину, от которой зависело обострение контрастов между экваториальными и полярными странами. Тепло земной поверхности зависит главным образом от содержания водяного пара в атмосфере, задерживающего тепловое излучение Земли; с увеличением широты количество пара уменьшается. На экваторе водяной пар задерживает 70%, в полярных же странах — только 30% земного тепла. Одинаковое первоначальное понижение температуры, одина-

²⁶ И. Д. Лукашевич — известный народоволец и крупный естествоиспытатель; был первым ректором Института географии, организованного в 1918 г. в Петрограде.

²⁷ И. Д. Лукашевич. О причинах ледниковой эпохи. «Природа». СПб., 1915 (июль—август).

ковое абсолютное, но различное относительное уменьшение водяного пара в разных широтах в конце концов давали разные результаты: полярные страны охлаждались больше, чем экваториальные страны. Добавочное охлаждение полярных стран создавало ледники, которые сами сильно охлаждали окружающую местность. Таким образом, небольшое общее охлаждение Земли, при резком падении температуры в полярных странах и наличии теплой воды в океанах — вот обстоятельства, которые вызвали в плейстоцене обширное оледенение суши.

Эта гипотеза правильно объясняет совпадение времени регрессии океана и охлаждения поверхности суши и выдвигает мысль о различной изменчивости климата на разных широтах.

Ч. Брукс попытался оценить изменения климата, связанные с перестройкой рельефа:

1) если современный рельеф будет выровнен, то температура повысится на $0^{\circ},7$;

2) снег и льды, связанные с горным рельефом четвертичного времени, понизили температуру на 3° ;

3) ледниковые покровы понизили температуру на 25° .

Насколько эти цифры существенны можно видеть из того, что согласно существующим оценкам температура поверхности Земли во время ледникового периода понизилась не более, чем на 10° . Если даже эти изменения и были вначале местными, затем они все же отражались и на климате всей поверхности Земли.

Но будет неправильным рассматривать роль рельефа в изменениях климата отдельно от другого фактора — изменения площади суши. Оба явления развивались синхронно. Мы уже видели в главе третьей, что эпохи увеличения площади суши совпадали во времени с эпохами возрастания амплитуды колебаний рельефа (верхний палеозой, неоген — четвертичный период). Это были эпохи резкой зональной и провинциальной дифференциации климата, эпохи похолодания климата высоких широт и роста ледников.

Состав атмосферы и климат. Изменение климата может быть вызвано изменением состава атмосферы. Но последний зависит от состава газовых выделений земных недр, от химических реакций газов атмосферы с твердым веществом коры, от жизнедеятельности растений. Следовательно, он зависит в конце концов от изменений, которые испытывает подстилающая поверхность.

Существует немало гипотез палеоклиматических изменений, которые объясняют их только изменением состава атмосферы.

Большое значение придают так называемому тепличному эффекту атмосферы. Атмосфера, будучи относительно пропускаемой для видимых лучей солнечного спектра, менее пропускаема для солнечной радиации, отраженной от земной поверхности, преимущественно тепловой (инфракрасной). Последняя, а вместе с тем и тепло солнечной радиации, задерживается атмосферой у земной поверхности. После того как солнечная радиация частично отражается от земной поверхности обратно, она главным образом трансформируется в инфракрасную радиацию. По отношению к ней тепличный эффект атмосферы сказывается особенно сильно. Тепличным эффектом обладают озон, углекислый газ, водяной пар, а также пыль. На этом эффекте основаны солнечные кипятивники, так как тепличным эффектом обладает стекло. Температура внутри солнечных кипятивников, за счет накопления солнечного тепла, поднимается до 200 °С и выше.

Представим себе, что в атмосфере изменялось содержание углекислого газа, водяного пара и пыли. Тогда тепличный эффект атмосферы также изменился, а вместе с ним изменилась и температура земной поверхности. Углекислого газа в атмосфере было больше в архее, протерозое, нижнем палеозое. Следовательно, температура земной поверхности тогда могла быть выше и равномернее на разных широтах. Содержание углекислого газа, водяного пара и пыли однозначно изменялось вулканической деятельностью. А последняя усиливалась в орогенные (геократические) и ослаблялась в межорогенные (талассократические) эпохи. Мы уже приводили выше (см. главу пятую) данные об огромном количестве углекислого газа, водяного пара и пыли, которые выбрасываются в атмосферу вулканами. Вулкан Котопахи, например, выделяет в год около 1 млрд. м³ углекислого газа. Основная масса газов, выделяемых вулканами, состоит из водяного пара и углекислого газа. Но предположим, что по тем или иным причинам произошло похолодание и образовались ледниковые покровы. Благодаря начавшемуся охлаждению атмосферы содержание в ней водяного пара уменьшится, а вследствие этого уменьшится и тепличный эффект и начавшееся похолодание получит еще дополнительный импульс к своему развитию. Если вследствие орогенических движений образовались горы, воздух над ними будет сравнительно беден водяным паром и пылью, а может быть (если отсутствуют вулканы) и углекислым газом, и через эти отверстия атмосферы будет происходить утечка парникового тепла.

Исходя из подобных соображений, многие авторы пытались установить связь между орогеническими движениями, составом атмосферы и климатом прошлых геологических периодов. Но, к сожалению, этот вопрос гораздо сложнее и вряд ли вообще он может получить в настоящее время однозначное решение. Ведь излагаемые соображения имеют чисто качественный характер. Неизвестно, насколько велики те изменения тепла, которые связаны с изменением тепличного эффекта атмосферы.

Несомненно, что значительное содержание в атмосфере водяного пара и пыли уже отрицательно влияет на нагревание земной поверхности. Водяной пар, сгушаясь, образует облака. Облака отражают почти всю радиацию Солнца. Альbedo облаков равно 80—100%, в то время как среднее альbedo Земли как планеты составляет всего около 45%. Земля, полностью окутанная облаками, отражала бы вдвое больше солнечной радиации (почти всю), чем Земля, окруженная безоблачной атмосферой. В среднем для Земли облачность атмосферы равняется в настоящее время около 50%. Ч. Брукс подсчитал, что изменение площади облаков над Землей на 10% уже вызвало бы изменение температуры земной поверхности на 10° С. Пыль, если ее много в атмосфере, также может вызвать не повышение, а понижение температуры земной поверхности. На это указывают последствия вулканических извержений и больших лесных пожаров. Н. Н. Калитин отмечал, что в 1912 г., после извержения вулкана Катмай (на Аляске), в Павловске под Санкт-Петербургом (т. е. более чем в 10 000 км от вулкана Катмай) атмосфера настолько насытилась пылью, что ее прозрачность уменьшилась почти вдвое (до 56%) по сравнению с нормальной, а напряжение солнечной радиации у поверхности Земли уменьшилось даже до 20% по сравнению с нормальным.

В. Б. Шостакович указал на огромные лесные пожары в Восточной Сибири как на источник запыленности атмосферы и понижения температуры. В засушливое лето 1915 г. лесные пожары охватили в Сибири площадь в 1,6 млн. км², а дым — площадь в 6 млн. км²—почти равную Европе. Напряжение солнечной радиации у земной поверхности уменьшилось на 65%, поезда местами даже днем шли с фонарями, хлеба созрели на 10—15 дней позднее обычного срока.

Таким образом, насыщенность атмосферы водяным паром и пылью может иметь различное влияние на изменение температуры земной поверхности. Поэтому вряд ли можно в настоящее время использовать соображения о прозрачности земной атмосферы и о ее тепличном эффекте для объяснения

климатических условий геологического прошлого земной поверхности.

Ниже мы еще кратко остановимся на двух новых палеогеографических методах.

Климаты Земли в течение ее геологической истории. Основным положением этой главы является наличие климатической зональности начиная с древнейших этапов развития поверхности Земли.

Климатическая зональность зависит от двух кардинальных факторов: шарообразности Земли и солнечнообусловленного режима ее поверхности. Оба эти условия существовали практически всегда еще со времен образования Земли. Наличие солнечнообусловленного режима земной поверхности вытекает из установленного исторической геологией факта, что уже в нижнем архее накопились осадочные отложения; следовательно имелись гидросфера и атмосфера. Некоторые исследователи отмечали в протерозойских осадочных слоях даже ритмичную слоистость, связанную с 11-летним циклом солнечной активности.

Н. М. Страхов указывает на следующие особенности климатической зональности кембрийского периода: формируются отложения, свидетельствующие об аридных условиях климата—соляные отложения Усольского месторождения (средний кембрий), Вилюя, Хатанги (верхний кембрий). Южнее (Англия, горы Каратау) встречаются отложения марганцевых руд, свидетельствующие о влажном климате. В южном полушарии также известна полоса отложений аридного климата. Имеющиеся, правда скудные, данные свидетельствуют о наличии в кембрии во всяком случае этих трех климатических зон. Вероятно, это были: влажная экваториально-тропическая зона, а к северу и к югу от нее — зоны сухого климата субтропических барометрических максимумов давления.

Восстанавливая климатические зоны геологического прошлого, необходимо помнить, что климатическая зональность может обладать геометрической правильностью лишь на однородной земной поверхности. Рельеф суши и чередование суши и морей в той мере, в какой они являются факторами интразональными, нарушают эту идеальную картину. Известно, что Кордильеры Северной Америки в настоящее время изменяют широтное направление географических зон на почти меридиональное направление. В течение палеозойской и мезозойской эр северное полушарие временами отличалось большей океаничностью, чем в настоящее время. В те периоды, возможно, было продвижение к северу географических зон, аналоги которых в настоящее время располагаются южнее. Немалое значение имело также отсутствие ледниковых покровов в Арктике

и Антарктике. Произрастание лесов в Арктике и Антарктике становится явлением понятным в этих условиях и при современном положении земной оси. Конечно, достаточно допустить миграцию полюсов, и все основные палеоклиматические проблемы решаются просто. В связи с этим вопросом необходимо указать, что развитие палеомагнитных исследований дает в последние годы указания на значительные изменения положения географических полюсов Земли для периодов, предшествовавших палеогеону. Различия в положении географических зон в их настоящем и прошедшем времени могут иметь и палео-биогеохимическое объяснение, основанное на различном отношении разных групп растений к химическим элементам земной коры. Общая закономерность этого важного явления отмечена А. П. Виноградовым²⁸. Она состоит в том, что более примитивные группы растений способны ассимилировать из земной коры более разнообразный ассортимент химических элементов, обогащая затем ими кору выветривания. Высокоорганизованные растения более специализированы. Возможно, что и с этой геохимической функцией развивающегося мира растений можно связать явление, которое отмечено было и в главе четвертой — очень далекое продвижение к северу процесса образования сиаллитной и аллитной коры выветривания в прошлые геологические периоды.

Все эти соображения необходимо учитывать при попытках объяснения климатической зональности геологического прошлого. Хотя климатическая зональность — органическая особенность природы земной поверхности, состав климатических зон, их положение и контуры непрерывно изменялись.

Ч. Брукс подчеркнул, что в истории климатов общей чертой являлось чередование теплых и холодных периодов.

Теплые периоды (нижний палеозой, юрский и меловой периоды мезозоя, палеоген). Средняя температура поверхности Земли сравнительно высока. Температурный градиент между полюсами и экватором невелик. Выражены не все климатические зоны современности, так как выпадают обе полярные ледяные зоны. Климатические зоны широки, переходы между ними постепенные, климатические провинции внутри зон выражены нерезко. Общая дифференциация климатических зон и провинций слабая.

Холодные периоды (пермо-карбон, неоген — четвертичный период). Средняя температура поверхности Земли ниже, чем в теплые периоды. Температурный градиент

²⁸ См. А. П. Виноградов. Химический элементарный состав организмов и периодическая система Д. И. Менделеева. «Тр. Биохим. лаб. АН СССР», 1935, т. III.

между полюсами и экватором велик. Выражены все климатические зоны, которые мы видим на поверхности Земли в настоящее время, включая полярные ледяные зоны. Границы между климатическими зонами, а также между провинциями внутри отдельных зон резкие.

Конечно, история климатической зональности станет более понятной после того, как мы познакомимся с историей растительного мира — главного индикатора климатической зональности.

Схема климатов геологического прошлого в последнее время разработана П. П. Предтеченским, более подробно, чем Ч. Бруксом.

П. П. Предтеченский изображает климатические зоны для различных типов древних климатов земной поверхности. Схемы 1—2 являются, по Ч. Бруксу, схемами теплых периодов, а схемы 3—4 — схемами холодных периодов (рис. 29). Различия, которые отмечались выше, особенно легко узнаются при сравнении схем 1 и 4, но что касается других схем, то трактовка их у П. П. Предтеченского более сложная.

Основные климатические зоны Земли с их различными циркуляционными процессами следующие: экваториально-тропическая зона, самая обширная, воспринимающая основную долю солнечной радиации, достигающей поверхности Земли, главная по энергетическим ресурсам атмосферной циркуляции; зоны при(суб)тропических максимумов давления, где экваториально-тропический воздух опускается и откуда он растекается к югу и северу в зоны умеренных широт; зоны полярные, где накапливающийся воздух, принесенный меридиональными воздушными токами с юга,

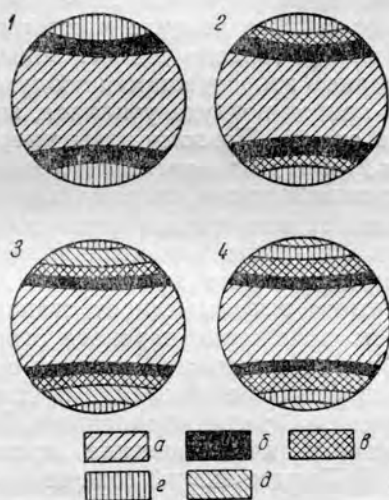


Рис. 29. Климатическая зональность прошлых геологических периодов (по П. П. Предтеченскому):

1 — климаты меловой эпохи и палеоцена; 2 — климаты верхнего эоцена — олигоцена; 3 — климаты ледниковой эпохи; 4 — современные климатические зоны.

a — экваториально-тропическая зона, б — зона притропического максимума, в — зона умеренных широт, г — теплая полярная зона, д — холодная полярная зона.

охлаждается, опускается и растекается к югу — в зоны умеренных широт. Полярные зоны могут быть холодными — ледяными или, как мы уже видели, «теплыми» — неледяными, что и отражено на схемах. Зоны полярные и экваториально-тропические и притропические являются активными по отношению к зонам умеренных широт. Из них в умеренные зоны вторгаются пришлые (адвективные) воздушные массы.

Чем больше была солнечная активность, тем больше была и энергия атмосферных процессов, прежде всего меридиональный перенос воздуха, вплоть до полярных зон, и обогревание последних, а меридиональный температурный градиент уменьшался. Экваториально-тропическая зона становилась даже несколько холоднее вследствие оттока огромных масс теплого воздуха к северу и к югу. Полярные зоны становились гораздо теплее. Зоны умеренных широт были «атакованы» вторгнувшимся воздухом южных и полярных зон (куда приток воздуха усилился, значит должен был усиливаться и его отток). Поэтому зоны умеренных широт сужались (схема 2) или даже совершенно исчезали (схема 1). Что же касается полярных зон, то они были «теплыми», т. е. неледяные. Границы экваториально-тропической зоны и приэкваториальных зон сдвигались в высокие широты (красноземы в «умеренных» широтах, леса в Арктике и Антарктике). Важной чертой климата высоких широт становилась и значительная влажность вследствие переноса огромных масс теплого (следовательно, и влажного) воздуха с юга. В такие периоды широко распространялись леса, а пустыни и степи пользовались ограниченным распространением. Вообще климатическая зональность и климатические провинции разделялись нерезко. П. П. Предтеченский совершенно правильно предполагает господство подобных климатических условий для мелового периода, палеоцена, а в менее типичном виде — для верхнего эоцена—олигоцена.

Противоположный характер должна была носить атмосферная циркуляция в холодные периоды (схемы 3 и 4). Солнечная активность ослаблена, а вместе с ней — атмосферная циркуляция и в особенности меридиональный перенос воздуха. Климатические зоны выражены соответственно их широтному положению резко. Резко выражены были и границы отдельных провинций внутри зон. Экваториально-тропическая зона сужалась, ее границы, а также границы зоны притропических максимумов давления и умеренных зон занимали «нормальное», т. е. близкое к современному, более низкое широтное положение, чем на схемах 1 и 2. Умеренная зона расширялась, так как вторжения воздуха из соседних с ней зон становились менее активными. Впрочем, если это справедливо

для современного периода (схема 4), то иначе обстояло дело в ледниковом периоде, когда полярные зоны расширились за счет умеренных зон (схема 3). Вследствие слабого поступления теплого и насыщенного водяным паром воздуха экваториально-тропической зоны расширялись зоны пустынь и степей за счет отчасти умеренных зон. Индивидуальность климатических провинций увеличивалась, возрастали местные особенности климата внутри, например, зоны умеренного климата Евразии. Резче были выражены стационарные процессы области циклонов и антициклонов, в том числе ледниковых. Ледниковые покровы «самоиндуцировались», росли. Самоиндукция ледников «перерастает в событие планетарного характера» (Предтеченский, 1948). В холодные периоды, в отличие от теплых, температура экваториально-тропической зоны могла быть даже несколько повышенной, так как отток теплого воздуха ослабел. По этой же причине температура обеих полярных зон была очень низкая и меридиональный температурный градиент вследствие ослабления меридиональной атмосферной циркуляции увеличивался.

На схемах 1, 2, 3 у П. П. Предтеченского полярные зоны показаны следующим образом: в ледниковом периоде (схема 3) полярная зона «теплая», неледовитая; в современном периоде полярных зон в каждом полушарии две: холодная и «теплая» (Арктика и Субарктика, Антарктика и Субантарктика?). Первое предположение для времени максимума древнего оледенения четвертичного периода неправдоподобно. Второе предположение надо понимать так, что ослабление атмосферной циркуляции в триасе было еще большим, чем в четвертичном ледниковом периоде. Трудно, конечно, судить, правильно ли оно и правильно ли его отнесение к триасовому, а не к пермскому периоду, когда ледниковые процессы были выражены грандиозно.

Иллюстрацией к развитым выше соображениям могут служить карты климатической зональности, составленные Н. М. Страховым для различных геологических периодов. Особенно интересно положение климатических зон девона, карбона: огромное развитие влажной зоны за счет почти полного сжатия засушливой зоны притропического максимума давления северного полушария. Не менее интересны изменения, которые наступили в конце пермского периода в кунгурском веке, по сравнению со средним и верхним карбоном в Западной Евразии (рис. 30). Резко расширяется засушливая зона: «Получается громадная пустынная (и полупустынная) полоса, обнимающая не только давние районы аридного климата, но и расширяющаяся в обе стороны (к северу и югу) в области прежних гумидных климатов» (Н. М. Страхов, 1945,

стр. 10). Засушливая зона не только расширяется за счет влажных зон; все зоны смещаются к экватору; появляются огромные ледники, растут горы. Очевидно, что пермский период — это время похолодания климата высоких и средних широт. Положение климатических зон мелового периода видно на рис. 31.

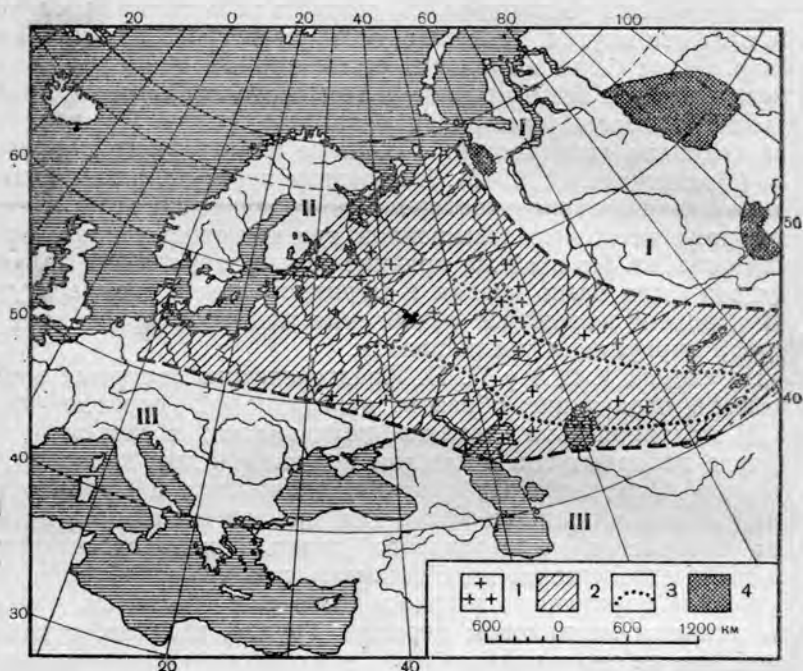


Рис. 30. Климатическая зональность нижнепермской эпохи (по Н. М. Страхову).

I — северная гумидная зона; *II* — аридная зона; *III* — южная гумидная зона;

1 — галогенные отложения кунгура; *2* — зона аридного климата в кунгуре; *3* — граница аридной зоны в артинскую и верхнекарбоновую эпохи; *4* — угленосные отложения

Н. С. Шатский выделяет три пояса (зоны) глауконитообразования геологического прошлого: северный, средний и южный. Сравнение современных процессов глауконитообразования с этими же процессами мелового периода приводит к выводу, что их северная граница была сдвинута на 22—25° по сравнению с ее современным положением. Климат северного пояса в то время приближался к климату Средней Европы или Северного Средиземноморья. В Полярном бассейне

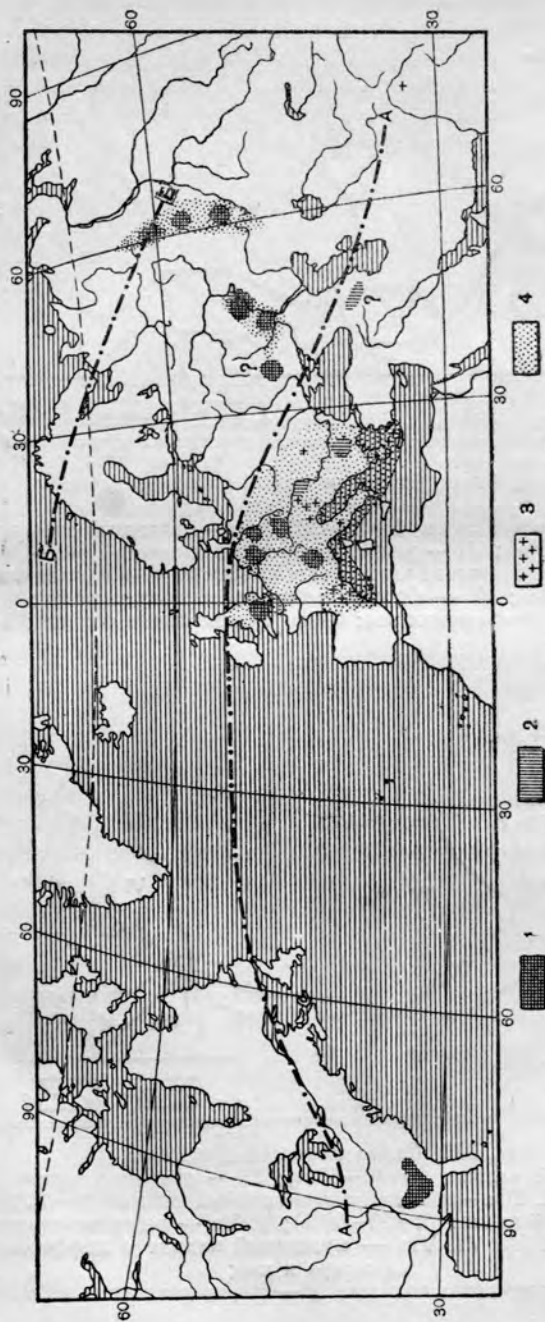


Рис. 31. Географическая зональность мелового периода (по Н. М. Страхову)
 AA — примерная северная граница тропической области; BB — примерная северная граница умеренной области;
 1 — железные руды; 2 — марганцевые руды; 3 — бокситы; 4 — районы возможного оруденения

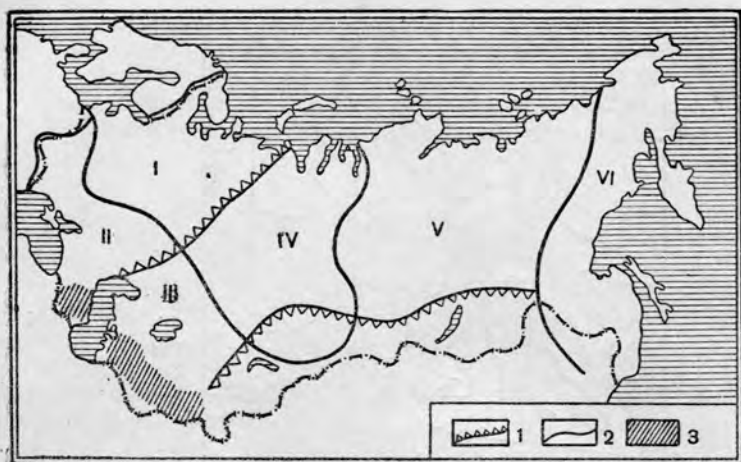


Рис. 32 А. Схема климатов первой половины миоцена
(k —континентальность):

I — теплый климат лесов ($k=20-30\%$); II — влажный субтропический климат ($k=20-30\%$); III — умеренно влажный климат ($k=45-50\%$); IV — умеренно теплый лесостепной климат ($k=50-60\%$); V — климат смешанных лесов ($k=55-60\%$); VI — формирование муссонного климата;
1—границы климатических зон; 2—внутризональные области; 3—море

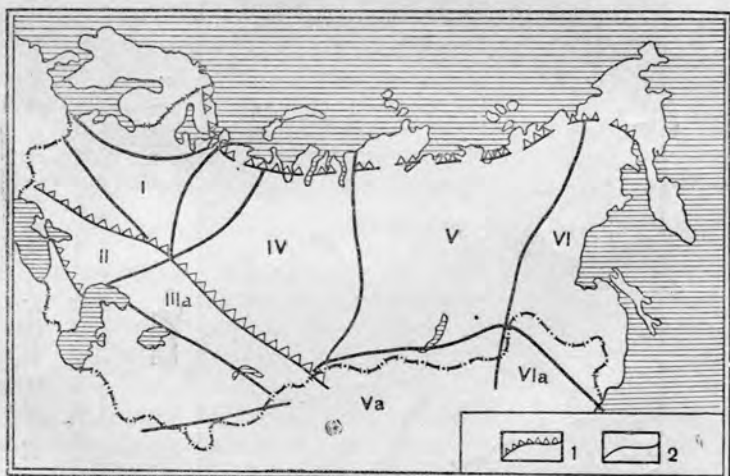


Рис. 32 Б. Схема климатов плиоцена:

I — умеренный климат ($k=40-50\%$); II — умеренно теплый климат ($k=45-50\%$); III, IIIa—континентально-аридный климат ($k=50\%$); IV— умеренно холодный климат ($k=50-60\%$); V, Va — резко континентальный климат ($k=60-70\%$); VI, VIa — муссонный климат с дифференциацией на севере и юге;
1 — граница климатических зон; 2 — внутризональные области

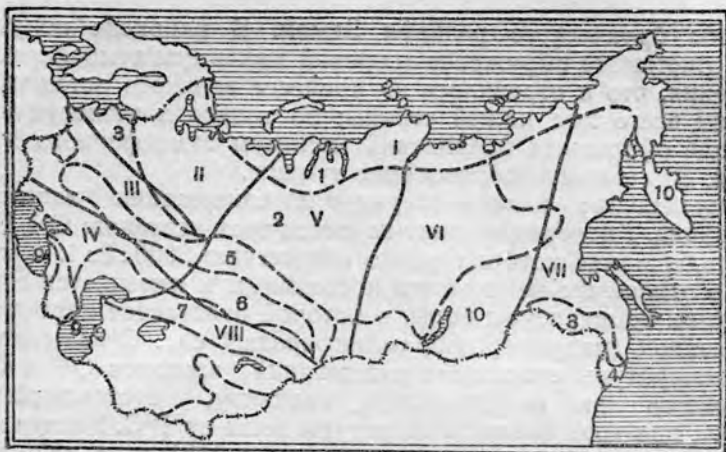


Рис. 32В. Карта современных климатических областей СССР:

I — северо-западная область; II — северо-восточная область; III — центральная область; IV — южная область; V — западносибирская область; VI — восточносибирская область; VII — дальневосточная область; VIII — турано-казахская область.

1 — тундра; 2 — тайга; 3 — лесостепь; 4 — смешанные леса; 5 — степь; 6 — полупустыня; 7 — пустыня. *Сплошная линия* — границы климатических областей; *пунктирная линия* — границы ландшафтно-климатических зон

температура воды была выше современной на 5—10° и не опускалась ниже 15°.

Очень интересный анализ изменений климата территорий нашей страны произвел А. А. Борисов. Он рассмотрел изменения климата для отрезка времени от первой половины миоцена до современного периода. Читателю полезно будет сравнить заимствованные у А. А. Борисова картосхемы (см. рис. 32А, Б, В) климатов первой половины миоцена, плиоцена и современного периода. Картосхемы показывают, например, что климат южной половины Русской равнины в первой половине миоцена был влажным субтропическим, в плиоцене — умеренно теплым. Климат Восточной Сибири характеризуется в первой половине миоцена как климат смешанных лесов, но в плиоцене он становится резко континентальным. В плиоцене впервые намечается северная граница умеренной зоны, но тундры еще нет. Климат повсюду становился более холодным, сухим и все резче обозначались отдельные климатические области. Повсеместно увеличилась континентальность климата. Эти изменения были следствием увеличения контрастов атмосферной циркуляции между зонами, следовательно — увеличения кон-

трастов барического рельефа Земли. В плиоцене получил свое отчетливое выражение азорский максимум атмосферного давления, что и отразилось на процессе великого остепнения равнин всего юга нашей страны; но только в четвертичном периоде оформился исландский минимум атмосферного давления. Это вызвало образование тундры.

Определение палеотемператур по содержанию изотопов кислорода. Кислород состоит из смеси трех изотопов: O^{16} , O^{18} , O^{17} , содержание которых равно отношению 3000 : 5 : 1. Однако это отношение не является постоянным и изменяется с изменением температуры воды, в которой отлагается карбонатный осадок (например, фораминиферовый ил). С повышением температуры отношение содержания изотопов O^{18} и O^{16} изменяется на определенную величину, составляющую 0,175‰, при повышении температуры воды на $1^{\circ}C$. Указанная закономерность используется, начиная с 1951 г., в качестве «геслогического термометра». Так, например, были исследованы раковины ростров белемнитов из верхнемеловых отложений США, Англии и Дании. Среднегодовые температуры воды верхнемелового моря на всем указанном отрезке широтного пояса оказались довольно постоянными ($15-16^{\circ}C$), что на $6-7^{\circ}$ выше современных годовых температур. Используя определение содержания изотопов кислорода, Ц. Эмилиани установил палеотемпературы придонных слоев воды экваториальной области Тихого океана для интервала времени от среднего олигоцена до верхнего плиоцена. Обнаружилось постепенное понижение температуры:

Верхний плиоцен	$2^{\circ}, 2 \pm 0^{\circ}, 5$
Нижний и средний миоцен	$7^{\circ}, 0 \pm 0^{\circ}, 5$
Средний олигоцен	$10^{\circ}, 4 \pm 0^{\circ}, 5$

По данным Эмилиани, в плейстоцене общее похолодание отразилось в охлаждении поверхностных вод экваториальной части Тихого океана и Карибского моря на 6° по сравнению с современной температурой. Приведенные примеры показывают, как велико может быть значение этого нового метода для палеоклиматологии.

В работе советских исследователей указаны палеотемпературы Крыма в меловом периоде (рис. 33). Материалом служили ростры белемнитов, а также остатки брахиопод, иглокожих, устриц и других организмов из окрестностей Бахчисарая. Температуры, полученные при изучении белемнитов, более низкие (так как это — пелагические глубоководные организмы), по сравнению, например, с мелководными устрицами. Для белемнитов получены среднегодовые температуры среды обитания белемнитов равные $13-15^{\circ}$. Но для других

групп (устрицы) это — летние (18—21°) или зимние (гастроподы) температуры. Обнаружено повышение температуры воды на границе нижнего и верхнего мела, а затем понижение температуры.

Изотопный метод определения температуры воды основывается на предположении о неизменном во времени химическом составе морских вод. Между тем мы знаем, что химический состав морских вод с течением времени не оставался по-



Рис. 33. Средние температуры мелового моря на территории Крыма, определенные изотопным методом по различным органическим остаткам (по Тейсу, Чупахину и Найдну, 1957): 1 — белемниты; 2 — устрицы; 3 — иноцерамы; 4 — пектиниды

стоянным. Соотношение изотопов кислорода зависит также и от общей солености вод. Это соотношение отличается и в известковых скелетах различных организмов.

Палеомагнетизм. Палеомагнетизм, или естественный остаточный магнетизм горных пород, отражает историю магнитного поля Земли. Осадочная или изверженная порода намагничивалась при ее образовании по направлению древнего магнитного поля Земли, которое отличалось от современного. Изучая остаточный магнетизм пород, можно восстановить положение магнитных полюсов в различные геологические периоды. Палеомагнетизм начал изучаться с 30-х годов нашего столетия, однако лишь в 50-х годах изучение палеомагнетизма стало применяться для определения перемещения магнитных полюсов на протяжении геологической истории Земли. При этом допускается тождество в положении магнитных и географических полюсов. В настоящее время магнитные (геомагнитные) полюсы Земли отстоят от географических полюсов на 11,5 широтных градуса.

К настоящему времени изучен остаточный магнетизм пород различного возраста: докембрийских, каменноугольных, пермских, триасовых, меловых, палеогеновых, неогеновых.

Отмечаются значительные различия в положении магнитных полюсов в настоящее время и в протерозое, палеозое и мезозое.

Среднее положение магнитных полюсов в различные геологические периоды (по А. Н. Храмову, с сокращениями):

Плиоцен	77°	с.ш. и ю.ш.
Миоцен	77°	"
Палеоген	75°	"
Мел	62°	"
Юра	59°	"
Триас	50°	"
Пермь	45°	"
Карбон	38°	"
Девон	30°	"
Силур-ордовик	42°	"
Кембрий	15°	"
Верхний протерозой	5°	"
Нижний протерозой	35°	"

Согласно Е. Г. Гуськовой (1959), положение Северного магнитного полюса было:

в палеогене	65° с.ш. и 168—160° в.д.
в неогене	80° с.ш. и 150° з.д.

Получены также первые данные о положении Южного магнитного полюса:

Поздний палеозой — ранний мезозой	53° ю. ш. и 151° з. д.
Мезозой	58° ю. ш. и 142° з. д.
Кайнозой	81° ю. ш. и 94° в. д.

Хасперс (1955) считает, что в послезооценовое время перемещение Северного полюса не превышало 5—10° по широте. Метод изучения остаточного магнетизма для восстановления положения полюсов слишком нов, чтобы возможна была его объективная оценка. Но, даже если приведенные выводы не преувеличены, оба географических полюса с начала третичного периода помещались в пределах современной Арктики и Антарктики. Следовательно, перемещением полюсов нельзя объяснить такой палеогеографический парадокс, как произрастание палеогеновых лесов в Арктике и в Антарктике. Само собой разумеется, что плейстоценовое оледенение также не было следствием перемещения полюсов.

Единый механизм и единая причина климатических изменений геологического прошлого. Современная палеоклиматология стремится объяснить климат прошлого двумя основными причинами: 1) колебаниями солнечной активности и 2) изменениями земной поверхности. Это представляет уже неко-

торый прогресс, так как еще недавно палеоклиматология характеризовалась нагромождением различных и весьма произвольных гипотез.

Теперь вопрос состоит в том, не в состоянии ли современная палеоклиматология перейти к монистическому взгляду на природу климатических изменений? Для этого необходимо найти общее объяснение для обеих основных палеоклиматических гипотез современности.

Солнце и горообразование определяют изменения климата, причем и то и другое в отдельности несомненно. Но не имеют ли оба указанных процесса единой основы? Первые поиски объяснений такого рода мы находим в работах М. С. Эйгенсона. С этими взглядами мы частично встречались уже в главе третьей, где излагались современные воззрения ученых на критические параллели Земли.

Солнце непосредственно воздействует на атмосферу, гидросферу и кору выветривания. Колебания солнечной активности изменяют силу и характер этого воздействия. Например, как мы только что видели, увеличение солнечной активности в состоянии вызвать усиление меридиональной атмосферной циркуляции и наоборот. Колебания в интенсивности и направлениях перемещения масс атмосферы и гидросферы, например колебания в интенсивности вертикальной циркуляции вод Мирового океана, оказывают влияние на поверхность земной коры и на ее недра. Они вызывают напряжения в земной коре, являющиеся импульсами горообразования. Конечные звенья этой связи — Солнце — земная кора. Результатами колебаний солнечной активности будут: колебания в скорости вращения Земли, деформация фигуры Земли, изменения характера колебания земной коры. Следовательно, произойдут изменения очертаний моря, суши и рельефа материков, имеющие такое важное палеоклиматическое значение.

Согласно этой гипотезе, колебания солнечной активности определяют одновременно колебания климата и тектонические процессы.

Итак, не лежит ли в основе изменений климата одна причина — изменение солнечной активности? «Солнечная радиация и ее колебательный режим имеют общепланетарное геотектоническое значение», — пишет М. С. Эйгенсон (1957, стр. 14).

Выводы

1. Атмосфера Земли состоит из газов, выделившихся из земных недр. Процесс этот длительный и непрерывно продолжается.

2. Температура земной поверхности и величина земного тяготения таковы, что Земля была в состоянии удержать, и в

настоящее время удерживает, газы земной атмосферы. Диссипировал только водород и, возможно, гелий.

3. Огромное значение в формировании газового состава атмосферы имело развитие органической жизни, в особенности фотосинтез. Основной запас кислорода атмосферы — биогенный, количество углекислого газа в атмосфере уменьшилось.

4. Состав атмосферы Земли направленно-замедленно изменялся. В основных чертах эти изменения закончились в палеозойской эре.

5. Климат Земли изменился под влиянием двух основных факторов: колебаний солнечной активности и изменений поверхности Земли (площадей морей и суши, их расположения, рельефа суши, ее оледенения), обусловленных тектоническими процессами. Возможно, хотя это еще и не доказано, что в основе и второй причины лежат колебания солнечной активности — как основной причины всех климатических изменений. Однако палеомагнитные исследования ставят также вопрос о миграции полюсов Земли.

6. Климатическая зональность — древнейшая особенность климата Земли, существовавшая еще в архейской эре.

7. Два типа климата повторяются в истории Земли: теплый и холодный. Первый тип климата господствует дольше второго. Древние оледенения поверхности Земли известны еще с архейской эры.

После анализа развития живого вещества биосферы (см. главу седьмую) мы вернемся к проблеме климатов геологического прошлого Земли и уточним некоторые выводы.

ЛИТЕРАТУРА

Альперт Я. Л., Чудесенко Э. Ф., Шапиро Б. Результаты исследования внешней области ионосферы по наблюдениям за радиосигналами первого искусственного спутника Земли. Предварительные итоги научного исследования с помощью первых советских искусственных спутников Земли и ракет. М., 1958.

Атмосферы Земли и планет. Сб. ст. под ред. Д. П. Койпера. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1951.

Брукс Л. С. Климат и жизнь, изд. 2. Географгиз, М., 1947.

Борисов А. А. О палеоклиматических условиях формирования главных барических центров современного климата Земли. «Изв. Всес. Геогр. о-ва», 1959, № 3.

Брукс Ч. Климаты прошлого. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1952.

Вернадский В. И. Биосфера. Л., 1926.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., 1959.

Вокулер Ж. Физика планеты Марс. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1956.

Ермолаев М. М. О возможности применения некоторых методов современной физики к изучению географической оболочки Земли. «Изв. Всес. Геогр. о-ва». 1959, № 3.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.—Л., 1939.

Михневич В. В., Хвостиков И. А. Изучение высоких слоев атмосферы. «Изв. АН СССР», сер. геофизики, 1957, № 11.

Предтеченский П. П. Климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменений солнечной активности. «Тр. Главн. географич. observ.», 1948, вып. 8 (70).

Предтеченский П. П. Динамика климата в связи с изменениями солнечной деятельности. «Тр. Главн. геофизич. observ.», 1950, вып. 19(81).

Соколов В. А. Эволюция атмосферы Земли. Возникновение жизни на Земле. Сб. докл. на Междунар. совещ., М., 1959.

Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. «Сов. геол.», 1945, № 6.

Сытинская Н. Н. Луна и ее наблюдение. Гостехиздат, М., 1956.

Гейс Р. В., Чупахин М. С. и Найдин Д. П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма. «Геохимия», 1957, № 4.

Токарев Н. С. Ритмические колебания климата и их влияние на режим подземных и поверхностных вод. «Тр. Лаб. гидрогеол. проблем» М., 1950, т. 9.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. «Тр. Всес. нефт. научно-исслед. ин-та», 1958, вып. 115.

Шатский Н. С. Фосфоритокислые формации и классификация фосфоритовых залежей. «Совещ. по осадочным породам, докл.», 1955, вып. 2.

Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1955.

Шейли Х. Изменение климата. М., 1958.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. «Зап. Геогр. о-ва Союза ССР», нов. сер., 1957, т. 16.

Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов, 1957.

Юри Г. К. Первоначальные атмосферы планет. «Природа», 1959, № 4.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ
РАЗВИТИЕ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА БИОСФЕРЫ

Характеристика биосферы. В. И. Вернадский назвал биосферу «зоной жизни». Говоря о биосфере, он имел в виду не только само живое вещество, но и все то пространство, в котором жизнь может развиваться. Приведем определение В. И. Вернадского:

«Биосфера — термодинамическая оболочка с температурой от $+50$ до -50° и давлением около одной атмосферы».

Жизнь развивается внутри этой термодинамической оболочки, но отдельные проявления жизни выходят и за ее пределы: споры грибов выдерживают температуру в $+140$ и даже $+180^{\circ}$; бактерии и их споры выживают при охлаждении до -252° в течение 20 час., а при охлаждении до -200° — в течение многих месяцев.

Нижний предел биосферы ограничивается повышением с глубиной в земной коре температуры и давления. Жизнь проникает на суше на меньшую глубину, чем в океане. Океанологи нашли разнообразную фауну в наибольших глубинах — до 11 км (в Тихом океане), что позволяет считать все глубины океана обитаемыми.

Верхний предел распространения жизни определяется воздействием ультрафиолетовой коротковолновой радиации, достигающей озонового экрана. Жизнь Земли не выходит за пределы озонового экрана, т. е. за пределы 20—30 км высоты.

Существенно то, что жизненные проявления ограничены сравнительно узкими температурными пределами. И все-таки жизнь, однажды появившись на Земле в архее, уже не исчезла. Очевидно, что всегда, начиная с архея, на поверхности Земли должны были существовать области, в которых температурные условия не выходили за пределы крайних критических температур, которые были упомянуты: около $+180$ и -250° , при соответствующем давлении.

Мы видим, что широкое понимание пределов биосферы, данное В. И. Вернадским, охватывает всю или почти всю тол-

щу природы земной поверхности. В. И. Вернадский, называя поверхностную оболочку земного шара биосферой, хотел подчеркнуть преобладающую энергетическую роль биологических процессов в образовании и развитии всего верхнего слоя земной коры (даже включая и граниты), вод и атмосферы. Столь же широко понимал биосферу и Б. Б. Полынов. Это, писал Б. Б. Полынов, «геосфера, в состав которой входит целиком вся гидросфера (т. е. Мировой океан), тропосфера и кора выветривания... Материал, слагающий биосферу, состоит не только из живого вещества, но и газообразной, жидкой и твердой материи, атмосферного воздуха, водной массы океана и минералов литосферы»¹.

Нет сомнения в том, что понятие о биосфере, введенное В. И. Вернадским, имеет большое значение и для географии. Энергетическая роль живого вещества биосферы действительно огромна и в немалой степени определяла процессы развития коры выветривания, атмосферы, гидросферы. Однако энергия живого вещества не является единственным видом энергии земной поверхности. Энергия живого вещества взаимодействует с энергией солнечной радиации, гравитации, вращения Земли, радиоактивного распада (см. главу третью). Именно земная поверхность — обладательница наибольших энергетических ресурсов на Земле, а природа земной поверхности, ее ландшафты, наиболее многообразно развивались.

В. И. Вернадский совершенно правильно различал зону жизни — биосферу и живое вещество — пленку жизни, заполняющее лишь частично биосферу. В. И. Вернадский писал: «Мощность этой пленки очень незначительна; она для сплошных лесных пространств не поднимается выше нескольких десятков метров над земной поверхностью; в полях и степях она поднимается на несколько метров» (1926, стр. 139).

Е. М. Лавренко под названием фитогеосферы понимает «не только совокупность живых существ (растений и животных), но и ту среду (твердую, жидкую, газообразную), которая насыщена жизнью»². Однако среда, насыщенная жизнью, понимается здесь в тех пределах, в которых жизнь в ней господствует не только энергетически, но и по своей массе. В таком понимании фитогеосфера имеет мощность: на суше — не более сотни метров, в морях и водах суши — несколько больше. Термином «фитогеосфера» (вместо «биогеосфера») Е. М. Лавренко желает подчеркнуть массовое и

¹ Б. Б. Полынов. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. «Почвоведение», 1948, № 10, стр. 594.

² Е. М. Лавренко. О фитогеосфере. Сб. «Вопр. географии», 1949, № 15, стр. 54.

энергетическое преобладание растений над животными. В дальнейшем, упоминая термин «биосфера», мы будем иметь в виду живое вещество биосферы.

Масса биосферы относительно невелика и приблизительно равна массе атмосферы или несколько меньше последней.

Согласно образному сравнению В. Гольдшмидта, если массу земной коры сравнить с массой каменного кубка в 5—6 кг весом, то вся гидросфера составит массу воды, наполнившую этот кубок (менее 0,5 кг); атмосферу можно сравнить по массе с мелкой монетой, а живое вещество биосферы — с почтовой маркой. По данным А. П. Виноградова (1956), отношение масс живого вещества, атмосферы, гидросферы, земной коры и, наконец, всей Земли выражается округленно следующими цифрами: 1 : 10 : 10 000 : 100 000 : 10 000 000.

В абсолютных величинах масса биосферы определяется в 10^{19} — 10^{21} г, или 10^5 — 10^6 км³. В целом на суше и в океане, вместе взятых, преобладают растения. По В. И. Вернадскому, масса растений на всей Земле превышает массу животных в 10^4 — 10^5 раз. Л. А. Зенкевич по поводу этих оценок замечает: «Что касается животных, то приведенные в отношении их числа В. Вернадского, возможно, близки к действительности, растительная же биомасса должна быть несколько менее упоминаемой В. Вернадским и вряд ли превышает 10^{19} граммов».

Если остановиться на последней оценке, то все же масса растений на суше и в океане, вместе взятых, превышает массу животных в тысячу раз. Особенно велико превышение массы растений над массой животных на суше. На суше, как пишет А. П. Виноградов, по массе преобладает лес (10^{17} — 10^{18} г), затем следуют травянистая растительность (масса в 5—10 раз меньше массы леса), живое вещество почвы и, наконец, животные.

В океане масса животных, возможно, несколько больше массы растений, но в целом, как уже указывалось, в биосфере растения преобладают над животными. Важно также отметить, что масса растений возобновляется гораздо быстрее, чем масса животных, так как растения обладают гораздо более высокой способностью размножения, чем животные. Далее, растения, в отличие от животных, питаются большей частью неорганическими веществами земной коры и вод, т. е. являются автотрофными. Поэтому они более энергично взаимодействуют с другими, «питающими» их, природными оболочками. И, наконец, растения путем фотосинтеза используют солнечную энергию и преобразуют состав атмосферы. Вспомним, что кислород атмосферы обязан своим происхождением фотосинтезу растений и что содер-

жание углекислоты в атмосфере уменьшилось тоже благодаря фотосинтезу.

Количественное и энергетическое преобладание растений над животными и тесные связи растений с другими компонентами природы заставляют рассматривать развитие биосферы преимущественно как развитие растительного мира.

Именно изменения растительного мира имеют для нас преобладающий интерес.

Происхождение живого вещества биосферы. Высказываются три различных взгляда на вопрос, как возникла жизнь на Земле и, следовательно, как возникло живое вещество биосферы:

1. Жизнь на Земле вообще не возникла, жизнь была всегда, жизнь вечна, как вечна и материя.

2. Жизнь возникла где-то вне Земли и на Землю занесена извне.

3. Жизнь возникла на самой Земле, на определенной стадии развития земной поверхности.

Первые две точки зрения поддерживал В. И. Вернадский. Он писал: «Никогда в течение всех геологических периодов не было и нет никаких следов абиогенеза (т. е. непосредственного создания живого организма из мертвой, косной материи). Никогда в течение всего геологического времени не наблюдались азойные (т. е. лишенные жизни) геологические эпохи»³.

В. И. Вернадский также различал три взгляда на происхождение жизни: 1) от мертвого вещества (абиогенез), 2) от мертвого, но прежде живого вещества (гетерогенез) и 3) зарождение живого от живого, или биогенез. Но Вернадский признавал только биогенез и занос жизни на Землю с другого небесного тела. Он писал, что жизнь вечна в космосе, занесена на Землю, где и передавалась всегда посредством абиогенеза. В бесконечной Вселенной всегда были холодные тела, приспособленные для жизни, и только в этом смысле можно говорить о вечности жизни. Но какие же имеются основания предполагать, что земная жизнь заимствована с какой-то другой планеты, а не зародилась на ней самой? Не правильнее ли будет именно последнее предположение — о зарождении жизни на Земле, а не занос ее на Землю с другой планеты?

Чтобы несколько представить себе вероятность этого заключения, посмотрим, каковы же должны быть общие условия существования мертвой материи, чтобы из нее

³ В. И. Вернадский. Биосфера. Л., 1926, стр. 23.

могла возникнуть живая материя. Рассмотрим с этой точки зрения планеты солнечной системы. Жизнь в нашей солнечной системе существует только на Земле и предполагается на Марсе.

Действительно:

1. Расстояние Земли и Марса от Солнца таково, что создаются приемлемые для жизни температурные условия, которые на других планетах отсутствуют: единица поверхности Земли получает тепла меньше, чем Меркурий, в 7 раз, но зато больше, чем Юпитер, — в 30 раз.

2. Эксцентриситет орбиты Земли и Марса мал, и это способствует выравниванию температуры поверхности обеих планет в течение всего года в пределах, делающих жизнь возможной.

3. Скорость обращения обеих планет вокруг своей оси сравнительно большая, поэтому ночь и день непродолжительны и температурные контрасты освещенной и неосвещенной поверхностей невелики; напротив, на Меркурии скорость обращения вокруг своей оси очень мала и составляет 88 дней. Температура освещенной и неосвещенной поверхностей колеблется в огромных промежутках — от $+400^{\circ}$ до -200° , что делает жизнь невозможной.

4. Земля и Марс обладают достаточно большими массами, чтобы удержать необходимые для жизни газы атмосферы.

Если звезда, вокруг которой вращается планета, двойная или кратная, орбита планеты очень сложна, условия жизни на ней поэтому неблагоприятны. Такие звезды во Вселенной преобладают (их 80—90%). В. Г. Фесенков допускает, что примерно одна из нескольких миллионов звезд на своих планетах имеет жизнь. В одной Галактике таких планет могут быть сотни тысяч.

Рассматривая всю солнечную систему, мы можем сказать, что жизнь размещается в ней в настоящее время на определенном расстоянии от Солнца (не слишком близко и не слишком далеко). С другой стороны, жизнь на Земле (и Марсе) могла возникнуть лишь на определенной ступени исторического развития этих планет путем сложных биохимических превращений неорганического вещества. Возможно, что и Венера в будущем станет носительницей жизни.

Таким образом, жизнь, как одна из форм существования материи, могла появиться на самой Земле. Уже поэтому нет необходимости предполагать, что жизнь занесена на Землю с поверхности других планет. Последний взгляд получил распространение в связи с неправильной оценкой результатов опытов, проделанных Пастером в 1864 г., якобы опровергших

зарождение жизни на Земле. Однако механизм переноса мельчайших частиц, например, спор водорослей или бактерий, долго оставался невыясненным. Только в 1900 г. П. Н. Лебедев установил, что световые лучи Солнца и других звезд производят давление, способное переносить мельчайшие частицы.

Гипотезу переноса жизни, или панспермии (гипотеза всеобщего рассеяния зародышей жизни во Вселенной), доказывал в начале XX в. С. Аррениус. «Жизнь может в течение бесконечного времени переноситься с одной солнечной системы на другую или с планеты на планету внутри отдельной солнечной системы», — писал он.

Световое давление тем эффективнее для переноса частиц, чем частица меньше (объем, а следовательно и масса тела, с уменьшением его линейных размеров сокращаются больше, чем поверхность тела⁴, на которую лучи оказывают давление). По В. Г. Фесенкову, давление лучей равно притяжению, когда размер сферической частицы уменьшается до 0,067 мм. Более мелкие частицы уже могут переноситься световым давлением. Конечно, для того чтобы зародыш мог попасть на Землю живым, перенос должен осуществляться не слишком долго. Время, необходимое для переноса зародышей жизни световым давлением, вычисленное С. Аррениусом, поразительно мало: 14 мес. — в пределах солнечной системы, 9000 лет — на расстоянии между звездой α -Центавра и Землей. За столь короткие периоды блуждания зародыши жизни могут выжить. Правда, температура мирового пространства приближается к абсолютному нулю, но ведь и споры могут выдерживать температуру, близкую к абсолютному нулю (см. выше). Такие соображения приводятся сторонниками гипотезы панспермии.

На пути ее, однако, стоит препятствие — ультрафиолетовая радиация Солнца, уничтожающая все живое. Коротковолновое излучение убивает жизнь в течение нескольких секунд. Действие его губительно на протяжении почти всего пути зародыша жизни. Только проникнув сквозь озоновый экран, зародыш жизни окажется защищенным от ультрафиолетового излучения.

Проблема переноса жизни на Землю с других небесных тел вызвала обмен мнений на конференции по проблеме стратосферы, созванной в 1935 г. в Ленинграде Академией наук СССР. Советские микробиологи высказывались отрицательно о возможности выживания чуждых Земле зародышей

⁴ Объем уменьшается пропорционально кубу, а поверхность — квадрату.

жизни. Они ссылались на губительную роль ультрафиолетового излучения. Б. Л. Исаченко отметил, что никаких прямых данных о наличии микроорганизмов в стратосфере нет. Вообще все микроорганизмы, найденные в воздухе, — земного происхождения.

Для того чтобы объяснить возможность заноса жизни на Землю, несмотря на влияние ультрафиолетового излучения, указывают на метеориты, внутри которых могли сохраниться живые организмы. Однако никаких зародышей жизни внутри метеоритов не обнаружено.

Метеориты содержат в себе простейшие соединения углерода, такие, как CO_2 , CH_4 . Последние выделяются в виде газов при прокаливании метеоритов. Особенно интересен один из типов метеоритов — углистые хондриты. Они содержат различные углеводородистые соединения. Один из таких метеоритов был детально изучен в Британском музее. Из него были извлечены углеводородистые соединения, содержавшие углерод, водород, азот, серу, хлор, кислород, но существенно отличающиеся от земных углеводородистых соединений. По мнению изучавшего их С. Миллера, это вещество метеоритов имеет безусловно абиогенное происхождение.

Таким образом отсутствуют всякие основания считать метеориты транспортерами жизни на Землю с других планет солнечной системы.

В самой постановке вопроса гипотезой панспермии есть стремление уклониться от существа проблемы: как же в конце концов живое образуется из неживого? Обнаруживается стремление уйти от решения вопроса, направить его на путь, наименее доступный для научного анализа, связав разрешение «загадки жизни» не с хорошо известной Землей, а с мало известными пространствами Вселенной. Конечно, критические замечания о гипотезе панспермии не распространяются на возможность переноса жизни с Земли на другие планеты в космических кораблях, посланных человеком. Как известно, советская наука к началу 1960 г. вплотную подошла к разрешению этой величайшей проблемы.

Гипотеза возникновения жизни на Земле. Сначала эта гипотеза объясняла самозарождение жизни примитивно и неверно. Аристотель (384—322 гг. до н. э.) считал, что растения возникают из самого близкого для них материала — земли; черви, личинки пчел, осы, клещи зарождаются из росы, при гниении ила, из навоза и т. д.; вообще — высокоорганизованные растения и животные возникают непосредственно из неживой материи.

Примитивные представления о самозарождении живой материи из неживой просуществовали два тысячелетия и про-

должали жить еще и в средние века. Немецкий естествоиспытатель Ф. Парацельс (1493—1541) предлагал следующий рецепт создания человеческого существа из мертвой органической материи: «Возьми... человеческую жидкость и оставь ее гнить в запечатанной тыкве, потом в лошадином желудке сорок дней, пока там не начнет двигаться, жить и копошиться, что легко заметить. То, что получилось, еще нисколько не похоже на человека, но прозрачно и без тела. Но если (его) потом ежедневно, осторожно и с благоразумием питать человеческой кровью и сохранить в течение сорока седмиц в постоянной и равномерной теплоте лошадиного желудка, то произойдет настоящий живой ребенок, только маленький».

Но в 1671 г. Левенгук открыл микроорганизмы. Это дало новый толчок гипотезе самозарождения, так как распространило сферу ее применения на микроорганизмы.

Гипотеза самозарождения в 1864 г. дебатировалась в Парижской Академии наук. Но Л. Пастер в тщательных поставленных опытах доказал, что микроорганизмы не возникли из неживой органической материи, — после того как содержимое сосудов подвергалось кипячению и было изолировано в течение нескольких лет от попадания микроорганизмов из окружающего воздуха.

«Вот я взял эту каплю воды, полную элементов, которые необходимы для развития низших существ, — говорил Пастер 7 апреля 1864 г. — Я жду, — продолжал он, — я наблюдаю, я спрашиваю, требую от нее, чтобы она начала свою основную созидательную работу. Но она молчит! Она молчит уже в течение нескольких лет, прошедших с момента начала этого опыта. И это потому, что я удалил из нее и удаляю до сих пор единственное, что не может создать человек; я удаляю из нее зародыши, носящиеся в воздухе, я удаляю из нее жизнь, так как жизнь — это зародыш, и зародыш — это жизнь! Никогда теория самопроизвольного зарождения не поднимется после того смертельного удара, который ей нанес этот простой опыт»⁵.

Л. Пастер действительно доказал, что за короткий отрезок времени — за несколько лет — живое вещество (микроорганизмы) не может возникнуть из неживого. Это очень хорошо понимал Ф. Энгельс, писавший, что было бы нелепо желать «принудить природу при помощи небольшого количества вонючей воды сделать в 24 часа то, на что ей потребовались тысячелетия»⁶.

⁵ Р. Валлери-Радо. Жизнь Пастера. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1950, стр. 93.

⁶ Ф. Энгельс. Диалектика природы, 1950, стр. 239—240.

Но этого не понял Г. Гельмгольц. После опытов Л. Пастера он заявлял, что раз не удается на опыте доказать происхождение живого вещества из неживого, то, по-видимому, жизнь вообще на Земле не родилась, а значит была занесена на нее с поверхности какого-то другого тела Вселенной. Однако то, что не удалось Пастеру получить в течение нескольких лет, Земля смогла создать за сотни миллионов и за миллиарды лет своего существования.

Мы должны рассматривать жизнь как исторически развивающуюся форму существования материи, возникшую на Земле на определенном этапе развития мертвой материи.

Основой жизни являются соединения углерода, изучение которых составляет самую обширную область химии — органическую химию.

Соединения углерода присутствуют как в солнечной системе, так и за ее пределами. Например, в газовой-пылевой среде Вселенной присутствуют молекулы CH и CN ; в головной части и хвостах комет установлено присутствие C_2 , C_3 , CN , CH , OH , CO . На планетах-гигантах (где жизнь несомненно отсутствует) содержатся огромные массы молекул метана (CH_4) и аммиака (NH_3). Это, конечно, простейшие соединения углерода. Но подобные молекулы могли лежать в начале длинной цепи усложнения органических соединений, которые, наконец, привели к возникновению жизни на Земле. При этом именно гипотеза холодной Земли позволяет рассматривать начало процесса еще на стадии протопланетного облака. По словам Б. Ю. Левина, «современные органические вещества на Земле являются прямыми потомками, органических соединений из протопланетного облака» (1957, стр. 43).

П. Н. Кропоткин в связи с проблемой происхождения жизни на Земле обращает внимание на то, что теперь многие ученые возвращаются к гипотезе неорганического происхождения нефти и газов (этой гипотезы в прошлом веке придерживался Д. И. Менделеев). Нефть и газы очень часто находят под осадочной толщей, заключающей органическое вещество. По-видимому, они поднимаются из кристаллических, даже из ультраосновных пород Земли и образуются из простейших соединений углерода протопланетного облака, вошедших в состав Земли. Последние явились источником первичных форм жизни на Земле.

Много углерода находится в земной коре, где его содержание равно 0,2%. Химия углерода—органическая химия—насчитывает несколько сот тысяч его соединений, что в десятки раз превышает число соединений всех остальных элементов, которые изучает неорганическая химия. Молекулы органи-

ческих веществ могут иметь большие размеры. Молекулярный вес органической белковой молекулы достигает 3 000 000, что в десятки и сотни тысяч раз больше молекулярного веса простых неорганических молекул (например, воды — 18). Самые сложные молекулы органических соединений приближаются к размеру отдельных ультрамикробов или вирусов⁷.

Из реакций образования высокомолекулярных соединений основным является свойство растворов и органических веществ образовывать все более и более сложные молекулы. Например, при взаимодействии сравнительно простых углеродистых соединений с известковой водой получают такие сложные высокомолекулярные органические соединения, как например сахар.

Природные воды Земли напоминают в этом отношении лабораторную колбу. «Поэтому можно смело утверждать, что в любой точке тогдашнего океана, в любом тогдашнем водоеме, лагуне или высыхающей луже могли образоваться те сложные высокомолекулярные органические вещества, которые получались в колбе Бутлерова, в стакане Курциуса, в смеси Баха и в ряде других подобных синтезов», — пишет А. И. Опарин⁸.

Кроме того, в воде присутствуют катализаторы — соли железа, кальция и т. п., которые ускоряют синтез высокомолекулярных соединений.

Итак, органические соединения постепенно усложнились, молекулы органического вещества разбухали. Возникли белковые молекулы. Особенностью белковой молекулы является не только ее огромный размер. В белке как форме органических соединений имеется уже не хаотическая, а закономерная группировка атомов, образующих как бы цепочку. Жадность белка к соединению с другими молекулами приводит к образованию сгустков молекул — коллоидов. Образование белка — новый этап приближения органической молекулы к жизни. «Жизнь — это способ существования белковых тел», — писал Ф. Энгельс⁹.

В коллоидальных растворах произошло выделение так называемых коацерватов. Коацервация есть разделение раствора на коллоидальный осадок и находящуюся над ним свободную от коллоидов жидкость. Коацерват очень напоминает протоплазму. Он продолжает впитывать различные вещества; поэтому его частицы еще больше растут и химически изменяются; коацерватные капли имеют структуру (на-

⁷ Например, к размеру вируса табачной мозанки (0,4 микрона), молекулярный вес которого 43 000 000.

⁸ А. И. Опарин. Возникновение жизни на Земле. М., 1941, стр. 116

⁹ Ф. Энгельс. Диалектика природы, 1950, стр. 244.

пример, шестигранников, табличек); но и это еще не живое вещество, не живые организмы (рис. 34).

Что же представляет собой живое существо, живой организм?

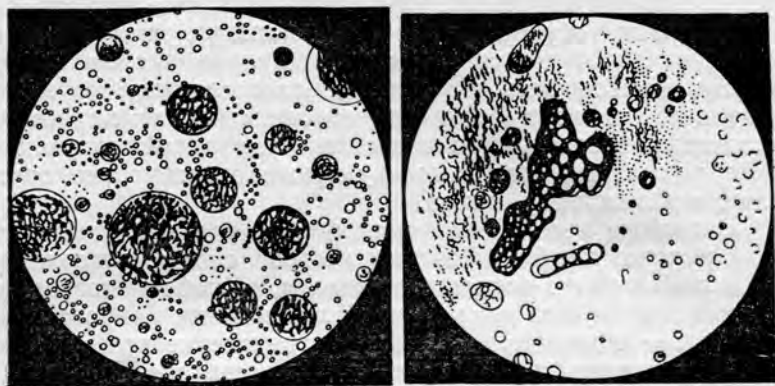


Рис. 34. Коацерватные капельки

Живой организм характеризуется определенной направленностью биохимических реакций, протекающих в протоплазме. Например, спиртовое брожение есть длинная цепь последовательно идущих химических реакций. Но отдельные звенья этой цепи настолько хорошо и плотно пригнаны друг к другу, что все процессы в целом воспринимаются, как простое непосредственное превращение сахара в углекислоту. Весь процесс идет по одному, строго определенному пути, не допускающему каких-либо боковых ответвлений. Не только направление реакции, но и качество и количество веществ, участвующих в реакциях, характерны для живого вещества. Можно, например, живое существо «задушить» кислородом. Можно механически разрушить структуру протоплазмы. При разрушении эта система отомрет. Наконец, для высокоорганизованного живого вещества важна и структура тела живого организма.

Усложнение молекул органического вещества привело к образованию высокомолекулярных соединений, вплоть до молекул белков. Это была реакция простых органических молекул с водой, с водными растворами земной поверхности.

Отдельные капли коацервата, вступившие в химическое взаимодействие со средой, росли, другие разрушались и исчезали. Следовательно, только определенные капли коацерва-

та отбирались. Количество организованного вещества на Земле увеличилось. Могли возникать как «удачные», так и «неудачные» коацерватные капельки. Но только первые сохранились и развивались дальше.

И. Г. Холодный дополнил представления А. И. Опарина. Согласно его взглядам, коацерваты — это предшественники живых организмов; из них возникли пробионты, давшие начало первым живым существам — археобионтам. Эти родоначальники жизни «представляли собой тонкие, распростертые на поверхности почвы слизистые пленки коллоидального вещества»¹⁰. Археобионты, возможно, обладали стойкостью по отношению к ультрафиолетовому излучению и поэтому могли существовать на земной поверхности, ещё не защищенной озоном. Но возможно, что они возникли не на земной поверхности, а в коре выветривания. Археобионты, как предполагает И. Г. Холодный, обладали способностью питаться из воздуха газообразными органическими веществами, входящими в состав атмосферы, аммиаком, водяным паром. Эту способность питания газообразными органическими веществами и до сих пор сохранили микробы (особенно почвенные).

Жизнь возникла не в кислородной (окислительной) среде, а в бескислородной (восстановительной) среде. На этом первом этапе становления она могла использовать энергию химических реакций и электрических разрядов атмосферы.

Итак, из неорганического вещества возникло органическое. После огромной подготовительной «работы», растянувшейся, вероятно, на сотни миллионов лет, произошел «скачок» от мертвой органической к живой органической материи; возникла новая, биологическая оболочка Земли, — пленка жизни Вернадского и сфера жизни — биосфера.

Место возникновения жизни на Земле. Рассмотрев вопрос, как возникли на Земле простейшие организмы, давшие начало биологической оболочке Земли, необходимо осветить следующий вопрос: где возникла жизнь на Земле?

Относительно места возникновения жизни делаются следующие предположения.

Многие авторы считали, что жизнь возникла в первичном океане Земли. Таков был ход мысли А. И. Опарина, изложенный им в 1941 г. А. Н. Криштофович предполагал, что «вероятно, первоначально оказалась заселенной, — конечно, почти однообразной растительностью, — лишь наиболее бла-

¹⁰ И. Г. Холодный. О первичных организмах. В кн.: «Среди природы и в лаборатории», вып. 1, 1949.

гоприятная для жизни экваториально-тропическая зона». Из нее пионеры растительного мира устремились с одной стороны, в умеренные и холодные зоны средних и высоких широт, возможно, также в морские пучины, более темные и холодные; с другой стороны, они обнаружили стремление выйти на сушу, с чем и связаны дальнейшие морфологические изменения растений. Итак, по А. Н. Криштофовичу (1957), жизнь возникла в тропическом океане и уже потом распространилась на сушу. За океаническое происхождение жизни высказывается Л. А. Зенкевич. Он указывает, что фауна моря разнообразнее фауны суши. В морской воде живет 50% всех классов животных, в воздухе—8%, а в пресной воде—только 3%. В море обитают крайне важные в филогенетическом отношении группы, например первичнохордовые.

Вместе с тем из данных, приводимых Л. А. Зенкевичем, видно, как сложен вопрос о месте возникновения жизни. Например, рыбы, как полагает Л. С. Берг, имеют пресноводное происхождение. Это следует из того, что древнейшие виды рыб пресноводные.

Таблица 14

	Пресноводные виды рыб в %	Морские виды рыб в %
Силур	100	0
Нижний девон	77	23
Средний девон	13	87
Верхний девон	29	71

Рыбы были в основном пресноводными организмами до среднего девона. Казалось бы, из этого следует, что вся группа рыб имеет пресноводное (континентальное) происхождение. Но в пресных водах неизвестен предок рыб. Л. А. Зенкевич предполагает, что «какой-то предок рыб все равно должен был переселиться из моря в пресную воду»¹¹.

Но пресноводная фауна содержит гораздо больше древних форм, чем морская. Ныне живущие пресноводные животные берут начало преимущественно от мезозойских предков, а морские животные только от кайнозойских. Например, большая часть ныне живущих видов пресноводных ракушковых ракообразных берет начало преимущественно от палеозойской эры, а большая часть видов морских двусторчатых моллюсков — от кайнозойской. Это говорит о древнем происхождении пресноводной фауны.

¹¹ Л. А. Зенкевич. Фауна и биологическая продуктивность моря. Мировой океан, т. 1. М., 1951, стр. 168.

Излагая все эти соображения, мы должны помнить, что речь идет о высокоорганизованных группах животных. Эти соображения имеют лишь косвенное значение для суждения об условиях возникновения простейших, первичных организмов. Рассуждая о пресноводной или о морской природе древнейших организмов, нельзя забывать (см. главу пятую), что древнейший океан был и сам сравнительно пресным. Таким образом, противопоставление солевого режима морской и материковой частей гидросферы для древнейших этапов истории Земли не имеет особенно большого основания.

Несомненно, что первые организмы возникли во влажной среде, что облегчает усвоение питательных веществ, предохраняет организмы от высыхания и от резких колебаний температуры. Далее, первые организмы должны были обходиться без кислорода, которого в атмосфере еще не было в достаточном количестве. Наконец, необходима была защита от ультрафиолетовых лучей, разрушающих органическое вещество. Ультрафиолетовые лучи были губительны, так как озоновой «завесы» еще не существовало. Последняя ведь сама — продукт жизни.

Можно предположить, что древнейшая жизнь возникла во влажной среде, например в лагунах, т. е. фактически на контакте различных компонентов географической среды — литосферы, гидросферы и атмосферы. На это указывают наиболее древние фораминиферы, губки, кораллы и т. д., которые были мелководными донными организмами, а также то, что абиссальная фауна для наиболее древних геологических эпох неизвестна. Для молодых третичных водоемов Н. И. Андрусов установил, что древнейшие организмы возникли в лагунах, вероятно, в экваториальной, сильнее прогреваемой зоне. Отсюда они распространялись в высокие широты, в океанические пучины и на сушу.

В. И. Вернадский считал, что жизнь начала развиваться на Земле в поверхностном слое рыхлых отложений, на суше. Археобионты питались газами, заключенными в порах этого слоя: углеводородами и аммиаком. Кислорода еще не было и археобионты были анаэробами. «Колыбелью жизни на Земле была, по всей вероятности, поверхность обнажившегося из-под воды дна мелких водоемов», — писал В. И. Вернадский¹².

Б. Б. Польшов в пользу возникновения жизни на контакте различных компонентов природной среды высказывает такие соображения: в составе тела организмов встречаются хи-

¹² В. И. Вернадский. О значении почвенной атмосферы и ее биогенной структуры. «Почвоведение», 1944, № 4—5, стр. 140.

мические элементы, типичные для литосферы, атмосферы и гидросферы. В качестве примера можно указать на марганец (литофил), азот (атмофил) и водород (гидрофил). Поэтому можно предполагать, пишет Б. Б. Полюнов, что «первые организмы появились в условиях первичного ортоэлювия, который являлся исходным центром как для образования наносов, осадков и солевого состава водных бассейнов, так и для расселения первых поколений организмов»¹³. Свойства коры выветривания комплексны для тех «геосфер».

Здесь мы подходим к выводу, который впервые был сделан В. Р. Вильямсом в работе «Развитие первичного почвообразовательного процесса». В ней В. Р. Вильямс развивал мысль, что жизнь возникла в поверхностном слое литосферы, защищенном от ультрафиолетового излучения Солнца. Первые организмы были хемотрофными бактериями, т. е. использовали энергию химических реакций. Эти бактерии были анаэробными и обходились без кислорода.

Дж. Бернал пишет, что жизнь возникла «только в азотистых почвах, в илистых пластах под водой, в эстуариях, затоплявшихся в приливы».

Исходя из этих соображений, можно сделать вывод, что кора выветривания является родиной жизни.

Носителем древнейшей жизни был определенный комплекс условий географической среды. Жизнь возникла там, где взаимодействовали литосфера, гидросфера и атмосфера. Родина жизни — дно мелких лагун, влажная поверхность пород, отдельные мелкие водоемы, влажная кора выветривания, вероятно все это — в пределах приэкваториальной зоны. Это предположение для географов в высшей степени важно. Оно означает, что жизнь является продуктом суммы географических условий, как целого.

Из низкоширотных зон произошло уже, вероятно, и заселение высокоширотных зон. В пользу этого предположения наиболее определенно высказывается Л. А. Зенкевич.

Биогеография и вопросы происхождения жизни на Земле. Л. А. Зенкевич обращает внимание на глубокую древность так называемого биополярного распространения организмов. Это явление описано подробно также Л. С. Бергом. Оно заключается в том, что многие сходные организмы населяют высокие широты обоих полушарий, но отсутствуют

¹³ Б. Б. Полюнов. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. «Почвоведение», 1948, № 10, стр. 606.

в промежуточных низких широтах. Причиной раздвоения местообитания различных форм органического мира является, несомненно, температура, а именно: термолатия многих организмов, не выходящих за границы определенных температур. Например, *Portlandia arctica* не выносит температуры воды выше, чем $-1^{\circ},5$.

Биполярность, или полярная симметрия, земной поверхности есть одно из проявлений зональности земной поверхности, а точнее зонального эндемизма фауны и флоры. Это явление исключительно древнее, так как все зоны обладают внутризональным эндемизмом, а оно распространяется даже на классы и отряды.

«В поширотном эндемизме океанической флоры и фауны, — пишет Л. А. Зенкевич, — не участвуют только типы; они представлены на всех широтах, но имеются эндемические классы, свойственные только холодноводной зоне... Гораздо более холодноводных эндемических отрядов и подотрядов: из бурых водорослей к таким относятся порядок ламинариевых, из рыб — отряд лососевообразных... В качестве эндемических семейств можно привести из бурых водорослей — фукусовых, из рыб — тресковых, корюшковых, лососевых, сиговых... Наличие столь ярко выраженного эндемизма холодноводной фауны для крупных систематических категорий заставляет с несомненностью признать ее очень большую биологическую древность, возможно не меньшую, чем у тепловодной фауны, уходящую, во всяком случае, в глубь палеозоя, а тем самым и непрерывавшуюся климатическую зональность»¹⁴ (рис. 35).

Можно предполагать, что жизнь, появившись в приэкваториальной зоне, стала распространяться в высокие широты и достигла последних уже в древнейшие догеологические времена, о которых мы не имеем ясных хронологических представлений. Это — еще одно доказательство глубокой древности явления географической зональности.

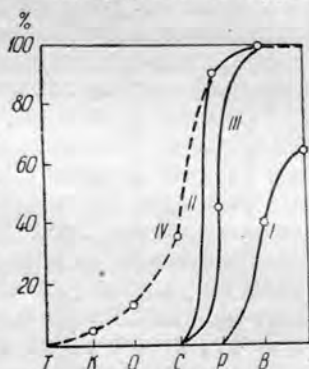


Рис. 35. Степень систематической обособленности морских фаун различной давности происхождения (по Л. А. Зенкевичу):

I — десятки тысяч лет;
 II — III — миллионы лет;
 IV — сотни миллионов лет.
 Обозначения внизу — начальные буквы слов: тип, класс, отряд, семейство, род, вид

¹⁴ Л. А. Зенкевич. Некоторые проблемы биогеографии моря, как части общей географии. Сб. «Вопр. географии», 1951, № 24, стр. 241.

Столь же интересны данные о фауне, обнаруженной в наиболее глубоких впадинах Тихого океана. В частности, такая фауна найдена советской океанографической экспедицией на «Витязе» в открытой ею же глубоководной Курильской впадине (10 380 м) и даже в самой глубокой (11034 м) части Марианской впадины и всего Мирового океана, также открытой «Витязем» в 1957 г. На этих глубинах обнаружены иглокожие, голотурии, морские лилии, морские ежи, актинии, черви, ракообразные, фораминиферы. Эта фауна обитает при низких температурах — около $+2$, $+3^{\circ}$, в молодых впадинах Японского моря ее нет и, что главное, она глубоко эндемична. «Не только виды и роды, но и многие семейства и отряды, даже некоторые классы животных встречаются только в абиссали...», — пишет Л. А. Зенкевич¹⁵. Глубокий эндемизм морской фауны абиссали, приуроченной к низкотемпературным водам, свидетельствует о древности глубоководной фауны. Столь же древним является и возникновение холодных вод глубин, образующихся вследствие погружения холодных вод высоких широт. Последнее является отражением холода полярных зон Земли. Итак, эндемичность глубоководной фауны такая же древняя, как и географическая зональность.

Развитие живого вещества биосферы в докембрии и в нижнем палеозое. Развитие биосферы в докембрии и нижнем палеозое характеризуется общей чертой, позволяющей нам объединить весь этот огромный промежуток времени. В течение всего этого времени, несмотря на значительный прогресс в эволюции организмов, в распределении последних на поверхности Земли не удается уловить отчетливую зональность природы. Географическая зональность, как одна из самых ярких особенностей современной природы земной поверхности, известна начиная с кембрия, а еще лучше — с карбона.

Что же касается самих палеонтологических данных, то они сводятся к находкам как остатков древних организмов, так и органогенных отложений.

К первым принадлежат бактерии и водоросли из докембрия Южной Сибири, Туруханского края, Кольского полуострова, Китая, района озера Мичиган, штата Монтана в США и т. д.

Из примитивных групп организмов водоросли организованы сложнее бактерий (у водорослей дифференцированы ядро и цитоплазма). Водоросли обладают функцией фотосинтеза. Следовательно, уже со времени возникновения примитивных форм жизни на Земле происходило образование кислорода атмосферы, и в частности озонового экрана, что обеспечило возникновение и развитие более сложных жизненных форм.

¹⁵ Л. А. Зенкевич. Жизнь в глубинах океана. «Природа», 1952, № 6, стр. 62.

Доказательством развития жизни в докембрии являются докембрийские органические отложения: биогенные известняки, шунгит (Карелия). В. И. Вернадский, Л. С. Берг и Н. М. Страхов считают, что колоссальные залежи докембрийских железистых кварцитов образованы железобактериями.

Напомним также о древнейших каолинах, обнаруженных в глубоких скважинах, заложенных в центральной части Русской равнины и прошедших всю осадочную толщу последней до кристаллического основания. Прослой каолина обнаружены в Подолии, на Южном Буге среди докембрийских гнейсов.

Косвенным признаком, позволяющим определить время массового развития организмов, может служить (см. главу третью) изменение процесса осаднения карбонатов в море. Химическая садка карбонатов постепенно сменялась биогенной садкой. Признаки второго процесса относятся к протерозою, а начиная с кембрия и силура биогенная садка карбонатов широко развивается на шельфе и в дальнейшем завоевывает пелагическую область (рис. 36).

Первичные пустыни. С тех пор как на суше стали развиваться простейшие микроорганизмы, суша уже не представляла собой абсолютной пустыни ни в биологическом, ни в ландшафтно-географическом отношении.

Вряд ли древнейшие докембрийские ландшафты суши были биологически заметно дифференцированы. По всей вероятности, они были очень однообразны, несмотря на разнообразие климата.

Это однообразие древнейших биологических ландшафтов Земли определялось низкой степенью развития органического мира, слабой его дифференциацией и специализацией. Поэтому в различных природных условиях Земли биологические ландшафты могли иметь сравнительно однообразный характер.

Если древнейшая биосфера была однообразна, то географический облик поверхности суши в общем был сложнее; разнообразие создавалось рас-

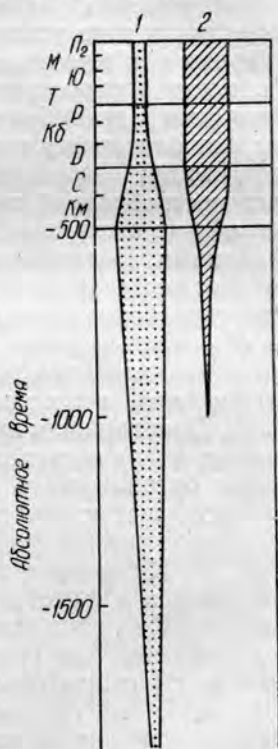


Рис. 36. Схема эволюции карбонатного процесса в истории Земли в нормально соленых морях и океанах (по Н. М. Страхову):
1 — химическая садка; 2 — биогенная садка

члененностью рельефа, сложным рисунком очертаний материков и океанов. Разнообразие ландшафтных условий протерозоя — архея создавалось также и климатической зональностью.

Однако и слабо специализированные организмы протерозоя не были, конечно, безразличны к условиям жизни. Во-первых, как предполагает Л. Ш. Давиташвили, автотрофные организмы — растения — обладали преимуществом в развитии и распространении по сравнению с гетеротрофными организмами — животными. Поэтому развитие растений и расселение их на суше должно было обгонять развитие и расселение животных. Это естественно, так как растения питаются неорганическими веществами и по условиям питания не зависят от животных, в то время как животные, питающиеся органическими веществами, могут распространяться только вслед за растениями. К последним в докембрии принадлежали такие примитивные формы, как бактерии и водоросли. Л. Ш. Давиташвили предполагает, что древние растения, мигрируя из своих первичных влажных местообитаний, прежде всего заселяли низменности. Палеозойская суша еще далеко не равномерно была заселена организмами. Псилофиты и влаголюбивые леса среднего карбона образовывали заросли в понижениях девонского рельефа. На поверхности суши еще долгое время могли сочетаться почти обнаженные места на повышенных участках с покрытыми сравнительно густой растительностью понижениями. Масса органического вещества в нижнем палеозое была мала. Л. Ш. Давиташвили предполагает, что даже в середине палеозоя она могла составлять всего 0,00001—0,000001 современной массы органического вещества.

Более систематическими данными о характере растительного покрова мы располагаем начиная с нижнего кембрия.

С. Н. Наумова произвела анализ спор из синей глины, зофитонового и фукоидного песчаников нижнего кембрия Прибалтики. Она обнаружила, что уже в нижнем кембрии растительный мир был сравнительно высокоорганизован. Определенные ею споры относятся к 17 видам и имеют форму, характерную для спор моховидных и папоротникообразных растений. Эти споры имеют многочисленные складки смятия, характерные для водных и прибрежноводных наземных растений.

С. Н. Наумова приходит к выводу, что находки спор в наиболее древних отложениях кембрийской системы с прекрасно выраженными особенностями структуры спор наземных растений изменяют существовавшее ранее представление о времени появления первой наземной растительности и заставляют отодвигать его в протерозой. Ранее подобную флору относили к

среднему девону. Теперь выясняется, что она произрастала на 200 млн. лет ранее. В это время влажные места на суше были уже покрыты растениями, напоминавшими мхи, хвощи и папоротники и достигавшими, возможно, высоты кустарников.

Эти данные заставляют нас признать, что в протерозое и архее жизнь была более высоко организована, чем это предполагалось ранее. В начале кембрия, т. е. 500 млн. лет назад, Землю населяли уже все 11 типов современного животного мира. Следовательно, уже к кембрию органический мир прошел такие коренные этапы своего изменения, как развитие от неорганических веществ до коацерватов; от коацерватов — до простейших; от простейших — до хордовых и всех типов современного животного мира.

Данные о развитии жизни в архее, протерозое и нижнем палеозое весьма интересны для правильного освещения вопроса о так называемых первичных пустынях Земли.

Во второй половине прошлого века знаток современных пустынь и древних континентальных отложений И. Вальтер считал, что древняя суша была пустынна; органический мир находился на столь низкой ступени развития, что он еще не мог образовать «видимый» покров на поверхности древних материков. А до этого жизни вообще еще не было на Земле. Но эти пустыни не были климатически обусловлены. Это были биологически обусловленные, первичные, абсолютные пустыни. Биологические пустыни надо также отличать от климатических пустынь дальнейшей геологической истории Земли.

Они были характерны для всей суши как неизбежное следствие раннего этапа исторического развития природы земной поверхности.

Л. С. Берг критиковал гипотезу первичных пустынь. Он указывал, что материки и в самые отдаленные периоды были богато населены флорой бактерий и водорослей. На основании данных С. Н. Наумовой видно, что высшая растительность заселила материки гораздо раньше, чем это предполагали до сих пор. Таким образом, пустынь как повсеместного явления на поверхности Земли не было на протяжении палеозоя.

Однако изложенные в начале главы представления биологов о происхождении простейших живых организмов из неживой материи заставляют признать существование в архее абсолютных первичных пустынь. Древнейший, абиогенный период развития поверхности Земли был такой же продолжительный, как и биогенный период развития земной поверхности. Имеются все основания предполагать наличие первичных пустынь на поверхности Земли для начального, длительного периода ее развития.

Полихронные флоры. В течение дальнейшего огромного промежутка времени, продолжительностью около 300 млн. лет, живое вещество биосферы продолжало развиваться и усложняться.

Последовательность этих смен нарисовал А. Н. Криштофович. Он выделил ряд древних, сменявших одна другую, полихронных флор.

«Те устойчивые великие флоры прошлого, которые иногда так или иначе охватывали почти 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 громадные территории, создавая впечатление их космополитности и универсальности»¹⁶.

Основные особенности полихронных флор следующие:

- 1) обширность их географического пространства;
- 2) однообразие состава на всей территории их развития;
- 3) долговременность существования;
- 4) лесной характер (отсутствие заметных проявлений формаций холодного климата)¹⁷.

Время господства каждой полихронной флоры — это время преобладания определенного типа ландшафтов.

Из пяти полихронных флор, которые различает А. Н. Криштофович, следующие четыре имеют наибольшее значение: псилофитовая флора первой половины палеозоя;

вестфальская каменноугольная флора;

юрская флора голосемянных;

меловая и кайнозойская флора покрытосемянных.

А. Н. Криштофович подчеркивает, что смены одних полихронных флор другими необходимо отличать от смены отдельных систематических единиц растительного мира другими систематическими единицами. Одни и те же систематические единицы, например хвощи, папоротники, могут входить в состав разных полихронных флор, но иметь в них различное ландшафтное значение. И наоборот, в различных полихронных фло-

¹⁶ А. Н. Криштофович. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. «Мат-лы по истории флоры и растительности СССР», 1946, вып. II, стр. 23.

¹⁷ Последняя характеристика не может быть отнесена ко всей флоре покрытосемянных.

рах различные растения могли играть примерно одинаковую ландшафтную роль, например, хвощи и папоротники в каменноугольных лесах и широколиственные двудольные деревья в лесах третичного времени. Один из древнейших видовых типов, гинкго, имеет возраст 130 млн. лет. Но всего 15—25 тыс. лет прошло с того времени, когда растительность в настоящем видовом составе стала принимать современное географическое распространение. Что же касается крупнейших систематических групп (например, покрытосемянных), то расцвет таких групп создавал и новые типы полихронных флор. Выделяя полихронные флоры, А. Н. Криштофович вкладывал в это понятие географическое, а не только флористическое содержание.

Основные черты четырех перечисленных полихронных флор следующие.

Растительность кембрийского и девонского периодов. Наибольшее развитие эта флора имела в девоне, хотя возникла она раньше. Мы теперь знаем на основании споровых определений

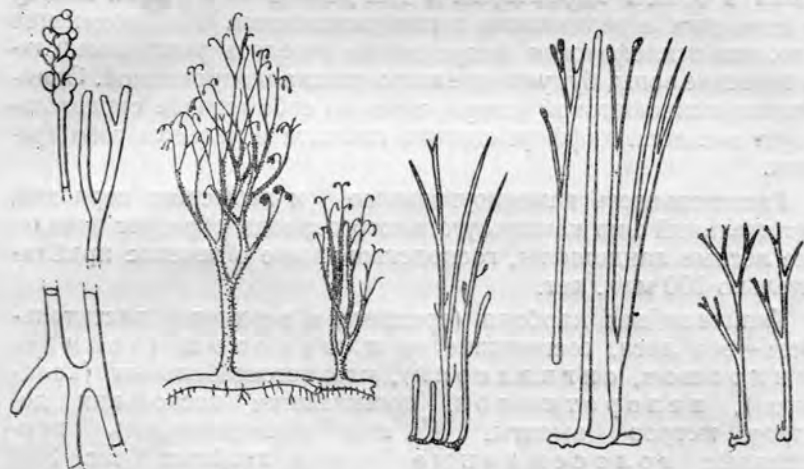


Рис. 37. Псилофиты (по Л. Ш. Давиташвили)

С. Н. Наумовой, что флора, близкая к псилофитовой, уже существовала и в кембрии (см. выше).

Псилофиты — первые растения суши со сложным дифференцированным строением тела (образуются механическая и проводящая ткани, кожа, споры и т. д.). Это были небольшие (как кустарники) травянистые или деревянистые растения, голые, без корней, с примитивными листьями (рис. 37). В систематическом отношении они занимали промежуточное положение между водорослями, папоротниками и плаунами.

Впервые в истории Земли появляются растения, образующие настоящий торф и уголь.

псилофитовая флора в конце девона начинает вытесняться настоящими папоротниками, имеющими характер больших деревьев, которых ранее еще не было.

Особенностью псилофитовой флоры является ее однообразие на обширных пространствах (например, от Аппалач до Земли Элсмира). На территории нашей страны псилофиты найдены в отложениях Европейской части СССР, Урала, Сибири, Казахстана и Средней Азии, например на пространстве между нижним течением р. Оби и Ферганой. Таким образом, зональные и провинциальные особенности, если и были выражены, то во всяком случае слабо.

Растительный покров имел черты, которые характерны для теплых периодов. Такие периоды, как мы уже ранее отмечали, совпадали по времени с преобладанием равнинного рельефа Земли и относительного тектонического покоя. Подобные условия в общем характерны и для девона — времени между каледонским и герцинским горообразованием. Но несомненно и то, что псилофитовая флора могла населять различные климатические зоны, будучи еще мало специализированной. Однообразие псилофитовой флоры само по себе еще не свидетельствует о слабой дифференциации климата и рельефа того времени.

Растительность каменноугольного и пермского периодов. Растительный мир каменноугольного периода образует зональные лесные ландшафты, господствовавшие в течение приблизительно 100 млн. лет.

Типичная для карбона (среднего и верхнего) растительность—это леса, состоявшие из плауновых (лепидодендронов, сигиллярий), членистостебельных (каламитов), папоротников, достигавших нескольких десятков метров высоты. К ним примешивались примитивные голосемянные предки хвойных (рис. 38). Весьма характерна зональность растительного покрова, черты которой делаются резче к концу периода. А. Н. Криштофович выделил в карбоне и перми три ботанико-географические лесные зоны (области): северную умеренную—тунгусскую, экваториально-тропическую—вестфальскую и южную умеренную — гондванскую. Судя по расположению этих зон, термический экватор находился в северном полушарии, и современная территория Индии уже принадлежала к южной умеренной—гондванской зоне. Это положение термического экватора не отличается принципиально от современного, находящегося также в северном полушарии. Но в карбоне и перми асим-

метричное положение экваториальной зоны выражено было резче, чем в настоящее время.

О характере отдельных зон (областей) В. А. Вахрамеев сообщает следующее.

Тунгусская зона имела умеренно влажный климат. Между ней и вестфальской зоной находилась зона аридного

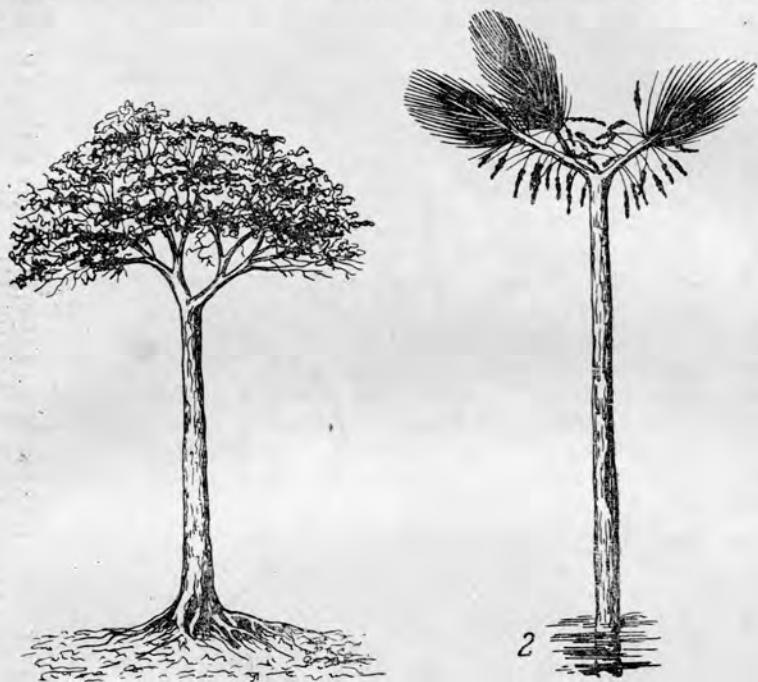


Рис. 38. Реставрация лепидодендрона (1) и сигиллярии (2)
(по Л. Ш. Давиташвили)

климата, в которой происходило отложение доломитов (согласно данным Страхова, Ронова и Хаина). Аридная зона наметилась уже в средне- и позднекарбовое время. Растительность умеренной тунгусской зоны состояла из древовидных — плауновидных, папоротникообразных и членистостебельных растений. В перми в тунгусской зоне появляются листостебельные мхи и голосемянные — гинкговые. В то же время наблюдается уменьшение пластин листьев и увеличение густоты жилкования листьев, что связывают с аридизацией климата.

Северная аридная зона от карбона к перми значительно расширяется (рис. 39 и 40).

Вестфальская зона намечается в раннем карбоне. В ней росло много лепидодендронов и сигиллярий (плауновидных), каламитов (из хвощевидных), кордаитов (древних

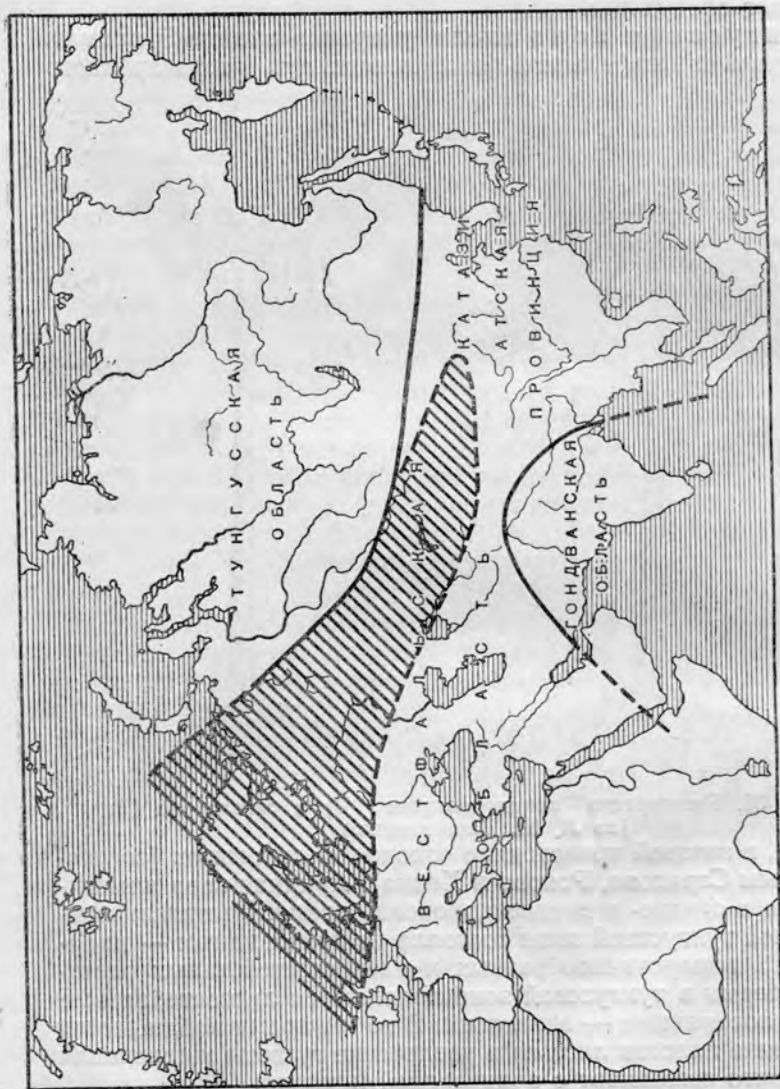


Рис. 39. Схема расположения ботанико-географических областей (зон) в среднем и верхнем карбоне (по В. А. Вахрамееву). Штриховкой показан пояс аридного климата, по данным Н. М. Страхова, А. Б. Рогова и В. Е. Хаина

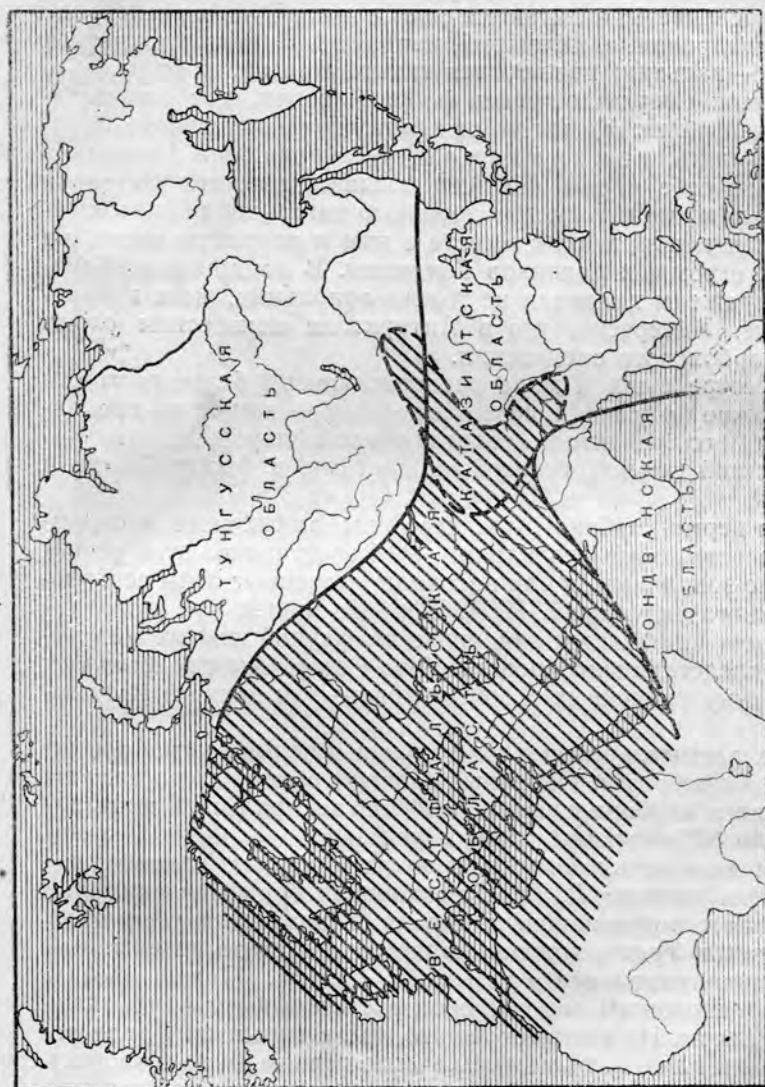


Рис. 40. Схема расположения ботанико-географических областей (зон) на границе нижней и верхней перми (по В. А. Вахрамееву). Штриховкой показан пояс аридного климата, по данным Н. М. Страхова, А. Б. Рогова и В. Е. Хаина

голосемянных). Плауновидные и хвощевидные были большими деревьями с крупными и сильно расчлененными листьями. Древесина не имела колец прироста. Климат сначала был жаркий и влажный, но в перми происходит аридизация. Образуются красноцветы, отлагаются соли и гипс. К перми вымирают лепидодендроновые, каламиты, кордаиты. Появляются первые хвойные—вальхии; появляются гинкговые, цикадофиты.

Начиная с верхнего триаса флора Евразии приобретает палеозойский облик. К югу от экваториально-тропической зоны находилась гондванская умеренная зона. Последняя носила на себе следы континентального климата материка Гондваны (кожистые листья семенного папоротника глоссоптерис). Этот папоротник, а вместе с ним и кордаиты росли на моренах огромных ледников Гондваны. В ландшафтах Гондваны выражены признаки не только зональные, но и провинциальные. Интересно, что в Антарктиде неизвестны следы пермо-карбонного оледенения.

На севере суша и море распределялись более пестро, и здесь можно выделить к северу от экватора несколько провинций: Китай со сравнительно влаголюбивой флорой, Ангариду — с тунгусской флорой, богатой кордаитами, и флору Северной Америки.

Леса пермо-карбона были населены амфибиями и огромными зверовидными рептилиями. Распространение этих рептилий было зональным, и они населяли умеренные зоны северного и южного полушарий. И. А. Ефремов пишет, что «гондванская фауна не является эндемической фауной южных материков, впоследствии мигрировавшей на Север. Она представляет собой фауну умеренных зон северного и южного полушарий»¹⁸.

Итак, растительный покров карбона и перми географически ярок и разнообразен. Огромные запасы органического вещества среднего карбона и перми, особенно вестфальской зоны, дали начало 38% мировых запасов угля.

Была ли к концу палеозоя вся суша покрыта зеленым растительным ковром? Л. Ш. Давиташвили обращает внимание (1948) на огромную мощность пермских (казанских, уфимских) пестроцветов Урала, которая свидетельствует об интенсивной эрозии поднимавшегося Уральского хребта. Такую эрозию нельзя предположить под покровом растительности, в особенности под лесом. Не означает ли это, что в перми на Урале отсутствовали или имели малое значение горные леса, которые в нынешнюю эпоху препятствуют эрозии и регулируют течение рек?

¹⁸ И. А. Ефремов. Гондванские фации северных материков. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 1.

Каменноугольная лесная полихронная флора, переходя в пермскую, ксерофитизируется. Параллельно со следами засушливости усиливаются следы похолодания климата. Деревья приобретают годовичные кольца, процесс угленакопления отступает к экватору. Происходящие в дальнейшем сильные орогенические процессы (герцинские) поднимают горы и вызывают развитие обширных ледниковых покровов.

На грани между двумя смежными полихронными флорами (каменноугольно-пермской и мезозойской) происходит крупное



Рис. 41. Ботанико-географические области (зоны) нижне- и среднеюрской эпохи.

Черные кружки — важнейшие местонахождения нижне- и среднеюрских флор (по В. А. Вахрамееву)

переустройство рельефа Земли, похолодание, оледенение, преобразование органического мира. В юрском периоде господство переходит к новой полихронной лесной флоре, к представителям класса голосемянных растений. В. А. Вахрамеев и В. Д. Принада следующим образом характеризуют растительность юрского периода (рис. 41). В это время на территории Евразии сохранилась географическая зональность. На севере-северо-востоке Евразии располагалась Сибирская зона (область, по В. А. Вахрамееву), на юге-юго-западе — Индо-Европейская зона с несколькими провинциями. В Сибирской зоне преобладали гинкговые и хвойные. Гинкговые были представлены многими родами. К роду *Ginkgo* принадлежит и единственный ныне живущий вид гинкговых — *Ginkgo biloba*. Среди хвойных

преобладали древние типы, в том числе древний тип семейства сосновых. Под верхним ярусом лесов располагался нижний ярус, состоявший из папоротника. Травянистых цветковых растений (в том числе злаков) еще не существовало. Кроме папоротника, в подлеске росли хвоши и редкие цикадофиты. Число последних к югу увеличивалось. Древовидных папоротников не было. Древесина хвойных и гинкговых имела годичные кольца.

Индоевропейская зона. В отличие от Сибирской зоны, здесь господствовали цикадофиты и другие представители хвойных, в том числе араукариевые и папоротники. Интересно, что количество цикадофитов к югу увеличивалось — от 3% в районе оз. Иссык-Куль до 20% в Южной Фергане и до 56% в районе Гиссарского хребта. Гинкговые, напротив, в Индоевропейской области имели подчиненное значение. Хвойные представлены были другими формами, чем в Сибирской области.

В Индоевропейской зоне намечаются провинции: Индийская (многочисленные цикадофиты), Среднеазиатская (разнообразные гинкговые), Европейская (промежуточные черты между двумя первыми провинциями).

Обе ботанико-географические зоны свидетельствуют о влажных климатах: умеренно теплом и жарком.

В нижне- и среднеюрское время зона сухого климата между двумя вышеназванными зонами выражена была, по-видимому, очень слабо, так как практически (по остаткам растений и типам осадков) она не улавливается. Только в конце верхнеюрской эпохи обстановка существенно меняется. Внутри Ангарского материка возникает засушливая зона, хорошо выраженная в нижнемеловое время.

В нижнемеловое время Сибирская и Индоевропейская зоны, однако, сокращаются. В Сибирской зоне по-прежнему преобладали леса из гинкговых и хвойных, а папоротники и хвоши составляли подлесок. Цикадофиты встречались по южной окраине Сибирской зоны (р. Зeya, р. Бурей). Однако их находки были обнаружены в низовьях р. Лены, на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа.

Таким образом, с переходом от юрского к меловому периоду растительность Сибирской зоны существенно не изменилась, но ширина зоны уменьшилась за счет расширения аридной зоны на юге. Об умеренном климате и наличии сезонных явлений свидетельствуют следы сбрасывания гинкговыми листьями годичные кольца древесины.

Цикадофиты засушливой зоны имели кожистые листья. Они захоронены в доломитах озерного происхождения. В связи с засушливым климатом роль хвойных увеличилась (до

80%), а папоротников — уменьшилась. Флора нижнего мела Индо-Европейской зоны сохраняет мало измененным свой юрский облик, особенно в Индийской провинции. В Китае климат этой зоны был очень влажным, но в средней и северной частях зоны условия стали более засушливыми. В конце нижнего мела полихронная флора голосемянных быстро утрачива-

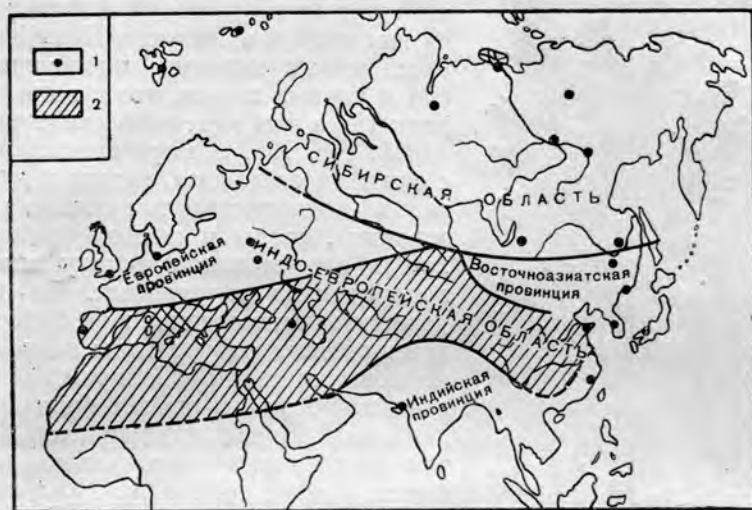


Рис. 42. Ботанико-географические области (зоны) нижнемеловой эпохи:

1 — важнейшие местонахождения нижнемеловых (неоком-аптских) флор; 2 — область засушливого климата в неокоме (по В. А. Вахрамееву)

ет преобладание, уступая его полихронной флоре покрытосемянных. В начале верхнего мела полихронная флора покрытосемянных уже господствует¹⁹ (рис. 42).

¹⁹ Кордаиты — деревья с мощными стволами, имеющими анатомическую структуру хвойных (рис. 43); в изобилии находятся в осадках палеозойской эры. Порядок кордаитов относится к классу голосемянных. Имея черты, общие с хвойными, кордаиты не представляют, однако, прямых предков последних; ветвь кордаитов угасла без прямых потомков. Беннетитовые и саговые — два порядка из класса голосемянных, имеющие общие черты и объединяемые в одну группу сагообразных. Растения эти имели простой неразветвленный и приземистый ствол и сложные перистые листья. Саговые (цикадовые) от беннетитов отличаются спороношением и сохранились до настоящего времени в тропиках. Эта группа особенно характерна для мезозоя. Гинкговые — порядок из класса голосемянных. Деревья с мощным ветвистым стволом, со строением древесины, как у хвойных. Листья веерообразные или ланцетовидные с веерным жилкованием. Наибольшего расцвета достигли в юре. В настоящее время представлены только одним видом *Ginkgo biloba*, происходящим из Восточной Азии.



Рис. 43. Кордаит (по Л. Ш. Давиташвили)

В среднем лэйасе (нижняя юра) фауна пелиципод, аммонитов и других морских организмов свидетельствует о соединении Полярного бассейна с европейскими морями. В. Н. Сакс пишет: «Северный полюс уже с начала юрского периода находился там же, где и сейчас, а Полярный бассейн был холоднее морей средних и южных широт, что и вызвало развитие в нем эндемических форм» (1958, стр. 73). В море выносилось с суши много железа, титана и марганца (подзолистый тип почвообразования), споры и пыльца принадлежат ограниченному числу видов папоротников и хвойных. Те же условия были в средней юре. В верхней юре температура воды несколько повысилась, но Полярный бассейн по-прежнему носил ярко выраженный бореальный характер. Затем температура опять понизилась, вместе с регрессией моря. В угленосной толще, относящейся к нижнему мелу, находят остатки папоротников, цикадофитов, гинкговых, хвойных. Климат был теплый и влажный. В это время начинается трансгрессия моря. В верхнем мелу (конкский век) росли богатые хвойные леса из представителей таксодиевых, кипарисовых и сосновых, а также широколиственные леса (протейные, магнолиевые, платановые, виноградные). Климат был теплым, но не жарким.

В. И. Бодылевский отмечает, что сравнение фауны аммонитов келловья (юра) для различных пунктов от Кавказа до Арктики показало, что с движением к северу, на протяжении 4500 км, родовой состав аммонитов обедняется. Однако остаются общие роды. Это значит, что связь между северными и южными областями юрского моря не прерывалась. Обеднение фауны к северу отражает климатическую зональность и оно подобно современному обеднению морской фауны

к северу. По данным Юри, изученный им белемнит из Шотландии жил при $+17^{\circ},6$ С с сезонными колебаниями в 6° .

Бореальное море Северной Сибири существовало все же в условиях значительно более теплых, чем наши северные моря в современную эпоху (см. также выводы Н. С. Шатского в главе шестой).

Растительность мелового периода и кайнозойской эры. Господство полихронной флоры покрытосемянных начинается с верхнего мела и продолжается до настоящего времени.



Рис. 44. Современные араукарии в Андах Южного Чили (зимний пейзаж)

Это — последняя крупная полихронная флора Земли, непосредственно переходящая в современную флору в основном лиственных лесов, с участием, однако, хвойных пород (рис. 44) ²⁰.

²⁰ Древнейшие хвойные (вальхия) известны начиная с конца каменноугольного периода и кончая пермским. Они относятся к группе древних хвойных — к семейству араукариевых. К семейству таксодиевых относятся секвойя, к семейству кипарисовых — болотный кипарис, расцвет которых приходится на мел и палеоген. К семейству сосновых относятся собственно сосны, ели, лиственницы, кедры, можжевельники. Большинство этих родов возникло в юрском периоде.

Распространение лиственных лесов — факт огромного географического значения. Он связан с биологическими приспособлениями покрытосемянных²¹. Покрытосемянные обладают более совершенной водопроводящей сосудистой системой, чем хвойные. Она лучше снабжает влагой растение и поэтому делает возможным развитие широкой поверхности листьев. Развитие же листьев способствовало лучшему усвоению солнечной энергии. Б. А. Келлер приводит сравнение, показывающее преимущество сосудистой системы покрытосемянных по сравнению с системой трахей у хвойных. У современных хвойных трахей — это длинные клетки до 3,4 мм в длину (сосна); сосуды покрытосемянных — длинные сквозные трубки до 2 м в длину (дуб); поперечный диаметр сосудов больше поперечного диаметра трахей раз в десять. Поэтому для поднятия воды в стволе покрытосемянного растения на ту же высоту, что и в стволе хвойного, требуется работа в несколько раз меньшая. Хорошая подача воды по сосудам способствует лучшему питанию водой богатой листы и в условиях сильного солнечного облучения.

Таким образом, одним из главных преимуществ покрытосемянных является развитие сосудистой системы вместе с развитием листовой поверхности. Не меньшее значение имеет и само явление «покрытосемянности», выражающееся в том, что семя растения скрыто в плоде, предохраняющем его от случайностей. Опыление покрытосемянных растений, в отличие от хвойных, производится не только ветром, но и насекомыми, что способствует лучшему переносу пыльцы.

Время появления покрытосемянных. Леса с преобладанием покрытосемянных распространяются в меловом периоде, хотя возникновение отдельных представителей покрытосемянных можно отнести еще к юрскому периоду. Например, С. Н. Наумова пишет, что ископаемая пыльца покрытосемянных найдена впервые в юрских углях Кавказа; на Дальнем Востоке она встречается не ранее верхнего мела (1937). А. В. Ярмоленко определил древесину покрытосемянных из юрских (лейасовых) отложений Тянь-Шаня. В верхнем мелу (сеноман) насчитываются уже сотни различных видов покрытосемянных, среди которых мы находим таких представителей современной фло-

²¹ Тип (или класс) покрытосемянных произошел от беннетитовых, т. е. от одной из групп древних голосемянных. К ним относятся наиболее многочисленные представители растительного мира. Тип покрытосемянных делится на два класса (или подкласса) — односемянодольных и двусемянодольных. Однодольные содержат особенно много трав: семейства злаков, осок, но также пальмы и т. д. К двудольным относится большинство наших лиственных деревьев: семейства ивовых (вязы, дзельковы), магнолиевые, лавровые, падубовые, кленовые, липовые, ильмовые, миртовые и т. д.

ры, как магнолиевые, платановые, ивовые, тополевые, кленовые и т. д.

Н. А. Болховитина отмечает, что:

1. В начале мелового периода (неокоме) растительность еще напоминала юрскую и образовывала хвойные леса с реликтовыми хвойными юрского типа (с зачаточными пыльцевыми мешками) и папоротниками.

2. В нижнем альбе Енисея, Южного Урала и Казахстана и в апте Закавказья в хвойных лесах появились примеси покрытосемянных (широколиственных пород).

3. Начиная со среднего альба покрытосемянные получили господствующее положение.

4. Находки отпечатков пыльцы высокоорганизованных и многочисленных представителей покрытосемянных указывают на то, что покрытосемянные возникли гораздо раньше апта и альба. Предков покрытосемянных нужно искать в неокоме, верхней юре, или еще ранее.

5. Климат на всем пространстве от Западной Сибири до Закавказья был влажный и мягкий, но не тропический. Заметной дифференциации он не обнаруживал. Преобладали листопадные породы, а также магнолии, фикус, пальма, лавровые.

6. Из покрытосемянных первыми появились платаны, каштаны, дубы, ивы.

Время появления покрытосемянных иллюстрирует схема Н. А. Болховитиной (рис. 45)²². Схема показывает изменение соотношений трех основных групп растений, в частности появление и развитие покрытосемянных.

И. М. Покровская делает следующие выводы о составе и основных этапах развития растительности Урала в течение мезозоя и кайнозоя по данным пыльцевого анализа²³.

Верхний триас. Еще преобладали гинкговые, беннетитовые, цикадовые и примитивные хвойные. Довольно велика была роль папоротников. Роль хвойных к концу триаса увеличилась.

Юра (нижняя и средняя). Господствовали примитивные хвойные, но уже намечаются предки елей, сосен и пихт. Значительной, хотя и подчиненной, была роль папоротников. Климат был умеренный или даже суровый. Дифференциация климата слабая.

Нижний мел. Все еще преобладали хвойные. Пыльца елей, сосен, пихт, кедров, таксодиума (меньше). В начале периода покрытосемянных нет или очень мало.

В нижнемеловое время на Урале произрастали леса, состоявшие почти исключительно из хвойных древесных пород с

²² См. первое издание моей книги, рис. 55.

²³ «Тр. конференции по спорово-пыльцевому анализу». М., 1950.

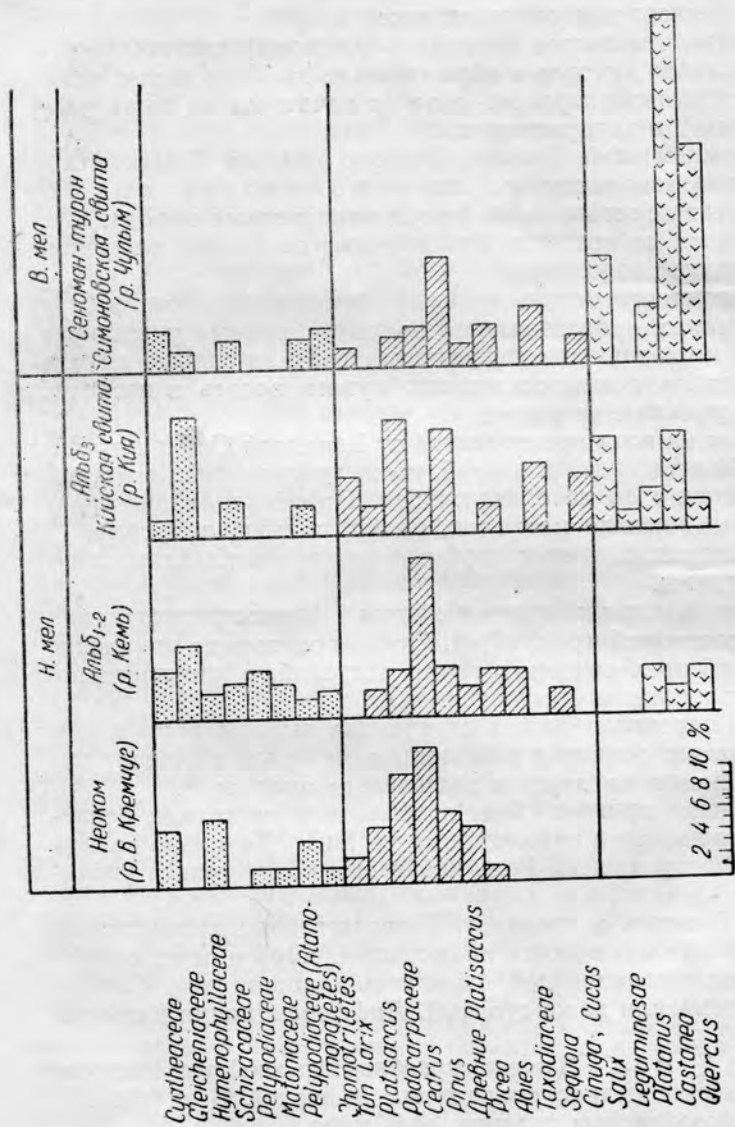


Рис. 45. Появление и развитие покрытосемянных растений на протяжении мелового периода в Северном Казахстане и на юге Западной Сибири (по Н. А. Болховитиной). Верхняя группа обозначений — папоротникообразные, средняя группа — голосемянные, нижняя группа — покрытосемянные. Слева — названия семейств; цифры — масштаб процентного содержания пыльцы и спор

елями, соснами, пихтами, кедрами, с папоротниками в травяном покрове. Пыльца покрытосемянных появилась в апте.

Верхний мел. Еще много пыльцы хвойных, постоянное присутствие пыльцы покрытосемянных — ив, буков, дубов, платанов, кленов, орешника, магнолии. Примесь пыльцы покрытосемянных все более увеличивается.

Весь Урал принадлежал к одной и той же ботанико-географической провинции.

В нижнетретичное время появились также ореховые (*Juglandaceae*), грабовые. Климат олигоцена был очень влажный и теплый (жаркий). В миоцене уменьшилось содержание пыльцы ореховых, увеличилось содержание пыльцы елей, сосен, пихт. Происходило похолодание климата, который, однако, еще был значительно мягче современного. В плиоцене пыльца широколиственных пород присутствует, но в меньшем количестве. Содержание пыльцы хвойных увеличивается. По-видимому, впервые появляется пыльца травянистых двудольных растений.

Покрытосемянные представляют самую молодую и наиболее высокоорганизованную флору. Одним из признаков ее прогрессивной организации является обилие видов (125 000), в то время как всех хвойных насчитывается в настоящее время всего 400 видов. Есть роды хвойных, имеющие всего один или два вида. Ареалы распространения некоторых хвойных (например, секвойи) с третичного времени резко сузились. Все это указывает на процесс вытеснения покрытосеянными менее высокоорганизованных голосемянных растений.

Флора покрытосемянных первоначально была чисто древесной. Меловая флора покрытосемянных состояла из деревьев теплого умеренного климата и отчасти из деревьев, принадлежащих к таким семействам, родам и видам, которые ныне являются тропическими. Представители первой группы: дуб, вяз, платан, магнолия. Среди представителей второй группы можно назвать лавр, фикус и пальмы: финиковую, сабал, нипа. Леса из покрытосемянных в своем составе имели, конечно, и представителей других групп растений.

Место происхождения флоры покрытосемянных. В 60-х годах прошлого века были описаны остатки лесных флор покрытосемянных на островах современной Арктики. Поэтому возникла гипотеза полярного происхождения флоры покрытосемянных. Ее создателем был А. Энглер, назвавший эту флору арктотретичной. Но, как пишет А. Л. Тахтаджян, покрытосемянные возникли не в Арктике, а в низких широтах, на территории Китая и Индии. Такое предположение сделал еще в 1894 г. ботаник А. Н. Краснов. Эта территория — древняя Ка-

тазия — схватывала современные Китай и Индию. На ней произрастает до настоящего времени ряд примитивных семейств, например магнолиевые. Магнолиевые ближе всего стоят к исходным формам покрытосемянных, например, «живое ископаемое» (*Magnolia pterocarpa* Roxd.), произрастающее в Непале, Ассаме и Бирме. Здесь в горах происходило на различных высотах формирование отдельных форм магнолиевых. Они были приспособлены к различным условиям. В их числе были формы вечнозеленые, листопадные, аридные. Затем они заселяли равнины. «В результате первичные вертикальные зоны как бы проецировались на вторичные широтные» зоны (А. Л. Тахтаджян, 1957). Такие же переходы, как для магнолиевых, существуют и для представителей семейств буковых, ореховых, березовых и т. д. Уже в начале мела началось расселение меловых флор; умеренных, субтропических, тропических. В верхнем меле в северном полушарии они образовали три зоны: умеренную, субтропическую и тропическую. Таким образом, в Европе и на севере Азии ни в меловом периоде, ни позднее тропических флор не было.

Распространение покрытосемянных. На Шпицбергене в верхнемеловых отложениях найдены: дуб, лещина; ивы, тополя, магнолии, хвойные, в том числе болотный кипарис. Для Гренландии А. Сьюорд указывал следующий состав лесов: дуб, платан, гинкго, хлебное дерево, секвойя, араукария, кипарис, ель, сосна, магнолия; лавр, саговники, папоротники. В этом списке есть растения различного экологического облика. Есть и хвойные таежные деревья, и деревья умеренного пояса с опадающей листвой, и, наконец, вечнозеленые субтропические и даже тропические деревья²⁴. Большая часть покрытосемянных мелового периода и палеогена принадлежала к классу двудольных. Класс однодольных был представлен весьма скудно. Его развитие выразилось позднее в расцвете травянистых растений в конце третичного периода и продолжается в четвертичном периоде.

Какие выводы можно сделать, рассматривая вышеприведенные данные? Прежде всего необходима крайняя осторожность в оценке некоторых видов как тропические. Это относится даже к пальмам. А. Н. Криштофович указывал на возможность резкого изменения границ произрастания растений, как это показала сельскохозяйственная практика. Затем, может быть, в

²⁴ Хлебное дерево — в настоящее время это тропическое растение.

Пальма нипа растет в мангровых зарослях по берегам Тихого и Индийского океанов, пальма сабал — в Индии, Мексике и на Флориде. Род магнолия имеет листопадные виды и распространяется к северу до Курильских островов и к северу от оз. Онтарио в США.

Арктике произрастали и нетропические виды тех родов или семейств, которые известны нам в настоящее время как тропические. Могла измениться конституция видов. А. Н. Криштофович приводит пример папоротника-орляка. Орляк растет в настоящее время в Европе, в экваториальной и южной Африке, в Австралии и на Филиппинах. Невозможно, конечно, признать, что это растение принадлежит только одной определенной географической зоне. В. И. Баранов, рассмотревший историю третичной флоры, предполагает, что флора Арктики не имела тропического характера, а представляла собой умеренную флору. Субтропическая флора, конечно, распространялась тогда севернее, чем теперь, — но не более чем на 11° и не далее 50° с. ш. (Украина). Флора Сибири также оставалась внетропической. Такого же мнения придерживается и американский палеоботаник Е. Берри.

Одной из основных палеоботанических проблем нижнетретичного времени является, как мы видим, произрастание широколиственных лесов (с элементами еще более южными) в Арктике. Верхнемеловые лесные флоры обнаружены в бассейне Колымы, Анадыря, на Камчатке, Аляске, Гренландии, на островах Ванкувер и Шарлотты, на Шпицбергене и р. Лозьва. Нижнетретичные флоры известны на Аляске, на Северо-Американском архипелаге, на Земле Гриннеля ($81^{\circ}30'$), в Западной Гренландии, Исландии, на Шпицбергене, Новой Земле, Новосибирских островах, р. Лене, р. Анадыре. Итак, указанная флора распространилась циркумполярно, т. е. вокруг полюса.

Как мы уже знаем, одно из объяснений этого географического «парадокса» заключается в оценке указанной флоры Арктики как внетропической. Но, с другой стороны, безусловно необходимо также признать большое различие между нынешними климатическими условиями Арктики и условиями Арктики в конце мела и в начале третичного периода.

Другой «загадкой» покрытосемянной флоры является быстрота завоевания ею земной поверхности. Биологи и геологи часто предполагали о наличии какого-то внешнего толчка, как источника расцвета покрытосемянных растений. М. И. Голенкин, назвавший покрытосемянные растения победителями в борьбе за существование, писал: «Покрытосемянные появляются неожиданно, вдруг... Я склоняюсь к признанию главной роли в деле расцвета и победоносного наступления покрытосемянных за какой-то внезапной, следовательно космогонической, причиной. Что это за причина, конечно, я сказать не могу»²⁵.

²⁵ М. И. Голенкин. Победители в борьбе за существование. М., 1927.

М. М. Ильин подчеркивает, что распространение покрытосемянных совпадает с началом альпийского орогенеза, и предполагает, что этот период в истории Земли характеризовался ясным небом, т. е. солнечным климатом, благоприятным для фотосинтеза и вызвавшим увеличение площади листьев. Палеоклиматолог мог бы сказать (см. главу шестую), что с горообразованием действительно начались континентализация климата и распространение местных солнечных климатов. А. Л. Тахтаджян, опубликовавший монографию об эволюции покрытосемянных, пишет, что происхождение покрытосемянных «представляет для нас величайшую загадку», а, согласно Ч. Дарвину, является даже «ужасной тайной».

Действительно, еще отсутствует общепринятое объяснение этого крупнейшего палеогеографического события. Однако отметим, что расцвет покрытосемянных подготовлялся еще в юрском периоде, и до известной степени исподволь (по данным И. М. Покровской и Н. А. Болховитиной). Следовательно, распространение покрытосемянных по земному лику хотя и произошло быстро, но не было внезапным. В меловом периоде произошло быстрое расселение уже сформировавшихся ранее, хотя, конечно, еще и примитивных, форм покрытосемянных древесных растений.

По В. А. Вахрамееву, верхнемеловая (сеноман—турон) растительность Евразии образует по-прежнему три зоны: умеренную — Сибирскую, субтропическую (аридную) и тропическую — Кавказско-Европейскую. В лесах Сибирской зоны преобладают платановые из лиственных, таксодиевые (секвойя) и сосновые (сосна, ель, кедр, пихта) из хвойных. Листопадные формы преобладали, а вечнозеленых было мало. Напротив, в Кавказско-Европейской зоне преобладали вечнозеленые формы, часто узколистные. Аридная зона между ними была выражена главным образом на востоке — в Китае (красноцветы с пластами гипса). Здесь господствовали полупустыни, степи и саванны, были и обширные озера, по берегам которых обитали крупные динозавры.

Итак, расширение аридных зон в перми, в меловом периоде, а позднее — в неогене — плейстоцене совпадает с тектоническими эпохами и ростом гор.

Основным изменением растительного покрова начиная с верхнего мела является процесс его более резкой дифференциации на растительные зоны и провинции.

Растительность экваториальной и тропической зон. Наиболее сохранились древние леса экваториальной и тропической зон.

Эти зоны тоже, конечно, испытывали изменения начиная с верхнего мела вместе со всей поверхностью Земли. Но их из-

менения не носили того критического для растительного покрова характера, как в высоких широтах. Е. В. Вульф считал современные тропические флоры третичными флорами, но сохранившимися до настоящего времени.

Современная растительность экваториальной и тропической зон разнообразна. Это влажные вечнозеленые леса, саванны, растительность тропических пустынь. Из них более всего сохранили свой древний облик вечнозеленые леса влажных экваториальных областей земного шара. Многие здесь напоминают древние леса начала третичного периода, но последние ранее выходили за пределы тропиков.

Для этих лесов характерна большая величина растительной массы при чрезвычайном обилии видов. Число видов всей этой древней лесной области достигает 45 000. Таким видовым богатством и мощной растительной массой не обладает ни один другой тип растительности на земном шаре. Уже эти особенности, по Е. В. Вульфу, говорят о том, что их развитие протекало без потрясений, которым подвергались флоры умеренных и арктических областей. Так, например, ископаемая миоценовая флора Суматры близка к современной. Последняя, как и вся природа о. Суматра, не испытывала с миоцена значительных изменений климата.

Напомним о латеритной коре выветривания экваториальной зоны. Наряду с тропическими лесами и кора выветривания представляет единый архаичный природный комплекс, лишь незначительно изменившийся качественно с конца мела или с начала третичного периода.

Растительность субтропической зоны. Субтропическая зона включает несколько различных типов растительности. Остановимся вначале на развитии растительности средиземноморской области субтропической зоны. На протяжении всего отрезка времени, от верхнего мела до четвертичного периода, происходила выработка современной средиземноморской флоры за счет главным образом следующих процессов: видоизменения флоры влажных тропических лесов, их ксерофитизации, внедрения элементов умеренной флоры, приспособления их к новым условиям.

Приведем следующие примеры.

В эоценовой флоре Южной Франции еще доминировали представители влаголюбивого тропического леса — пальмы, лавры и т. д. Начиная с олигоцена состав лесов усложнился. Господствовало тропическое ядро (пальмы, тропические папоротники), но к нему примешивались представители умеренных родов — ивы, тополя и т. д. В плиоцене в Западном Средиземноморье росли лавр, падуб, олеандр, тополь, каменный дуб, грецкий орех, самшит, пальма (хамеропс), магнолия — своеобраз-

разная смесь тропических видов с типичными средиземноморцами (олеандр, грецкий орех), приспособленными уже к аридным условиям климата.

Восточное Средиземноморье, Закавказье, как известно, являются убежищами верхнетретичной лесной флоры.

На протяжении третичного периода это тропическое ядро подвергается изменениям, которые мы видели и в Западном Средиземноморье. Состав флоры Закавказья усложнялся, она дифференцировалась. Усложнение выражалось в вымирании многих тропических видов, в проникновении извне представителей умеренных лесов, в ксерофитизации.

К концу третичного периода под влиянием похолодания, а главным образом в результате уменьшения (в некоторых районах очень сильного) влажности, средиземноморская растительность влаголюбивого типа почти исчезла. В том числе вымерли почти все вечнозеленые формы на большей части Кавказа, частично уцелел лишь в Западном Закавказье и Талыше. В некоторых районах остались только единичные, реликтовые местонахождения немногих из этих видов. Лесные умеренные элементы, а также и ксерофиты, существовавшие в пределах Кавказа, несомненно, уже в третичном периоде, получили возможность широкого распространения там, где вымерла гигрофильная флора.

В. П. Малеев привел перечень представителей различных флористических групп Кавказа. К тропическому (субтропическому) древнему корню он отнес: самшит, падуб, понтийский рододендрон, который в ископаемом состоянии найден в миоценовых (мэотических) отложениях; представителями умеренной лесной флоры в современных лесах Закавказья являются: пихта, граб, орех, каштан, дуб, бук, вяз, клен, липа, азалия, дзелква, ольха, береза и т. д.

Явление ксерофитизации выразилось в образовании полупустынь и степей Восточного Закавказья, где ранее росли леса. Процессу ксерофитизации подвергались и те виды, которые ранее не имели ксерофитного облика в Западном Средиземноморье, — лавр, карликовая пальма (хамеропс).

Растительность степей и пустынь умеренной зоны северного полушария. Пустыни и степи существовали на земной поверхности всегда после того, как растения и животные расселились повсеместно. Общее расположение климатических зон на всем протяжении геологической истории Земли напоминает современное расположение. Всегда существовали тропические и субтропические зоны, к которым приурочены главным образом современные пустыни и степи. На рис. 46 (А, Б, В, Г) показано расположение аридной зоны

северного полушария в нижнем и верхнем мелу, в эоцене и в настоящее время (по Ю. М. Шейнманну).

Ниже мы рассматриваем развитие современных пу-



Рис. 46А. Климатические зоны нижнего мела

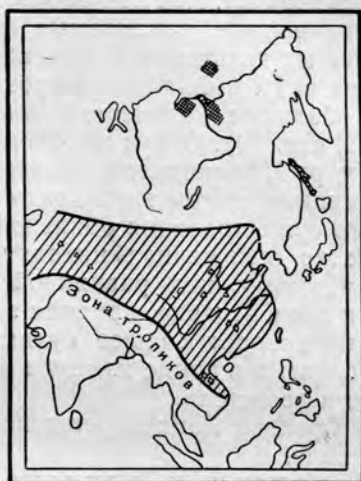


Рис. 46Б. Климатические зоны верхнего мела

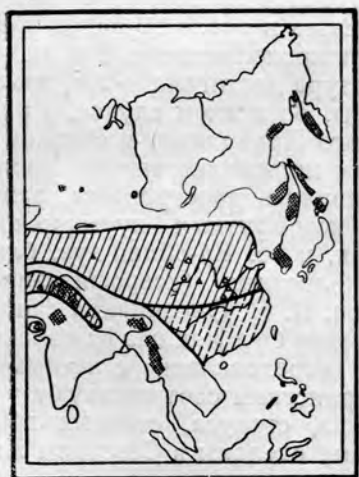


Рис. 46В. Климатические зоны эоцена



Рис. 46Г. Современная засушливая зона

стынь и степей, которое явилось результатом преобразования полихронной флоры покрытосемянных с конца мелового периода.

К верхнему мелу относится зарождение пустынного ландшафта Центральной Азии. Однако в северных районах Центральной Азии остепнение и опустынивание территории началось позднее. Как показывают исследования И. А. Ефремова, верхнемеловые ископаемые фауны Монголии образовались в мощных дельтовых отложениях «в условиях большого количества воды в больших озеровидных бассейнах, куда сносилось большое количество плавающих трупов динозавров» (1949, стр. 20). О том же свидетельствует обилие водных черепах, рыб, крокодилов, пресноводных моллюсков. Гигантские травоядные ящеры троходонты и другие ящеры требовали для своего существования обильной растительной пищи. Наконец, в тех же отложениях находят множество стволов хвойных. По-видимому, над равнинной областью рек и озер в горах росли леса. Правда, аридная зона была и в мелу, но определенный поворот к более сухим условиям начался в среднем олигоцене, а в конце миоцена в Монголии уже расстились степи и лесостепи.

В Средней Азии зарождение пустынь рисуется в следующем виде.

В эоцене и олигоцене южная граница лесов проходила, по-видимому, от оз. Зайсан к Аральскому морю. Монографически изучена флора горы Ашутас в Зайсанской котловине. Это — флора среднеолигоценного возраста. В ней определены остатки 33 видов деревьев и около 20 видов трав. Лес был в значительной степени широколиственный и листопадный. Средняя годовая температура достигала $+20^{\circ}$, зимой возможны были небольшие морозы. Во всяком случае, в районе Тургайского пролива (северного Приаралья) в среднем и верхнем олигоцене господствовали широколиственные листопадные леса, среди которых оставались пространства, занятые зарослями узколиственных ксерофитных кустарников. П. Н. Овчинниковым в Туркмении, у оз. Ер-ойлан-дуз, близ г. Кушка, найдены остатки узколистных (ксерофитизированных) вечнозеленых кустарников. П. Н. Овчинников считает, что в эоцене на юге Средней Азии был ландшафт саванн, т. е. травянистые пространства чередовались с лесными; этим травянистым степным пространствам соответствуют находки палеогеновой фауны: жирафа, страуса, степных грызунов. Богатые находки этой фауны сделаны в Северном Казахстане (см. ниже).

Для района Ер-ойлан-дуз А. Н. Криштофович определил первоначально всего два вида ископаемых растений, и затем еще несколько видов определено было Е. П. Коровиным. Теперь список ископаемых растений нижнетретичного возраста Туркмении значительно пополнен. В Южной Туркмении, в

районе Бадхыза, найден еще ряд видов ископаемых растений. Очень ценно, что в одном и том же горизонте обнаружили остатки растений и морскую фауну, что облегчило определение возраста флоры как верхнеэоценовой.

В ископаемой флоре Бадхыза представлено 20 семейств. Флора во всех местонахождениях принадлежит к одному и тому же типу теплолюбивой древесно-кустарниковой растительности тропической и субтропической зон. В ней преобладали вечнозеленые кустарники; листопадные формы находились в подчиненном состоянии. Небольшое значение имели травянистые растения: папоротники, хвощ и только один вид злака. Деревья и кустарники отличались листьями небольших размеров, толстыми, кожистыми, с морщинистой поверхностью, выступающими жилками, что указывает на произрастание кустарников в условиях высоких температур и периодических засух. Растительность напоминала современные жестколистные леса и кустарники Средиземноморья. Среднегодовая температура, вероятно, была около $+15$, $+20^{\circ}$; осадков выпадало в год до 1000 мм. В настоящее время среднегодовая температура составляет $+15^{\circ}$, но осадков выпадает всего около 250 мм. С тех пор, следовательно, климат Южной Туркмении остался почти таким же жарким, но стал значительно суше. В верхнеэоценовое время здесь проходил берег обширного моря Тетис, простиравшегося с запада на восток через Евразию²⁶.

Интересно, что растительность Бадхыза отличалась от более или менее одновозрастной с ней, но произраставшей севернее, — на г. Ашутас в Южном Урале. Последняя была преимущественно лесная. Сравнение подтверждает, что зональные отличия в растительном покрове были в верхнем эоцене — олигоцене хорошо выражены.

С юга древние степи и саванны Средней Азии тоже окаймлялись лесом, но тропическим вечнозеленым, а с севера — листопадным лесом умеренного типа. Представители последнего проникли в горы Средней Азии (клен туркестанский, грецкий орех), где произрастают до настоящего времени. В ископаемом состоянии они найдены на оз. Иссык-Куль: остатки нижнеплиоценовых (?) тополей, ив, вязов, кленов, дзелькв; в Дарвазе — вяз и граб; в Синьцзяне — тополь, вяз, клен и т. д.

Вопрос о происхождении флоры пустыни широко дебатруется в советской литературе. Один из синтезов этого вопроса дан М. Г. Поповым. Его гипотеза — это гипотеза обширных миграций. Флора Старого Света, как считал М. Г. Попов,

²⁶ См. Н. Д. Василевская. О полтавской ксерофитной флоре Туркмении. «Докл. АН СССР», нов. сер., 1949, т. 68, № 4.

образовалась из двух исходных флор: 1) мезофильной лесной — флоры Гинкго и 2) ксерофильной — флоры Вельвичия. Обе флоры древние; какая из них древнее — неизвестно. Они меловые или даже юрские и первоначально разделились более или менее резко третичным Средиземным морем — Тетисом. Одна флора распространялась к югу, другая преимущественно к северу от него. Обе флоры связаны с древней сушей; флора Вельвичия — главным образом с Гондваной.

Развитие флор Гинкго и Вельвичия не протекало, по М. Г. Попову, обособленно. Гибридогенные процессы, происходившие между элементами обеих флор, и создали современную флору пустынь Передней и Средней Азии.

Суша, освобождавшаяся от моря, заселялась с двух сторон, из двух главных источников — со стороны флоры Гинкго и флоры Вельвичия; пустыни главным образом последней, горы — первой. Поэтому Западная Африка богата видами, а Сахара — бедна ими.

Первичная пустынная флора из покрытосемянных и некоторых голосемянных развилась впервые в меловое, а может быть и в юрское время. Начало ее истории связано с Гондваной, большим материком, центральные части которого были пустыни²⁷.

Большинство авторов придает, однако, главное значение а в т о х т о н н о м у развитию флоры наших пустынь. К числу этих исследователей надо отнести М. М. Ильина.

М. М. Ильин предполагает следующие этапы ксерофитизации растительности Центральной и Средней Азии. В Центральной Азии современный этап ксерофитизации констатируется с мелового периода. Ксерофитизация постепенно усиливалась: например, в Кашгарии в конце плиоцена флора была менее сухолюбива, чем ныне. В Средней Азии в палеогене, как мы уже видели, преобладали саванны, но в миоцене образовались настоящие степи, а в верхнем плиоцене — пустыни.

Итак, начиная с верхнего мела происходило развитие степей, сначала в глубине обширного материка Евразии. К концу плиоцена степи возникают и на юго-востоке Европы.

Этот процесс — часть общего процесса ксерофитизации растительного покрова зоны субтропиков и умеренной зоны северного, а вероятно, и южного полушарий. Он усиливается в течение всего третичного периода. В умеренной зоне остепнение распространяется из Азии на равнинные пространства Южной Европы, где возникают степи на местах, ранее покрытых лесами. Если в миоцене пространства юга нашего Советского Сою-

²⁷ См. М. Г. Попов. Основные черты истории развития флоры Средней Азии. «Бюл. Среднеазиатск. гос. ун-та», 1927, вып. 15.

за были еще покрыты лесами (умеренного типа), то с плиоцена начинается образование степного и лесостепного ландшафтов, с которыми связана и травоядная фауна лошади (гиппарион). В плиоценовых отложениях Причерноморья встречаются и древесные остатки. Они могли представлять собой острова леса среди степи или же древесные заросли типа пойменных лесов.

Таким образом, третичный период — это время развития и распространения пустынь и степей на равнинах субтропической и умеренной зон Евразии.

По количеству особей и массе в степях преобладают злаки, следовательно однодольные растения. Интересно, что древнейшие злаки возникли в средне- или верхнемеловом периоде из бамбуков и тростников и были растениями тропических лесов²⁸. Это означает, что травянистые пространства зон умеренного климата являются более молодыми, чем леса экваториальной зоны.

А. В. Ярмоленко (1941) привел следующие данные о развитии травянистой растительности. «Широко известно, — писал он, — что травы не появились, по крайней мере в достаточных количествах, в третичное время». Растительность Европы становилась в течение третичного времени все менее древесной и все более травяной. Например, в Англии процент видов древесных растений уменьшился, начиная со среднего эоцена, следующим образом:

Средний эоцен	97
Нижний плиоцен	51
Нижнечетвертичное время	22
Современный период	17

В то же время процент видов наземных травянистых растений вырос от 0 до 52.

Трав еще не было в плиоценовых ландшафтах Грузии; по-видимому, до нижнего плиоцена они еще не имели ландшафтного значения.

Вспомним, что в юрском лесу роль трав играли еще хвощи, плауны и папоротники, низведенные процессом эволюции до роли травянистого лесного покрова, а не злаки или другие покрытосемянные.

Итак, в течение третичного, а затем и четвертичного периодов происходил великий процесс остепнения обширных лесных пространств Центральной, Западной (Средней) Азии и Южной Европы.

²⁸ См. Р. Ю. Рожевиц. Злаки. М.—Л., 1937.

Остепнение флоры было прогрессивным явлением. Оно создавало дополнительные возможности для распространения и закрепления покрытосемянных. Особенно это было важно потому, что изменение внешних условий начиная с палеогена происходило в общем в направлении похолодания и иссушения климата средних и высоких широт. В этих условиях травянистые ландшафты имеют преимущества перед лесными. И. Г. Серебряков считает, например, что древесные формы растений сменялись в третичном и четвертичном периодах травянистыми формами из-за похолодания и аридизации климата, — как следствие приспособления растений к новым условиям. Переход от древовидной к травянистой форме представлял растениям такие преимущества, как сокращение жизненного цикла до однолетнего (быстрый рост, ускорение плодоношения), лучшая защита от ветра и холода. Травы меньше испаряют, а значит и меньше поглощают влаги, чем деревья; они легче переносят зимы, будучи скрыты пеленой снега; зрелость их достигается за малый отрезок времени, с наименьшей затратой материала; они дают сравнительно очень много семян.

Одним из важнейших стимулов развития трав было возрастающее похолодание климата северной умеренной зоны начиная с верхнетретичного времени. Огромное количество трав возникло в условиях высокогорного и арктического климатов, на высоко поднятых горных пространствах различных районов Земли, и современная высокогорная и арктическая растительность состоит почти целиком из трав.

Эволюция почв также происходила одновременно и в связи с данной эволюцией растительности. И. П. Герасимов (1951) считает, что эта эволюция увеличивала плодородие почв. Глубокая корневая система деревьев черпала питательные вещества на сравнительно большой глубине. Аккумулируя их в приповерхностном горизонте почвы, корни деревьев подготавливали таким путем почву к господству травянистых форм с их неглубокой корневой системой.

Фауна степей. Русский палеонтолог-дарвинист второй половины прошлого века В. О. Ковалевский показал, что в конце третичного времени развивались травянистые пространства. Распространение трав в свою очередь вызывало глубокие изменения в органах отдельных животных и в развитии целых групп животных, например лошадей. Увеличивалась длина конечностей и длина шеи у лошадей, что способствовало подвижности и удобству захвата травянистой пищи. Уменьшилось число пальцев ног (до одного). Особенно глубокие изменения претерпевала по мере перехода на жесткую травянистую пищу зубная система лошадей, а так-

же слонов и других животных, питавшихся растительной пищей. Примитивные коренные зубы копытных имели раньше низкие коронки и были лишены цемента. Но постепенно развивались высокие столбовидные коренные зубы с толстым слоем цемента и эмали.

Причиной этих изменений является приспособление организма животных к жесткой травянистой пище, тем более что травоядное животное захватывало вместе с травой песок и землю. Чтобы компенсировать свое усиленное стирание, зубы росли постоянно, и слой цемента служил им добавочной защитой от стачивания. Такие зубы мы встречаем лишь у форм, появившихся с миоцена. Лошади, проделавшие эту эволюцию, получили преимущественное распространение в Европе, Азии и Америке. Аналогичные приспособления зубного аппарата вырабатывались и у хоботных. Жевательная поверхность коренных зубов слонов тоже усложнялась и закреплялась эмалью и цементом.

Этот важный вывод изложен В. О. Ковалевским в 1873 г., «Переход к гиппариону, очевидно, сопровождался большими изменениями пищи. Из животного, питавшегося листьями и ветвями сочных растений, покрывавших берега рек... стало, с развитием материков и луговых степей, развиваться животное по преимуществу степное, исключительно травоядное. А с изменением пищи должен был измениться и зубной аппарат, и мы на самом деле видим, что уже у гиппариона развивается чрезвычайно высокий призматический зуб, вершина которого четверо превосходит зубы анхитерия»²⁹ (древней лошади.—К. М.). И далее В. О. Ковалевский отмечает изменение строения зубов лошади, которое было описано выше.

Современные данные об изменении фауны третичного времени в Азии подтверждают выводы В. О. Ковалевского.

Олигоценовая фауна Азии известна по ряду местонахождений как в пределах Казахстана, так и в Центральной Азии. В Казахстане известна среднеолигоценовая фауна Тургайского района, у оз. Челкар-Тениз. Она представлена различными носорогами, в том числе гигантским носорогом-индрикотерием, хищниками и т. д. На основании изучения различных местонахождений олигоценовой фауны А. А. Борисяк и Е. И. Беляева пришли к выводу, что в Центральной Азии «характер осадков говорит о быстрых потоках заливных долин или аллювиальных вееров, а отсутствие лесных форм и остатков растений — о полупустынном климате... эти

²⁹ В. О. Ковалевский. Остеология *Anchitherium aurelianense* Сив., как формы, выясняющей генеологию лошади (*Equus*). В кн.: «Палеонтология лошадей». Изд-во АН СССР, М., 1948.

потоки спускались в сухие русла временных рек (с группами деревьев по берегам), впадавших в мелкие, также пересыхающие озера, образовавшиеся в углублениях широких депрессий, при общем умеренном полупустынном климате»³⁰.

В Тургайском районе засушливость была меньше, чем в Центральной Азии: «Спокойные стоячие воды с обильной водной растительностью (*Salvinia*, *Phragmites*), быть может, заболоченные пространства, вдоль берегов небольшие группы из крупных листопадных древесных пород умеренного климата... такую рисуется картина Западной Азии во вторую половину олигоценовой эпохи, в противоположность пустынным областям Центральной Азии»³¹ (разрядка моя.— К. М.).

Итак, характер фауны млекопитающих и флоры показывает, что в олигоцене пустыни и степи Центральной Азии уже сформировались, но на запад Азии процесс остепнения еще не проник, во всяком случае степи там еще не господствовали.

Совершенно иной характер имела миоценовая фауна. Исчезли гигантские носороги, появились крупные хоботные (мастодонты), а в среднесарматское время — гиппарионовая фауна трехпалой лошади (*Hipparion gracile*). Эта фауна была представлена собственно лошадьми, носорогами, оленями, жирафами, антилопами, быками, верблюдами, хоботными, гиенами, кошками (саблезубый тигр — махайродус), страусами (рис. 47). Развитие фауны гиппариона было обусловлено сменой лесного ландшафта степным ландшафтом.

И. Г. Пидопличко указал, что открытые пространства сформировались в Азии раньше, чем в Европе. Но гиппарион обитал в Европейской части Союза уже в миоцене. В плиоцене в районе Одессы обитали верблюды, страусы³².

Сведения о становлении степей приводит для Поволжья Е. Н. Ананова. Степи распространились в районе Сала и Маныча в миоцене, а точнее — в среднем сармате. В спорово-пыльцевых спектрах образцов этих отложений содержание древесной пыльцы сокращается до 10%, а содержание травянистой пыльцы возрастает до 45—90%. В верхнем сармате и понте «господствует уже почти безраздельно пыльца травянистых и кустарниковых растений. Но севернее, в районе Ульяновска и Куйбышева, сосновые леса господст-

³⁰ А. А. Борисяк и Е. И. Беляева. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. «Тр. Палеонтолог. ин-та», 1948, т. XV, вып. 3, стр. 13, 14.

³¹ Там же.

³² См. И. Г. Пидопличко. История фауны степей. В кн.: «Животный мир СССР», т. III. Изд-во АН СССР, М., 1950.



Рис. 47. Гиппарионовая фауна (из альбома наглядных пособий «Развитие жизни на Земле»):
1 — мастодонт; 2 — жирафы; 3 — крупные антилопы; 4 — гиппарионы; 5 — страусы; 6 — саблезубый тигр

вовали еще и после понта, в акчагыле. В апшероне травянистые пространства чередуются с сосново-еловыми лесами³³.

Степи и пустыни расширились и в средних широтах западного полушария, например в районе Большого Соленого озера в США. Этот пустынный район, согласно Э. Антевсу, в эоцене покрывали влаголюбивые субтропические леса. В миоцене здесь росли леса умеренного типа, но к концу миоцена происходило остепнение. К середине плиоцена климат района Большого Соленого озера стал уже похожим на современный климат данного района. В четвертичном периоде озера то широко развивались, то высыхали. В настоящее время здесь господствует полынная растительность, количество годовых осадков — около 150 мм, в июле температура воздуха доходит до $+27^{\circ}$, но в январе морозы достигают -7° ³⁴.

Процесс великого остепнения равнин умеренных широт являлся, как мы видели, одним из самых ярких событий в развитии природы субтропической и умеренной зон, начиная с мелового периода. Многие ученые справедливо подчеркивают это. Правильно отмечают они и другое столь же важное событие — дифференциацию растительного покрова — как результат его приспособления к изменению условий среды, которые начиная с конца мела становятся и сами все более и более дифференцированными.

Но совершенно неправильным было бы предполагать, что процесс «остепнения» (ксерофитизации) растительного покрова является единственным основным процессом изменения живой природы в послемеловое время. В сущности развитие типов растительности протекало противоречиво. Мезофильная растительность продолжала также развиваться одновременно со степной растительностью. На это обращал внимание А. А. Гроссгейм, считавший, что и в мезофильной и в ксерофильной флоре наблюдаются новообразования. Например, связанный с влажными условиями род *Rubus* «чудовищно богат, несомненно, молодыми формами».

Основной особенностью эволюции растительности начиная с мела было усиление не только какого-нибудь одного физико-географического режима, а, напротив, одновременное разноместное усиление противоположных режимов, усиление контрастности природы географических зон и провинций, в частности усиление контрастов в растительном покрове.

³³ См. Е. Н. Ананова. Палинологические данные к вопросу о происхождении степей на юге Европейской равнины. «Бот. журн.», 1954, т. 39, № 3.

³⁴ См. E. Antevs. Cenozoic climates of the Great Basin. «Geologische Rundschau», 40, 1, 1952.

Леса умеренной зоны. Подзона широколиственных лесов. Мы переходим вновь к лесам, но теперь — к лесам умеренной зоны. Из сказанного выше ясно, что эти леса были в верхнемеловом и третичном периодах распространены шире, чем в настоящее время. Они в какой-то мере занимали и территорию нынешней степи и пустыни умеренных широт, значительные пространства в Арктике и носили первоначально иной характер.

Современную зону лесов умеренного пояса образуют две подзоны — подзона тайги и подзона широколиственного леса. Первая характеризуется преобладанием хвойных лесов с примесью главным образом мелколиственных деревьев (осина, береза) и большим развитием сфагновых болот. Для второй подзоны лесов характерны широколиственные породы (дуб и другие). Подзона широколиственных лесов распадается теперь в Евразии на две части, разобщенные в Сибири огромным перерывом, — на область широколиственных лесов Европы и на область широколиственных лесов Дальнего Востока.

В начале своего развития полихронная лесная флора верхнего мела и третичного периода образует растительные ландшафты, более однообразные, чем современные ландшафты. Лишь в дальнейшем происходит дифференциация третичного леса под влиянием ксерофитизации и похолодания климата материка — процесс, нарастающий в течение третичного периода.

С конца мелового периода (датский век) начинается расщепление умеренной зоны на две основные области — полтавские вечнозеленые тропические леса и тургайские листопадные леса (А. Н. Криштофович, 1946).

Полтавские вечнозеленые леса в третичном периоде отступают к западу и к югу под напором листопадных лесов Сибири.

Тургайские (ангарские) листопадные леса распространяются, таким образом, от Арктики и наиболее континентальных частей северо-восточной, самой холодной части материка Евразии. Древнейшими представителями тургайской флоры, связывающими ее с нижнемеловой флорой, являются: секвойя, болотный кипарис и гинкго. В олигоцене — миоцене к ним присоединяются деревья с опадающей листвой — бук, граб, ольха, береза, каштан, тополь, грецкий орех, дзелква. Постепенно вымирают последние вечнозеленые, например лавр (рис. 48).

Условия произрастания лесов в Арктике. Как изменялся климат на территории современной Арктики?

В. Н. Сакс считает, что в течение всего мезозоя и кайнозоя климат был наиболее прохладным в нижней юре; на севере Сибири в это время климат был прохладный и влажный (см. выше). Климат в течение мелового периода был теплее и по-

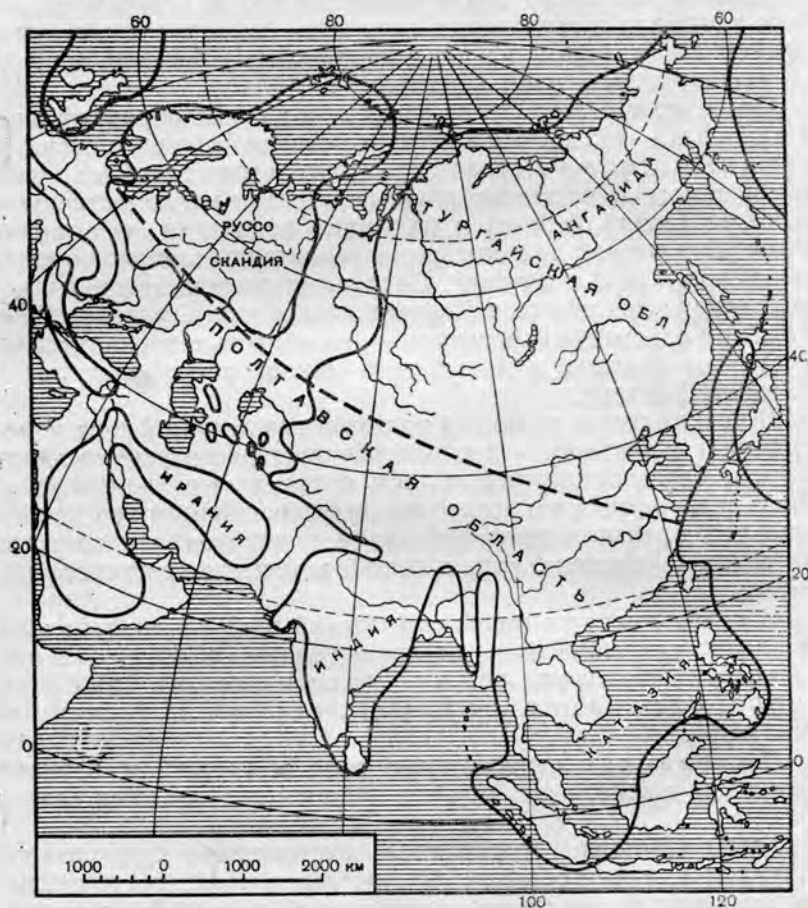


Рис. 48. Контуры суши и ботанико-географические области (зоны) Евразии в палеогене (по А. Н. Криштофовичу)

тепление климата достигло высшей точки в палеогене, после чего началось новое похолодание, продолжавшееся в эоцене, миоцене и плиоцене. Местонахождения лесных флор Арктики, располагаясь циркумполярно, замыкают северный пояс как бы в ловушке, что делает невозможным для объяснения бы-

лой облесенности Арктики обращаться к гипотезе значительного перемещения полюса в третичном периоде.

В тех районах Севера, где встречаются мезозойско-третичные слои различного возраста, улавливаются сдвиги, свидетельствующие о похолодании. В бассейне р. Вилюя, по М. Н. Караваеву, в верхнемеловом периоде росли леса из американских хвойных (секвойя, болотный кипарис, араукария) и широколиственных деревьев. В районе бухты Тикси в эоцене—олигоцене еще господствуют тургайские листопадные леса. На Алдане, в нижних горизонтах знаменитого обнажения «Мамонтова гора», обнаружены находки американского серого ореха, родственного грецкому ореху, вместе с шишками кедров, елей, сосен, лиственниц; в верхних слоях этого обнажения орех исчезает, встречаются только остатки хвойных (тайга), а еще выше и остатки «мамонтовой» фауны. На многочисленных теперь спорово-пыльцевых диаграммах четвертичных отложений Прибайкалья и Якутии можно хорошо видеть выпадение пыльцы широколиственных пород, которая вытесняется пыльцой таежных деревьев.

А. И. Толмачев следующим образом восстанавливает климатические условия палеогена в Арктике. Он предполагает существование климата с умеренным и продолжительным летом, длительным безморозным периодом, средние температуры в течение не менее пяти месяцев в году не ниже $+5^{\circ}$. Лето было с невысокими температурами, зимы мягкие, температура самого холодного месяца не ниже -5° . Леса требовали обильных осадков, снежные зимы способствовали их защите от морозов. Сумма годовых осадков достигала 800 — 1000 мм. Это значит, что с тех пор средняя годовая температура должна была понизиться на $12-15^{\circ}$, а на востоке Сибири — и того больше. Осадки уменьшились в 3—4 раза.

Все эти предположения позволяют считать климат палеогена на всем протяжении Арктики, включая ее континентальные части, сравнительно однообразным и притом морским. Крупный размер листьев нижнетретичных растений Арктики, как предполагает А. И. Толмачев, не только не противоречит предположению об арктических условиях произрастания, но может рассматриваться как приспособление к максимальному использованию света, в котором Арктика испытывает недостаток в течение полугода.

Произрастание лесов в Арктике не представляет собой парадокса как в мезозое, так и кайнозое — при неизменном положении полюса. Современные условия Арктики совсем не типичны для ее геологического прошлого и характеризуются переохлаждением и континентализацией, созда-

ваемыми ледовитостью морей Арктики и ледниковыми покровами на суше. Лед, покрывающий Ледовитый океан, подавляет влияние данного океана на климат арктической суши. Центральная и восточная морская Арктика, вместе с прилегающими частями материковой Советской и Канадской Арктики, могут в сущности теперь рассматриваться как огромный и единый материк. Но достаточно небольшого повышения температуры, чтобы произошло уменьшение и даже исчезновение ледовитости Арктики (см. главу шестую). После этого неизбежно произойдет резкое дополнительное повышение температуры, достаточное для произрастания лесов.

Можно предполагать, что хотя континентализация климата в течение третичного периода и происходила, но в нижнетретичное время она была еще очень слабой, и Арктика оставалась неледовитой так же, как, например, и в юрском периоде (рис. 49).

Ландшафты Арктики в палеогене А. И. Толмачев восстанавливает следующим образом.

По его мнению, кроме общего значительного повышения температуры, было резкое усиление циклонической деятельности. Усиленное испарение и влажность воздуха в циклонических зонах имели следствием исключительно большую облачность в данной зоне и соответствующее увеличение количества осадков. Все эти обстоятельства повлекли за собой не только общее изменение высокоширотных климатов, но и смягчение различий между климатами океанической и континентальной Арктики в отношении осадков, облачности, ветров. Ограничивалось развитие в восточном секторе Арктики зимнего антициклона и резкое переохлаждение воздуха зимой. Поэтому зимние условия всей Арктики могли быть относительно однообразными, что соответствует единообразию растительных остатков, находимых в различных секторах Арктики.

Влияние моря на сушу было весьма интенсивным. Полярный бассейн при господствующих в то время условиях не мог быть ледовитым, и влияние его на климат побережья было типично морским. Летом морские ветры умеряли температуру побережья. Резкое охлаждение, которое связано в настоящее время с ветрами, дующими с покрытой льдом поверхности океана, не могло иметь места в третичном периоде.

Благодаря высокому уровню летних температур, значительной продолжительности вегетационного периода, мягкости зим, обилию осадков и отсутствию засушливых периодов древесная растительность могла иметь благоприятные условия для своего развития (рис. 50).

Что же касается света, то нужно иметь в виду, что граница лесной растительности и в настоящее время на нашем ма-

терике проходит почти всюду севернее полярного круга, т. е. лесная растительность мирится и с полярной ночью и с избытком света в летнюю половину года. Л. А. Иванов считает, что и на широте Шпицбергена общее количество прямо-

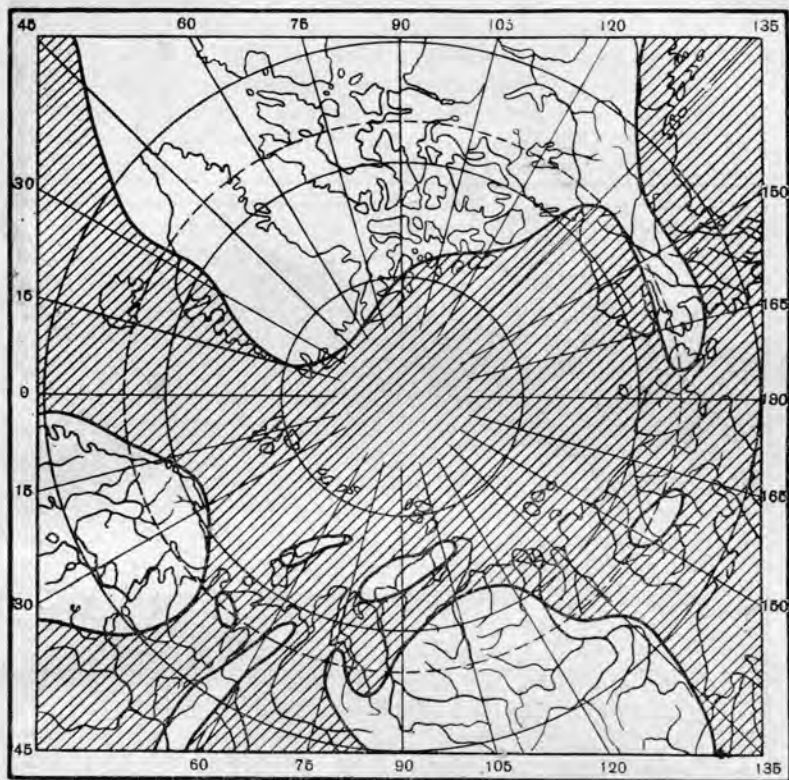
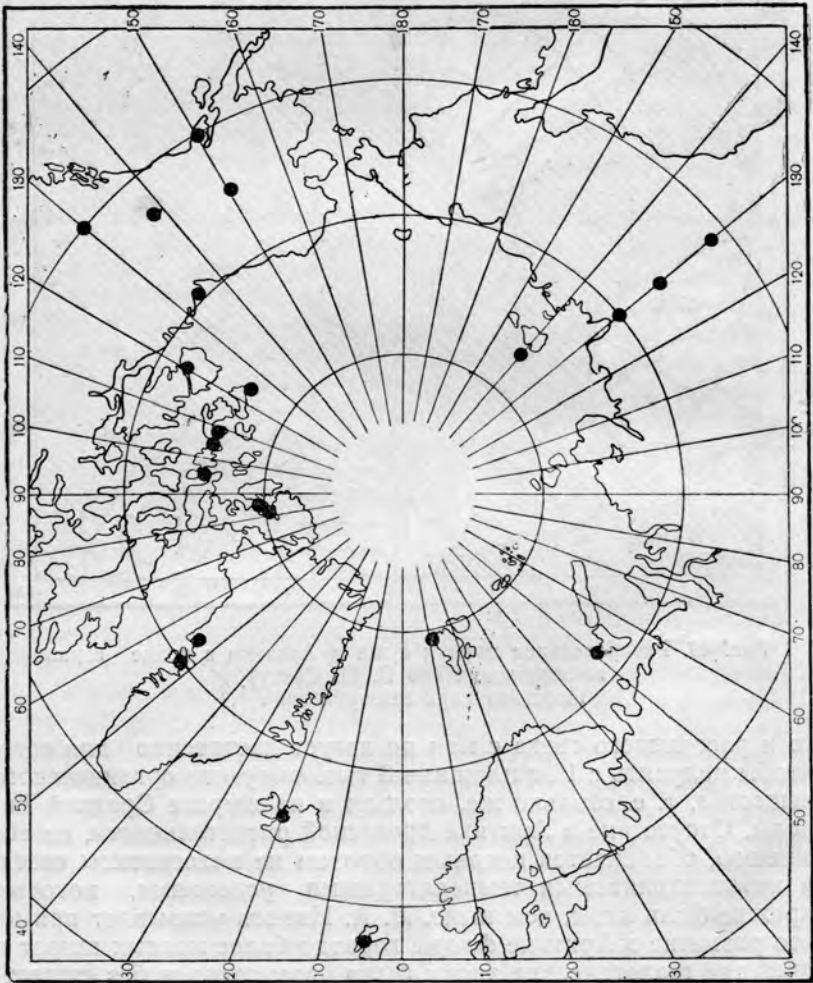


Рис. 49. Распределение моря и суши в Арктике в конце верхнеюрской эпохи (по В. Н. Саксу).
Площадь моря заштрихована

го и рассеянного света с мая по август достаточно для того, чтобы получить с 1 га площади 6 тыс. кг сухого органического вещества, т. е. столько же, сколько и на широте Средней Европы. Отсутствие в Арктике древесной растительности, по его мнению, объясняется главным образом не недостатком света, а неблагоприятными температурными условиями, которые прежде были иные, чем ныне. Л. А. Иванов указывает прямо, что развитие в Арктике флоры гораздо более южных широт в прежние геологические эпохи было возможно и без сущест-

Рис. 50. Ископаемые
лесные флоры Севера
(по Е. Берри).
Черные кружки — мес-
тонахождения ископае-
мых лесных флор



венного изменения солнечной радиации. Шварцбах считает, что леса третичного периода в Арктике не должны были испытывать светового голода. Он указывает на широко распространенную в Исландии практику разведения тропических растений, например бананов, которым света хватает, только тепло создается теперь искусственно в оранжереях.

В то время как в Арктике и в средних широтах Сибири господствовали и распространялись листопадные леса, в Западной Европе и на Украине еще произрастали леса тропического или субтропического типа. Здесь росли: фикус, вечнозеленые дубы, лавр, пальмы, мирт и т. п. Граница листопадной и вечнозеленой растительности в палеогене пересекала наш материк по диагонали: Южная Англия — Башкирия — Северный Казахстан (оз. Селекты), т. е. полоса вечнозеленого леса суживалась с удалением от Атлантического океана.

Положение линии данной границы и общий анализ условий, данный выше, позволяют принимать леса листопадного (тургайского) и вечнозеленого (полтавского) типов прежде всего как зональные и провинциальные одновременно. Первые больше тяготели к континентальной Сибири, а вторые — к Атлантике.

Распространение листопадных лесов знаменовало собой лишь одну из ступеней приближения лесных ландшафтов Евразии к их современному облику. На протяжении второй половины третичного периода произошло выделение из тургайского леса подзоны тайги, образующей северную подзону нашей лесной зоны.

Подзона тайги. А. Н. Криштофович, А. И. Толмачев и Б. А. Тихомиров считают, что тайга как зональное явление распространялась на равнинах Сибири, вероятно, с миоцена или даже только с плиоцена. В ряде пунктов Северо-Восточной Сибири и Дальнего Востока обнаружены древние (плиоценовые) или еще более древние хвойные, вероятно родичи современных представителей тайги этих мест. На Омлоке найдены сосна (*Pinus monticola*) и ель (*Picea Wolossowichii* Sukacz), на Камчатке и на р. Белой (приток р. Анадырь) — ель (*Picea ajanensis*, *P. anadyrensis*).

По речным долинам дольше, чем по водоразделам, удерживались представители лиственных лесов — клен и американский серый орех (*Juglans cinerea*), родственный грецкому ореху; его остатки найдены на Алдане и на Оби.

Итак, на равнинах Евразии тайга — это очень молодая подзона лесной зоны. Но в горах Южной Сибири тайга, несомненно, гораздо древнее. Это было указано еще более полвека назад С. И. Коржинским. Тайга спустилась на равнины с гор Приамурья, Прибайкалья, Саян и Алтая, где издав-

на, даже с юрского времени, произрастала темнохвойная тайга. Причиной ее распространения по равнинам явилось, без сомнения, общее похолодание климата в конце третичного периода.

Зона тундр. Постепенно готовятся условия и для образования тундровой зоны. Однако следы ее в конце третичного периода еще отсутствуют. Развитие тундровой флоры на равнинах происходит между третичным и четвертичным периодами, а может быть, и в течение только четвертичного периода; во всяком случае ископаемые остатки тундровых растений обнаружены исключительно в отложениях четвертичного времени.

Древнейшие остатки тундровой флоры относятся, по-видимому, к ранним оледенениям (Карпаты, по С. Шаферу).

Вероятнее всего, что тундровая растительность представляет собой крайнее звено коренного изменения верхнемеловой и третичной вечнозеленых флор. Это свойство — вечная зелень — сохранили до настоящего времени кустарнички тундры.

Тундровая растительность появилась сначала на севере Восточной Сибири, где располагалось древнее ядро — «Эоарктика» (по А. И. Толмачеву). Образование тундровой флоры происходило, по-видимому, первоначально не на равнине, а в горах Северо-Восточной Сибири, где общее похолодание ранее всего сделало дальнейшее произрастание леса невозможным.

Зоологи также считают Восточную Сибирь родиной арктической фауны, которая сложилась здесь, вероятно, к концу третичного периода (Н. Я. Кузнецов, 1938).

Дальнейшее развитие тундры происходило на равнинах Северо-Восточной Сибири, чему способствовало наличие в четвертичное время больших пространств, не покрытых льдом. Это сравнительно древнее ядро тундровой зоны в течение четвертичного периода образует две ветви — восточную и западную. Тундровая флора стала постепенно распространяться циркумполярно (зонально). В конце концов возникла новейшая ландшафтно-ботаническая — тундровая зона, самая молодая из всех ландшафтно-ботанических зон и географических зон Земли. Тундра особенно молода в секторах Арктики, которые в четвертичное время были покрыты ледниковыми покровами. Она имеет здесь только послеледниковый возраст, как например на севере Европейской части Советского Союза.

Ландшафты моховых бореальных болот. Моховые болота — характерный элемент лесной зоны и особенно подзоны тайги и тундровой зоны.

Болота на поверхности суши известны начиная с девона и ранее (псилофитовые болота), но они ничего общего с современными болотами не имеют и не могут считаться их предками. Предки современной болотной растительности несравненно моложе. Даже неогеновые болота еще мало подошли к современным. Это были лесные болота, а мхи — основные компоненты современной болотной флоры — играли тогда незначительную роль. Лесной покров третичных болот современных лесной и тундровой зон только к концу третичного периода был уничтожен похолоданием климата. Реликты лесных болот кое-где, правда, сохранились, но они теперь не пользуются значительным распространением — это субтропические болота с болотным кипарисом в юго-восточной части Северной Америки. Итак, безлесные травяные и моховые болота распространяются в начале четвертичного периода. С тех пор это основные типы болот умеренных широт.

Таким образом, растительность современных болот имеет сложную историю. Одни ее компоненты являются прирощенными (автохтонными) для болот, другие поселились на болотах после уничтожения лесного покрова, в поисках влажных условий местообитания (гидрофиты) или местообитаний, бедных минеральными веществами (олиготрофы). Многие из элементов современной болотной флоры имеют большую древность. Но в последнем случае они изменили свое положение в составе болотной флоры, вместе с коренным изменением климата, которое явилось причиной образования болот современного типа. Так, среди болотных растений болотный хвощ и тростник имеют древние теплолюбивые тропические корни; тростник — пришелец из Восточной Азии; морошка произошла из влажных умеренно теплых лесных областей. Это — вид, сохранивший ясные следы своего лесного прошлого и теплолюбия и еще не полностью приспособившийся к жизни на болотах в условиях прохладного или холодного климата.

Вечнозеленые кустарнички, характерные для болот, как например вересковые (подбел, багульник и т. д.), произошли от вечнозеленого подлеска тургайских листопадных лесов. Они были свойственны сначала мягким условиям климата. В процессе приспособления к современным условиям они значительно уменьшились в размерах.

Ряд растений спустился на болота с гор: пушица, некоторые ивы, карликовая береза. Последняя пришла с горных хребтов Восточной Азии.

Мхи, напротив, — давние жители болот, но игравшие прежде подчиненную роль. В ископаемом состоянии сфагнум известен уже с верхнего мела (о. Диско), а гипнум — с сере-

дины третичного периода, но только в начале четвертичного периода мхи получили возможность массового произрастания и «проявили на болотах лесной зоны свою дотоле подавленную мощь»³⁵.

Итак, в результате похолодания и аридизации климата, следы которых ощущаются всюду в растительном покрове умеренных и высоких широт начиная с первой половины третичного времени, возникали один за другим все новые и новые типы растительности и ландшафтные зоны.

Возраст основных геоботанических областей и зон Северной Евразии (палеоарктика). Е. М. Лавренко различает в Северной Евразии девять основных геоботанических областей (зон):

Арктическая тундровая.

Две луговые области — северотихоокеанская и североатлантическая.

Евразийская хвойно-лесная (подзона тайги).

Дальневосточная хвойно-широколиственная.

Европейская (сюда входит и Кавказ) широколиственная. Она разорвана на части.

Японско-Китайская субтропическая область вечнозеленых лесов.

Канарско-Средиземноморская субтропическая область вечнозеленых лесов.

Евразийская степная.

Азиатская пустынная.

Хотя растительный покров каждой из этих областей, конечно, развивался непрерывно, но современный облик каждой из них в основных чертах наметился в разное время.

Самая древняя в Северной Евразии — флора японско-китайской области. Она близка к палеогеновой (олигоценовой) флоре Европы. Флора канарско-средиземноморской области в канарской части — позднепалеогеновая, а в средиземноморской части — миоценовая и плиоценовая. Становление степей и пустынь относится большей частью к олигоцену — миоцену (см. выше).

Дальневосточная (тихоокеанская) область лесов в основном палеогеновая, а европейская — гораздо моложе — плиоценовая. Евразийская подзона тайги еще моложе, ее основные черты сложились в плиоцене и четвертичном периоде. Очень молоды луговые области. Но, как отмечает и Е. М. Лавренко, самой молодой

³⁵ И. Д. Богдановская-ГиенэФ. О происхождении флоры болотных болот Евразии. «Мат-лы по истории флоры и растительности СССР», 1946, вып. II, стр. 455.

является тундровая область (зона). Ее возникновение относится к четвертичному периоду (см. выше).

Из вышесказанного сделаем общий вывод: геоботанические области (зоны) тем моложе, чем севернее они находятся. В Арктике даже в четвертичном периоде произошло образование новой ландшафтной зоны. Географические условия тем изменчивее, чем выше географическая широта местности. Быстрота и диапазон изменений возрастали к северу.

Происхождение вертикальной растительной поясности. Вертикальная поясность—явление, столь же органически свойственное земной поверхности, как и горизонтальная зональность. В основе вертикальной поясности лежит повсеместное (в пределах тропосферы) понижение температуры с высотой. Воздух тропосферы нагревается снизу — от земной поверхности — инфракрасной отраженной частью солнечной радиации. Следовательно, падение температуры с высотой существовало на земной поверхности с тех пор, как климат Земли определялся воздействием солнечной радиации, т. е. с начала истории земной поверхности. С этого времени должна была существовать и вертикальная поясность, но при условии, что горы были достаточно высоки для этого.

Рассматривая вопрос о происхождении флоры покрытосемянных, мы уже видели, что эта флора возникла в различных высотных поясах гор юго-востока Азии, а затем образовала горизонтальные ботанико-географические зоны.

Явление вертикальной поясности особенно полно представлено в горах тропической зоны, где можно видеть всю гамму вертикальных растительных поясов — от тропического леса до альпийских лугов, которые, правда, отличаются от альпийских лугов гор умеренного пояса. Одно из первых и лучших описаний вертикальных ландшафтно-ботанических поясов гор о. Ява дал в первой половине прошлого века английский естествоиспытатель А. Уоллес: «При подъеме, мы на высоте около 900 м над уровнем моря встретили травы умеренной зоны; там растут земляника и фиалка, но первая лишена вкуса, а вторая имеет очень маленькие и бледные цветы... Примерно на высоте 1500 м я увидел хвощ, похожий на наши виды. На высоте 1800 м росла в большом количестве малина. Начиная с высоты в 2000 м кипарисы и лиственные деревья уменьшаются в размере и в большой степени покрываются мхами и лишайниками. Последние при дальнейшем подъеме все увеличиваются..., так что скалы и лавы, образующие склоны гор, сплошь окутаны моховым покровом...»³⁶.

³⁶ Е. В. Вульф. Историческая география растений. М., 1944, стр. 38.

На высоте примерно 2000 м европейские формы растений становятся очень многочисленными. Повсюду можно видеть жимолость, смородину и калину, а на высоте около 2700 м впервые появляется редкая и прекрасная примула.

А. Н. Краснов в несколько иных выражениях, чем А. Уоллес, но по существу так же, как и он, описывал вертикальную растительную поясность гор о. Ява. Альпийская флора яванских вершин содержит роды и семейства, которые мы встречаем у себя на Севере, даже в тундре: восковник, голубику, бруснику, морошку, землянику. Элементы тропического леса, как пишет Краснов, как бы собраны в формацию тундры³⁷. Особенно поразительным является нахождение на широте Явы высокогорной альпийской флоры, напоминающей тундровую арктическую флору. Их сходство наводит на мысль о влиянии сходных условий существования обеих флор на их внешний вид и на их смешение путем миграций.

Но необходимо иметь в виду, что отмеченное сходство не является тождеством. Вертикальные пояса в различных географических зонах имеют зональный отпечаток той зоны, в которой находится соответствующий горный район.

Итак, явление вертикальной ботанико-географической поясности очень древнее в целом, хотя современные ботанико-географические вертикальные пояса, даже в общих своих чертах, не могут быть, конечно, древнее тех гор, на которых они развиваются. Современный горный рельеф создан в значительной мере молодой тектоникой, т. е. движениями альпийской фазы орогенеза. Рост современных гор в большинстве случаев начался не ранее мелового — первой половины третичного времени. Это обстоятельство затрудняет изучение вертикальной поясности древнейших эпох.

В Средиземноморье вертикальная поясность растительности существовала во всяком случае с конца эоцена (Вульф). В миоцене — плиоцене на вершине вулкана Канталь (Центральный массив Франции) рос хвойный лес: сосна, ель, пихта; ниже — лиственный лес с опадающей листвой: тополь, вяз, ясень, грецкий орех и т. д. Еще ниже простирался покров вечнозеленого леса: лавр, лавровишня, вечнозеленые дубы и т. д. Растения верхних поясов вулкана Канталь не могли образоваться из пришельцев с севера; последние были бы не в состоянии «пробраться» сквозь пояс вечнозеленого леса у основания гор. Следовательно, эти пояса развивались автохтонно, «на месте», по мере образования самого горного рельефа и

³⁷ См. А. Н. Краснов. Из поездки на дальний восток Азии. Заметки о растительности Явы, Японии и Сахалина. «Землеведение», т. II, М., 1895, стр. 81.

еще задолго до резкого похолодания климата четвертичного времени.

Четко выражена вертикальная поясность в Родопских горах (высшая точка — 2925 м над ур. м.) — в Болгарии, где в эоцене установились следующие вертикальные растительные пояса:

пояс из дуба, земляничного дерева, маслины, кипариса, ливанского кедра;

пояс из дуба, клена, ясеня, граба;

пояс из ели, пихты, сосны, осины, ивы, березы, бука, рябины, клена;

альпийский рододендрон, брусника, голубика.

На Кавказе в верхнетретичное время располагались следующие растительные пояса (по В. П. Малееву):

альпийский и субальпийский;

темнохвойного леса;

дубового и букового леса;

в самом низу — средиземноморцы и реликты полтавской флоры.

В. П. Малеев отмечал, что некоторые элементы альпийской и субальпийской растительности Кавказа существовали уже и в верхнетретичное время. Она снизилась в результате четвертичного похолодания климата. Альпийский пояс расширился и пополнился пришельцами с севера и востока.

А. И. Толмачев подчеркивает, что высокогорная растительность формировалась по мере роста гор, путем видоизменения первоначальной растительности, не имевшей прежде резкого отпечатка вертикальной поясности. Вместе с тем высокогорная растительность имеет много местных особенностей, зависящих от местоположения различных горных районов в системе горизонтальных зон и провинций. Альпийская растительность — лишь одна из разновидностей высокогорной растительности. А. И. Толмачев выделяет следующие местные типы высокогорной растительности Евразии:

Альпийский ландшафт (Альпы, Кавказ, Алтай, Тянь-Шань, горы восточной окраины Центральной Азии и т. д.). Характерными растениями здесь являются мезофиты. Альпийская флора возникла из горной же мезофильной растительности лесного типа или же существовавшей в лесном окружении (осветленные леса, луга и т. д.).

Гольцовый (горнотундровый) ландшафт (горы Восточной Сибири), приспособленный к суровым малоснежным зимам. Заросли кустарников и кустарничков (ивы, кедровый стланец, рододендрон, вересковые, дриада и т. д.). Генетически гольцовая растительность связана с мезофильными лесами Северо-Восточной Азии.

Ландшафт нагорных ксерофитов Средней и Передней Азии, Армении, Балкан, Северной Африки. Колючие кустарники и полукустарники, жестколистные и густо опушенные травы, принадлежащие к различным семействам. Растительность возникла из древней высокогорной растительности нелесного или осветленного лесного типа³⁸.

Нагорные степи и высокогорные пустыни Азии. Ксерофитизованные травянистые многолетники: дерновинные злаки (например, ковыль), полыни, терескен и т. д. Растительность нагорных степей и пустынь возникла из степной растительности более низких пространств Центральной Азии, развивавшейся за счет лесной растительности с конца мелового периода. Можно предполагать, «что существование нагорных степей и пустынь относительно менее длительно, чем остальных высокогорных ландшафтных комплексов северного полушария»³⁹.

Четвертичное оледенение также оказало воздействие на формирование высокогорной растительности. Но это воздействие все же не надо переоценивать. Основные черты высокогорной растительности образовались во многих случаях раньше четвертичного похолодания. Похолодание четвертичного периода и понижение снеговой границы лишь способствовали миграции растений и сглаживанию местных особенностей высокогорных ландшафтов.

В. Б. Сочава считает, что альпийская флора возникла автохтонно, «на месте», в высоких горах, а совсем не за счет переселения в горы пришельцев из Арктики в ледниковом периоде. Альпийская флора гораздо древнее оледенения. Ядро ее сложилось в области сравнительно древних, еще мезозойских гор на востоке Азии и на западе Северной Америки, о чем мы писали выше. По словам В. Б. Сочавы (1944), «возникшие в меловой период огромные горные сооружения в Восточном Китае, Приморье и в Верхоянско-Колымском районе, а также мезозойские цепи северо-американских Кордильер представляли собой высокогорный ландшафт, в пределах которого выработка экологического и морфологического типа горнотундровых растений могла начаться в самом начале периода широкого распространения покрытосемянных на земном шаре». Беднее альпийская флора молодых гор, например Альп.

Автохтонное (горное) ядро альпийской флоры само дало многочисленных выходцев в Арктику. Современная арктиче-

³⁸ См. А. И. Толмачев. Основные пути формирования растительности высокогорных ландшафтов северного полушария. «Бот. журн.», 1948, № 2.

³⁹ Там же, стр. 173.

ская флора поэтому имеет смешанный видовой состав. Она содержит в себе элементы и «свои» и пришлые: арктоальпийские виды, сформировавшиеся в горах умеренных широт; арктические виды, связанные с арктотретичной флорой, произраставшей в Арктике и приспособившейся в новой обстановке; бореальные виды, проникшие в Арктику в теплое послеледниковое время.

Альпийская высокогорная флора Армении также древняя и доледниковая. Она возникла на месте задолго до начала ледникового периода четвертичного времени, за счет приспособления пришельцев из различных районов (Средиземноморья и т. д.) к местным горным условиям. Бореальные пришельцы времени оледенения играли незначительную роль. Точно так же и бореальные элементы лесов Кавказа (сосняки и сопровождающие их кустарнички, мхи и т. д.) не являются пришельцами с севера. Они возникли в горах еще до четвертичного оледенения. На это указывал еще в 1902 г. Д. И. Литвинов. Степная растительность Армении также доледниковая. Эволюция растительного покрова Армении «идет по пути возрастающей ксерофитизации»⁴⁰.

Итак, необходимо разграничивать альпийскую и арктическую (тундровую) флоры и растительность. Каждая из них имеет свое автохтонное самобытное ядро, но оно более древнее у альпийской флоры.

Смещение обеих флор — следствие миграций, которым способствовали: 1) протяженность горных хребтов, особенно меридиональных, и 2) общее понижение высоты растительных поясов гор — «прижимание» их к равнинам вследствие четвертичного похолодания климата. В результате этого альпийский пояс гор пополнился арктическими представителями, а арктическая (тундровая) зона возникла за счет автохтонных высокогорных видов и обогатилась впоследствии альпийскими растениями. Например, в Альпах насчитывается 30% видов, общих с Арктикой. Почти столько же общих с Арктикой видов содержит и флора Алтая.

Не только высокогорную альпийскую, но и горную лесную флору можно рассматривать как древний автохтонный элемент вертикальной поясности гор. А. И. Толмачев в специальном исследовании о происхождении темнохвойной тайги показал, что и темнохвойная тайга Сибири есть образование высотного пояса гор. Этот пояс елелеподобных древесных пород существовал еще до расцвета на равнинах широколиственных

⁴⁰ А. Л. Тахтаджян. К истории развития растительности Армении. «Тр. Бот. ин-та АН Арм. ССР», 1946. IV.

листопадных тургайских лесов. По мере деградации последних, под воздействием общего похолодания и за счет снижения элементов темнохвойной тайги образовалась (в плиоцене), теперь уже на равнинах севера Евразии, новая подзона тайги лесной зоны. Да и вообще флора покрытосемянных возникла, по-видимому, в горах Юго-Восточной Азии (см. выше).

Мы уже упоминали, что вертикальная растительная поясность развивалась по мере роста самих гор. Вполне возможно, что мы видим продолжение этого процесса, связанного с самыми молодыми тектоническими движениями. В. Б. Сочава предполагает, что новейшее поднятие Большого Кавказа вызывает отступление ксерофильной флоры и наступание мезофильной лесной флоры. На Северном Кавказе и в Закавказье всюду лесные формации надвигаются на степные. Бук энергично расселяется по Главному Кавказскому хребту, вытесняет дуб и покрывает приподнятые остатки пенеплена. Встречаются олуговелые степи из пестрой овсяницы. Причину этих изменений В. Б. Сочава видит в поднятии хребта и связанном с ним усилении влажности климата. По этой же причине за хребтами, по мере их роста, климат делается суше и во флоре, например, Армянского нагорья усиливается иранский ксерофитный элемент. Точно так же поднятие гор Дальнего Востока должно было изменить состав древней маньчжурской растительности, сделать ее более холодостойкой, усилить роль хвойных и т. д.⁴¹ Поднятие хребтов характерно для новейшего периода. Оно способствовало усилению мезофильного элемента гор, а в «тени» последних усиливался ксерофильный элемент.

История живого вещества биосферы и палеогеохимия. Химический состав различных групп растений и животных изучался А. П. Виноградовым. Этот состав имеет особенности, связанные с различием условий существования, т. е. с различием местных и, в частности, зональных условий. Химический элементарный состав организма является его видовым признаком. Еще в большей степени это относится не к отдельным организмам и не к отдельным видам, а к их совокупности, объединенной общностью условий происхождения и жизни, — к биоценозам и формациям. Так, растительность формации злаковых степей характеризуется повышенным содержанием кремния, и возможно, что возникновение ее связано с грубообломочными и песчаными грунтами и почвами. В огромных массах они накоплялись с началом альпийского орогенеза и ростом гор, когда развивалось великое остепнение равнин уме-

⁴¹ См. В. Б. Сочава. Новейшие вертикальные движения земной коры и растительный покров. «Землеведение», 1950, т. III.

ренной зоны. Формация разнотравья содержит в повышенном количестве кальций. Алюминий концентрируют на суше главным образом плауны, а они достигали мощного развития в палеозое, когда образовывали леса из лепидодендронов и сигиллярий. Каменные угли, образовавшиеся из этих растений, содержат повышенное количество глинозема (Al_2O_3).

Организмы — концентраторы тех или иных химических элементов, умирая, передают накопленные ими химические элементы почве, коре выветривания и, наконец, породе. При этом наблюдается не только специфическое отношение отдельных групп организмов к отдельным элементам, но и общая поступательная закономерность, основанная на том, что более архаичные и низкоорганизованные формы обладали более значительным геохимическим диапазоном (рис. 51). Они концентрировали в своем теле и передавали породе и такие

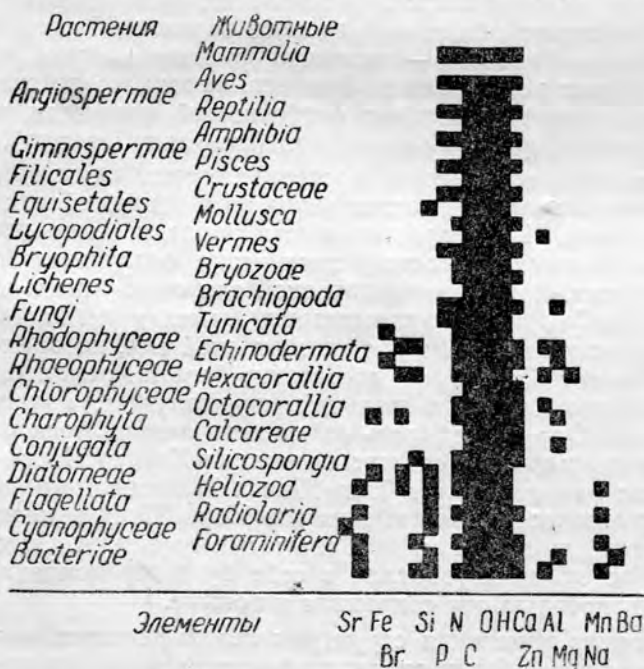


Рис. 51. Концентрация химических элементов различными группами растений и животных (по А. П. Виноградову).

Эволюция органического мира приводит к концентрации растениями и животными все более ограниченного числа элементов. Перестают концентрироваться алюминий, железо, марганец

элементы, которые впоследствии неспособны были перемещать их более высокоорганизованные и специализированные потомки. Это относится, например, к алюминию. Время наиболее интенсивной его миграции заканчивается в карбоне вместе с исчезновением с лица Земли лесов из гигантских плаунов. Мы уже высказывали предположение, что не в этом ли заключается одна из причин былого распространения в высоких широтах красноземной коры выветривания (см. главу четвертую)?

Итак, былая повышенная подвижность некоторых элементов земной коры имела, возможно, биогеохимическую, а не прямую климатическую обусловленность. Это должно учитываться в качестве ограничительного соображения при реконструкциях древних, так называемых теплового и влажного климатов высоких широт. В основе же палеобиохимического процесса лежит общее направление развития органического мира и в особенности — развитие растительности; конечно, этот процесс тоже должен был испытывать воздействие зональных и провинциальных особенностей местности, которые никогда не стирались совершенно (см. главу шестую).

Примером воздействия последних может служить биогеохимический анализ происхождения тьянь-шаньской ели (*Picea schrenkiana*). М. А. Глазковская установила, что тьянь-шаньская ель по химическому составу хвои резко отличается от европейской ели. В хвое тьянь-шаньской ели очень много кальция (40—49% СаО) и мало кремнезема. А между тем кальций может выноситься из тканей тьянь-шаньской ели, которая теперь произрастает в поясе гор, достаточно богатом осадками. Значит свойство накапливать кальций, по-видимому, является реликтовым. Оно сохранилось со времени ледникового периода. Тогда тьянь-шаньская ель произрастала в Китае (в Нань-Шане) и еще не мигрировала в Тянь-Шань. В ледниковые периоды она вытеснялась ледниками из гор Нань-Шаня в межгорные котловины, высланные карбонатными грунтами. Здесь тьянь-шаньская ель и выработала в себе функцию концентратора кальция, которую она сохранила и поныне.

Причины изменения структуры географических зон. Как мы могли уже убедиться, географические зоны выражены на поверхности Земли хорошо, во всяком случае, с каменноугольного периода. При этом развитие отдельных зон — умеренных, аридных, экваториально-тропической — можно проследить от периода к периоду, несмотря, конечно, на глубокие изменения биологических компонентов любой географической зоны. Некоторые черты древних географических зон, например произрастание лесов в Арктике, несомненно требуют при-

влечения внешних условий для своего объяснения. Эти объяснения можно разделить на три группы:

Гипотеза горизонтального перемещения материков. После серьезных критических замечаний, высказанных в ее адрес, в последнее время она почти не выдвигается вновь, хотя обстоятельная геофизическая проверка гипотезы желательна.

Гипотеза перемещения полюсов. В последние годы у нас разрабатывалась Л. Б. Рухиным. Другие исследователи указывают, что отклонения древней зональности от современной можно объяснить, считая положение полюсов более или менее постоянным. К этому выводу в последнее время пришел В. Н. Сакс, проанализировавший природные изменения в Арктике на протяжении мезозоя и кайнозоя. Ю. М. Шейнманн реконструировал положение аридной зоны Восточной Азии и пришел к тому же выводу. Он нанес на карту положение осей аридной зоны более чем для десяти отдельных геологических отрезков времени (рис. 52). Отклоне-

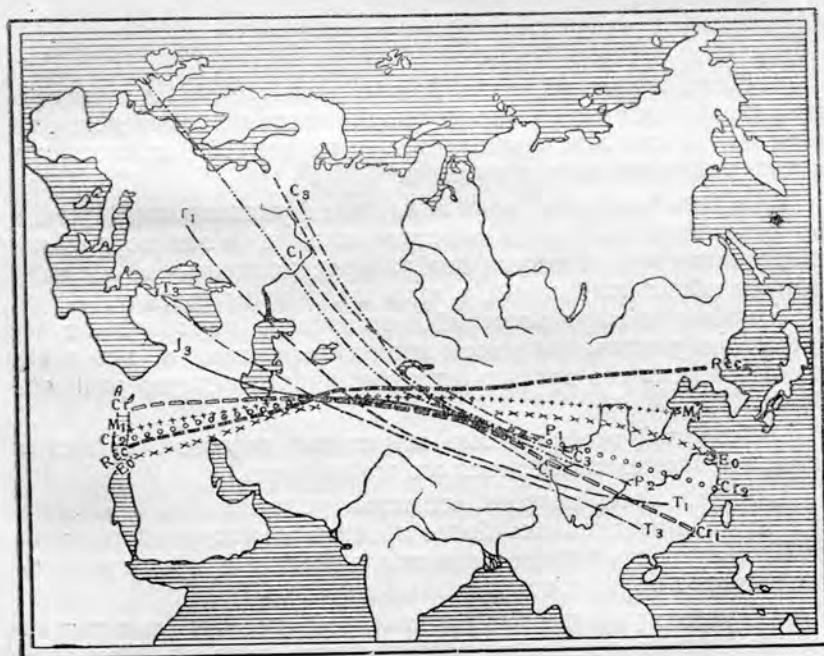


Рис. 52. Средние линии аридных зон Евразии. Изменение направлений осей аридных зон от северо-западного в карбоне и перми к широтному в более поздние геологические периоды (по Ю. М. Шейнманну)

ния оказались не столь большими. Ю. М. Шейнманн считает возможным объяснить их изменениями очертаний материков и их орографии. Но остаточный магнетизм свидетельствует, по-видимому, об известной подвижности полюсов.

Гипотеза изменения очертаний материков и орографии. Она остается главной. Нам представляется, что данная гипотеза в состоянии объяснить многие палеогеографические «парадоксы», во всяком случае начиная от позднего палеозоя и до настоящего времени. Эта гипотеза объясняет, в частности, трехкратное расширение аридной зоны северного полушария; в пермском периоде, в верхнем мелу и в неогене — плейстоцене, а также разветвление географических зон в палеогене — неогене и в четвертичном периоде.

Гипотеза развития живого вещества биосферы. О ней говорилось в связи с развитием современных географических зон и ролью живого вещества, как биохимического аккумулятора.

Выводы

1. Итак, живое вещество Земли, а вместе с ним и биосфера возникли только на определенном этапе исторического развития мертвого или косного вещества земной поверхности, после стадии первичных пустынь.
2. Жизнь возникла, по-видимому, на увлажненной суше, в верхней части слоя коры выветривания, и в экваториально-тропическом поясе, откуда она распространилась в высокие широты обоих полушарий, в горы и в пучины океанов.
3. Развитие мира растений и животных выразилось в непрерывном увеличении массы живого вещества, в возрастании сложности его организации и его качественного разнообразия.
4. Основной особенностью структуры живого вещества земной поверхности является его зональность.
5. Зональность живого вещества усложнялась в орогенные эпохи и становилась более простой в межорогенные эпохи. Изменчивость живого вещества и вообще природы в высоких широтах больше, чем в низких широтах.
6. Процесс усложнения современной системы зон связан прежде всего с развитием растительного покрова. Наиболее крупными событиями явились распространение начиная с верхнего мела травянистых и кустарниковых форм растений, расчленение зоны лесов умеренного климата на подзоны, появление тундровой зоны.

7. Вертикальная поясность растительного и животного мира также существует непрерывно с начала распространения растений и животных. Она представляет собой такую же коренную особенность природы во все геологические эпохи, как и горизонтальная зональность.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. «Уч. зап. Казанск. ун-та», 1948, т. 108, кн. 3, вып. 7; 1950, т. 110, кн. 6, вып. 8; 1954, т. 114, кн. 4.
- Белов И. А. и Лапина Н. Н. Донные отложения центральной части Северного Ледовитого океана. «Тр. НИИГА», 1958, т. 85, вып. 9.
- Берг Л. С. Жизнь и почвообразование на докембрийских материках. «Природа», 1944, № 2.
- Берг Л. С. Соображения о происхождении наземной, пресноводной и морской флоры и фауны. «Бюл. МОИП», отд. биол., 1947, т. LII, вып. 5.
- Богдановская-Гиенэф И. Д. О происхождении флоры борельных болот Евразии. «Мат-лы по истории флоры и растительности СССР», 1946, т. II.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 11.
- Вернадский В. И. Биосфера. Л., 1926.
- Вильямс В. Р. Почвоведение (глава о первичном почвообразовательном процессе). Сельхозгиз, М., 1949.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов и периодическая система Д. И. Менделеева. «Тр. Биогеохим. лаб.», 1935, т. III.
- «Возникновение жизни на Земле». Сб. докл. на Междунар. совещ. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Вульф Е. В. Историческая география растений. История флор земного шара. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1944.
- Герасимов И. П. Происхождение природы современных географических зон на территории СССР. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1951, № 2.
- Глазовская М. А. О биологическом поглощении минеральных элементов и возможностях использования растений для мелиорации почв. Сб. «Вопр. географии», 1953, № 33.
- Голенкин М. И. Победители в борьбе за существование. Исследование причин и условий завоевания Земли покрытосемянными растениями в середине мелового периода. М., 1927.
- Давиташвили Л. Ш. Дарвинизм и проблема накопления горючих ископаемых. Тбилиси, 1943.
- Давиташвили Л. Ш. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948.
- Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии, изд. 2. М.—Л., 1949.
- Ефремов И. А. Предварительные результаты работ I Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР, 1946. «Тр. Монг. комиссии АН СССР», 1949, вып. 38.
- Зенкевич Л. А. Некоторые проблемы биогеографии моря как части общей географии. Сб. «Вопр. географии», 1951, № 24.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 1. 2. Изд-во «Сов. наука», М., 1947—1951.

Иванов Л. А. Свет и влага в жизни наших древесных пород. «Тимирязевское чтение», V. М., 1946.

Ильин М. М. Филогенез покрытосемянных с позиций мичуринской биологии. «Бот. журн.», 1953, т. XXXVIII, № 1.

Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. В кн.: «Мат-лы по истории флоры и растительности СССР», 1946, вып. II.

Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода. Сб. «Вопр. геологии Азии», 1955, т. II.

Криштофович А. Н. и др. Оligоценовая флора горы Ашутас в Казахстане. М.—Л., 1956.

Криштофович А. Н. Палеоботаника, изд. 4. Л., 1957.

Кузнецов Н. Я. Арктическая фауна Евразии и ее происхождение (преимущественно на основе материала по чешуекрылым). «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», 1938, вып. V.

Лавренко Е. М. О фитогеосфере. Сб. «Вопр. географии», 1949, № 15.

Лавренко Е. М. Возраст ботанических областей внетропической Евразии. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1951, № 2.

Марков К. К. и др. Взаимоотношения леса и степи в историческом освещении. Сб. «Вопр. географии», 1950, № 23.

Опарин А. И. Возникновение жизни на Земле, изд. 3. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Опарин А. И. и Фесенков В. Г. Жизнь во Вселенной. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Полынов Б. Б. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. «Почвоведение», 1948, № 10.

«Происхождение жизни на Земле». Альбом наглядных пособий. М., 1947.

Рухин Л. Б. Климаты прошлого и биоистратиграфия. Сб. «Вопр. палеобиогеографии и биоистратиграфии». Л., 1957.

Сакс В. Н. Некоторые соображения о геологической истории Арктики. Сб. «Проблемы Севера», 1958, вып. I.

Сочава В. Б. О происхождении флоры северных полярных стран. «Природа», 1944, № 4.

Тахтаджян А. Л. Морфологическая эволюция покрытосемянных. М., 1948.

Тахтаджян А. Л. К вопросу о происхождении умеренной флоры Евразии. «Бот. журн.», 1957, т. XLII, № 11.

Толмачев А. И. К вопросу о происхождении тайги как зонального растительного ландшафта. «Сов. бот.», 1943, № 4.

Толмачев А. И. Об условиях существования третичных флор Арктики. «Бот. журн.», 1944, т. XXIX, № 1.

Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1954.

Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезокайнозойские климатические зоны Восточной Азии. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1954, т. XXIX, № 6.

Ярмоленко А. В. К вопросу о разрыве между данными палеоботанической летописи и составом современной флоры. «Сов. бот.», 1941, № 5—6.

РАЗВИТИЕ ПРИРОДЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ — АНТРОПОГЕНЕ

Развитие природы поверхности Земли в течение новейшего геологического периода — четвертичного, или антропогена, для географов представляет особенно большой интерес. Причиной этому являются: 1) близость событий четвертичного периода к современности и 2) большие изменения природной обстановки, имевшие место за этот геологически короткий промежуток времени, продолжительностью всего около 1 млн. лет. Вследствие этого целесообразно уделить четвертичному периоду специальное внимание, и эта глава может рассматриваться в качестве дополнения к предшествующим главам. Она является также своего рода введением к последующей части — «Палеогеографии четвертичного периода».

В четвертичном периоде — антропогене — природа всей поверхности Земли испытала значительные изменения. Эти изменения, хотя и имели много своеобразного, продолжили направленные изменения, протекавшие в третичном периоде. Изменения природы были также ритмическими. Усилились и местные контрасты природных условий.

Таким образом, важнейшие изменения природы в четвертичном периоде можно выразить следующими словами: повсеместность, направленность, ритмичность, местная индивидуальность.

Повсеместность изменений. Повсеместны были прежде всего следующие изменения.

Неотектоника. В неогене и четвертичном периоде происходили огромные по амплитуде поднятия и опускания земной поверхности, вызванные молодыми, так называемыми неотектоническими движениями земной коры. Амплитуда между поднятиями гор и погружениями впадин в четвертичном периоде достигала нескольких километров. Оценивают ее цифрой до 10 км. Особенно значительным в Евразии было поднятие гор Центрально-Азиатского пояса, включая Памир

и Тянь-Шань. Поскольку это явление было на материках повсеместным, средняя высота суши за четвертичный период увеличилась, по оценке Вольдштедта, от 300 до 800 м по отношению к современному уровню океана. Сам уровень океана понизился. Емкость океанических впадин увеличивалась. С этим процессом Ф. Цейнер (1945) связывает ступенчатое расположение средиземноморских террас. Эти террасы (сицилийская, милаццкая, тирренская, монастырская) располагаются все ниже, по мере перехода от более древних к более молодым уровням, что свидетельствует о понижении уровня Мирового океана вследствие понижения его дна. Большие опускания испытывали и пространства суши. Благодаря им мощность четвертичных отложений, главным образом в предгорных прогибах, достигает нескольких тысяч метров. Дно Охотского моря погрузилось на 1000 м, а дно Черного моря — на 2000 м, мелководные впадины превратились в глубоководные. В значительной мере за этот же отрезок времени образовались пучины оз. Байкал. С переходом от плиоцена к четвертичному периоду море покрывает большие пространства шельфа Северной Европы и Сибири; расширяется Северное море, острова Великобритании отделяются от Европы проливом, образуется Балтийское море, Черноморский бассейн соединяется со Средиземноморским. Образуется Берингов пролив, а впадины Берингова, Охотского и Японского морей углубляются.

Перечисленные изменения, вызванные тектоническими движениями, должны были оказать глубокое влияние на гидросферу, климат, органический мир Земли в четвертичном периоде. Общее поднятие суши вызвало похолодание в высоких и средних географических широтах Земли. Поступление атлантических вод в Ледовитый океан в начале четвертичного периода могло протекать более свободно, чем в плиоцене, а затем неоднократно прерывалось. Понижение уровня Мирового океана вызвано тектоническими — геократическими — причинами. Уровень океана колебался также благодаря прибыли или убыли поступления вод суши в связи с таянием или накоплением льдов суши (см. главу пятую).

Повсеместным в высоких и средних широтах Земли было похолодание климата, возникшее благодаря общему возрастанию высоты суши, а по сравнению с миоценом—олигоценом— и ее площади. Другие причины (см. главу шестую), вероятно, усиливали повсеместное похолодание, в особенности летом: уменьшение солнечной активности, уменьшение угла наклона между осью Земли и вертикалью к земной орбите. Этих причин было вполне достаточно, чтобы вызвать первоначальное, еще не очень значительное похолодание климата и оледенение.

Похолодание во много раз и неоднократно было затем усилено охлаждающим воздействием самих ледниковых покровов, распространившихся на $\frac{1}{4}$ (против современной $\frac{1}{10}$) поверхности суши (рис. 53). Если учесть не только площадь ледниковых

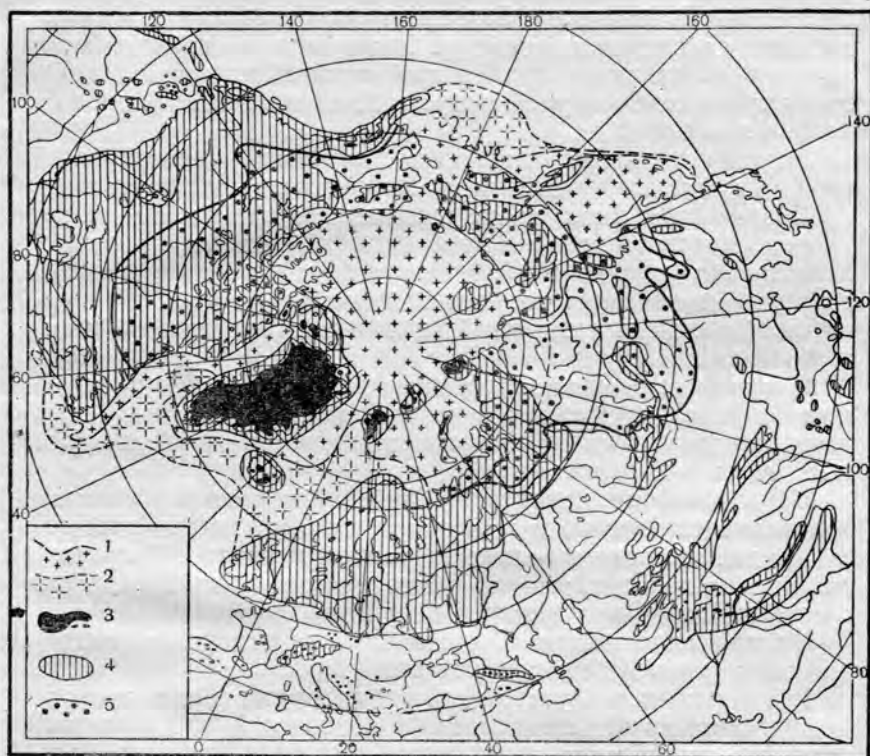


Рис. 53. Ледяная зона (область) северного полушария в четвертичном периоде:

- 1 — область плавучих льдов (современная); 2 — область плавучих льдов (четвертичного времени); 3 — область современного оледенения; 4 — область максимального оледенения; 5 — область распространения мерзлоты

материковых покровов, но и площадь льдов мерзлой толщи земной коры и площадь морских льдов, то мы получим площадь древнего оледенения. Эта площадь в настоящее время достигает 60 млн. км². В четвертичном периоде за счет одного только роста площади льдов суши (на 25 млн. км²) она должна была превышать 80 млн. км², а в целом достигала, вероятно, 100 млн. км², или 20% всей поверхности Земли, т. е. 70% площади всей суши.

Значение этих цифр невозможно не оценить. Изменение поверхности суши и морей, как мы уже видели, было главной причиной изменений других компонентов природы земной поверхности уже в третичном периоде. Но с четвертичным периодом связано появление в планетарном масштабе третьей — ледяной поверхности. Возникает и увеличивается ее воздействие на климат и биосферу. Оно связано с особыми физическими свойствами льда: большой скрытой теплотой плавления, низкой температурой и огромной отражательной способностью поверхности.

Поэтому с полным основанием новейший геологический период можно также называть ледниковым периодом.

Повсеместны были также изменения органического мира, уже рассмотренные выше в главе седьмой. Величайшим из них явилось образование в плейстоцене двух новых географических зон в каждом из полушарий Земли: тундровой (субарктической и субантарктической) и ледяной (арктической и антарктической).

В перечисленных событиях нашла свое главное выражение повсеместность природных изменений поверхности Земли: они распространились на все широты поверхности Земли и на все ее долготы.

Направленность изменений. Глубокий характер изменений природы в четвертичном периоде отнюдь еще не означает того, что эти изменения носили внезапный характер. Напротив, необходимо подчеркнуть, что в них продолжились изменения, происходившие еще в третичном периоде.

Направленными были изменения отдельных компонентов природы земной поверхности:

1. Интенсивность тектонических процессов была продолжением возросшей тектонической активности, характерной для всего альпийского тектогенеза, который вызвал увеличение высоты и площади суши и понижение уровня океана.

2. Изменение климата высоких и средних широт в сторону похолодания прогрессировало, во всяком случае начиная с олигоцена. Происходило вычленение новых климатических зон, увеличение их численности и обострение межзональных климатических контрастов. Появление и разрастание ледниковых покровов на суше и на морях также явилось в дальнейшем причиной общего процесса охлаждения.

3. Органический мир и вся природа земной поверхности в целом изменялись в том направлении, которое унаследовано еще от третичного периода. Изменения заключались, как мы видели, в конечном счете в вычленении новых ботанико-географических, зоогеографических, а в целом — географических зон (тундровой, ледяной) — в обоих полушариях. Так, напри-

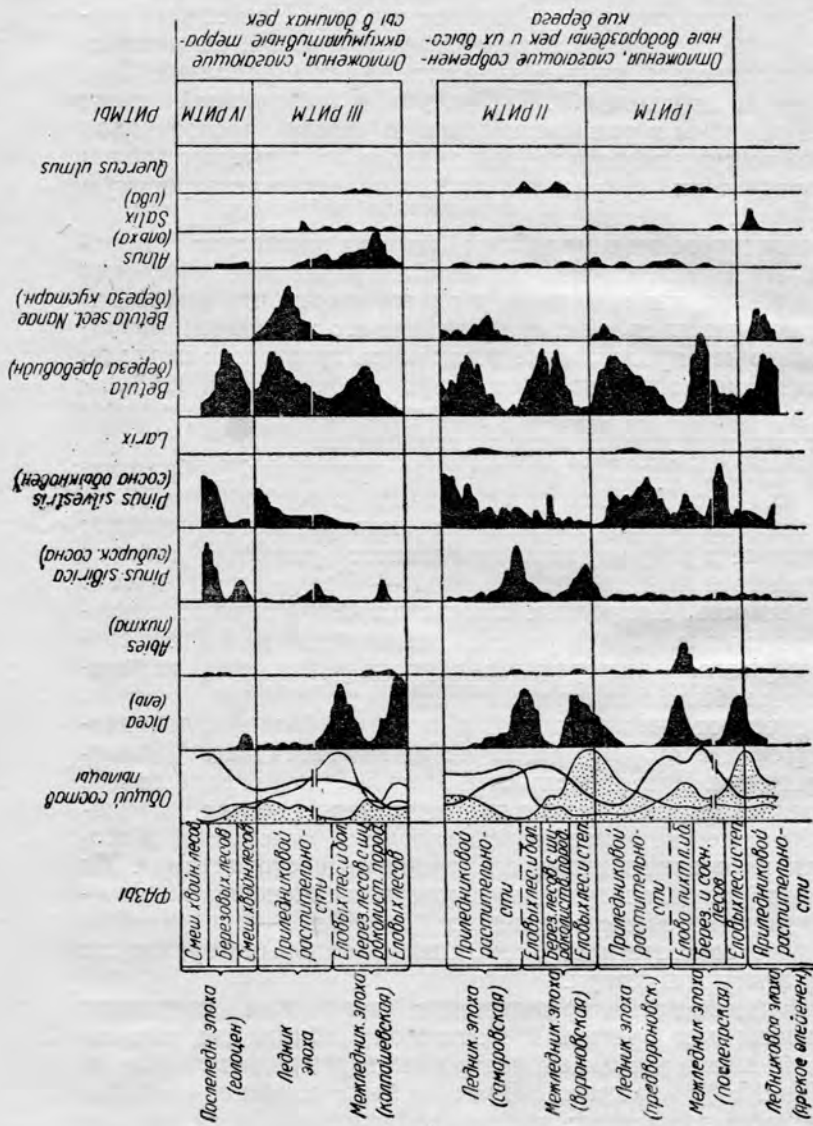
мер, закономерно изменялся животный мир. Южные и главным образом лесные формы вытеснялись формами, приспособленными к жизни в степи и в холодном климате (южный слон — слон трогонтерий — мамонт и т. д.). Постепенно третичная флора вытеснялась четвертичной флорой, сохраняясь в составе последней лишь в виде отдельных вкраплений. Так, например, по подсчетам В. П. Гричука, в центральной части Русской равнины в раннечетвертичную эпоху произрастало еще 14⁰/₆ по существу третичных видов, в среднечетвертичную эпоху процент их сократился до 9, а в верхнечетвертичную эпоху — до 1.

Из сказанного ни в малейшей степени не следует делать вывода, что в четвертичном периоде направленные изменения природы не создали существенно ничего нового, что четвертичный период лишен своей специфики, что его можно рассматривать только как продолжение и как часть третичного периода. Напротив, именно направленный характер изменений природы привел к накоплению больших различий между четвертичным и более ранними геологическими периодами.

Из многих событий главными надо признать: 1) образование новых географических зон, в особенности — ледяных зон — великого оледенения четвертичного периода; 2) появление в результате направленного развития высшей группы животного мира нового рода — *Ното* — человека.

Ритмичность. Природные изменения четвертичного периода ритмичны. Такой резкой ритмичности не было в третичном периоде. В четвертичном периоде ритмичность изменений природы была больше в высоких географических широтах. С удалением от высоких широт к югу и от больших ледниковых покровов в сторону ритмические изменения становились менее резкими. Для окрестностей Москвы, как и вообще для всей Средней Европы, резкие ритмические изменения установлены во множестве разрезов четвертичных отложений, в особенности на основе данных спорово-пыльцевого анализа. Их можно отобразить следующим образом: ледяная зона — зона широколиственных лесов — ледяная зона, что соответствует смещению зональных границ на 2500 км к югу и к северу.

В последнее время ритмические природные изменения установлены для Средней и Восточной Сибири, где, как известно, больших площадей льдов в четвертичном периоде не было (рис. 54). И хотя такие ритмы были выражены в Сибири отчетливо, природные изменения ограничиваются внутризональным масштабом. Они заключаются в неоднократных сменах темнохвойной и светлохвойной тайги, входящих в состав одной и той же лесной зоны. В Западной Сибири, ко-



— 1 — 2 — 3

Рис. 54. Обобщенная спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений юго-западной части Красноярского края и Томского Приобья (по М. П. Гричук):
1 — пыльца древесных растений; 2 — пыльца травянистых растений и кустарников; 3 — споры

торая покрывалась ледниковым покровом, ритмические изменения природы были крупнее, чем в Восточной и Средней Сибири, но меньше, чем в Европе. Их можно отобразить следующим образом: ледяная зона — зона (подзона) тайги — ледяная зона.

Таким образом, в ледниковой области амплитуда ритмов природных изменений была особенно велика. «Трансгрессии» и «регрессии» льда, широколиственного леса, тайги холодных остепненных пространств повторно сменяли друг друга.

Так обстояло дело с ритмами природных изменений на различных расстояниях от ледниковых покровов, происходивших в связи с влиянием ледниковых покровов в пределах современной полярной и умеренной зон северного полушария.

Ритмические изменения природы охватывали и более южные широты. Особенно много интереса вызывали ритмы, охватившие современные субтропическую и тропическую зоны северного полушария, ритмы плювиальных — ксеротермических периодов. Смену влажных и сухих периодов в этих, теперь засушливых, зонах можно представить в виде следующей схемы: умеренная зона — субтропическая зона — умеренная зона, что соответствует смещению зональных границ на величину порядка 1500—2000 км, меньше, чем в древнеледниковой области северного полушария (Европа).

В экваториальной Африке установили колебания уровня озер, отражающие ритмы природных изменений и для экваториальной зоны. Можно предположить, что амплитуда этих ритмов еще менее значительна, чем в тропических, а тем более в умеренных зонах Земли.

Причина ритмичности природных изменений четвертичного времени не может считаться установленной, но число возможных предположений сведено до минимума, что представляет собой уже несомненный успех науки. Собственно говоря, возможны две гипотезы или сочетание их обеих: ритмы самой солнечной активности и ритмические изменения приходящей солнечной радиации, обусловленные астрономическими причинами (см. главу шестую). Однако и в первом и во втором случаях следует считать, что первичная природа ритмов была во много раз усилена воздействиями дополнительного охлаждения поверхности Земли ледниковыми покровами. Понижения температуры, которые первоначально выражались единицами градусов Цельсия, в конечном результате выражались десятками градусов. Поэтому ритмы изменений природы так велики в четвертичном периоде. Исключительно большими они были в области древних оледенений и в перигляциальном кольце последних, к которому следует отнести

Средиземноморье и Северную Африку с их плювиально-ксеротермическими волнами. Немудрено, что именно для этих областей созданы наиболее развернутые и правильные стратиграфо-хронологические схемы и что в основу этих схем положена идея чередования ледниковых и межледниковых эпох — множественности оледенений. Можно спорить о том, сколько было ледниковых эпох в Европе, но множественность их является установленным фактом.

Для Европейской части СССР большое распространение имеет сравнительно простая полигляциальная схема не менее четырех ледниковых эпох: окской (лихвинской), днепровской, московской и валдайской. По-видимому, надо выделить и еще одну, наиболее древнюю ледниковую эпоху.

Начало резких ритмических изменений природы надо рассматривать и как начало четвертичного периода. Нижняя граница последнего, по-видимому, должна быть понижена, но лишь настолько, насколько эта граница отвечает началу ледниковых и межледниковых ритмов. Первая попытка такого рода была сделана в 30-х годах нашего века германскими исследователями — Эберлом и другими. Они обнаружили ледниковые ритмы раньше времени гюнцского оледенения Альп. Согласно их предположениям, возраст четвертичного периода исчисляется не в 620 тыс. лет, а в 1 млн. лет.

Не будь этих ритмов, переход плиоцена к четвертичному периоду имел бы постепенный характер, отчетливой границы между двумя периодами не было бы.

Индивидуальность развития природы отдельных территорий. Этот принцип в общем виде очевиден. Он не может вызвать сомнений или возражений, а поэтому и не требует обоснований. Само собой разумеется, что природные изменения протекали не везде одинаково; например в Европе широколиственные леса сменялись льдами, а в Средней Сибири, где в тех же самых географических широтах льдов на поверхности не было, леса произрастали непрерывно и лишь изменялись по составу. Точно так же этот процесс протекал различно, например, в Европе, с одной стороны, и в Северной Африке — с другой. Но, конечно, если бы под индивидуальным развитием природы отдельных территорий понималась бы специфика развития только в таком общем виде, она не вызвала бы споров и не требовала бы доказательств с принципиальной точки зрения.

Однако под индивидуальным развитием природы отдельных территорий в четвертичном периоде подразумевается и более точная постановка вопроса. Она имеет в виду особенности развития самих древнеледниковых районов: леднико-

вых щитов, ледниковых покровов и т. д. Два крупных ледниковых образования обнаруживают черты индивидуального развития. Прежде всего их размеры изменяются неодинаково (различная стабильность оледенения) или даже разнонаправленно (метахронность, или разновременность максимумов оледенений).

В настоящее время учение о льдах характеризуется следующими особенностями: ледниковедение стремится стать ледоведением, т. е. учением не только о ледниках, но и о всех формах природных льдов. Главные формы последних — две: снежные (рекристаллизационные) льды образуют основные массы над поверхностных льдов — ледниковые покровы и т. д.; водные материковые (конжеляционные) льды образуют в области мерзлоты под поверхностные включения «почвенного» льда вследствие замерзания воды в верхних горизонтах земной коры, охлажденных ниже нуля градусов. Первый тип льдов характерен для районов с холодным морским климатом (Северная Атлантика), второй тип льдов распространен в районах с холодным континентальным климатом (Сибирь, Канада). Таким образом, криосфера (зона холода) Земли диссимметрична¹ (П. А. Шумский). В ней образуются, в первом случае, льды наземные, а во втором случае — льды подземные. Оба типа природных льдов антагонистичны. Если представить себе, что ледниковый покров достаточной мощности распространялся на область вечной мерзлоты с подчиненными ей льдами, то она может деградировать, так как температура верхних горизонтов земной коры, защищенной покровом льда от атмосферного холода, повысится. Это является одним из возможных типовых случаев разнонаправленного развития природных льдов.

Кроме того, в настоящее время стало известно, что не только льды — тела холодные, но и что степень холода их различна. Льды Антарктиды охлаждены ниже -50°C , льды центральных районов Гренландии — до -28°C , льды Баффиновой Земли — ниже -10°C , в то время как льды Скандинавии, Исландии, Альп и т. д. имеют постоянную температуру в 0°C , т. е. находятся на пределе таяния. Холодные ледниковые области охлаждают над собой воздух и создают ледниковые максимумы давления. Последние затрудняют доступ к леднику более теплого и богатого влагой воздуха с окружающих водных пространств, что ухудшает питание ледников и мешает их росту. Представим себе, что по причинам

¹ Как и вообще диссимметричны верхние оболочки Земли (по В. И. Вернадскому, см. главу третью).

внешнего характера (усиление солнечной активности и т. д.) температура воздуха повысилась как над очень холодным ледниковым покровом, так и над «теплым» ледниковым покровом. Произойдут разнонаправленные изменения этих ледниковых покровов. Очень холодный ледниковый покров не пострадает от повышения его температуры, скажем на несколько градусов, но много выиграет от этого. Благодаря ослаблению ледникового антициклона и улучшению питания он будет увеличиваться в размерах. Второй же, «теплый» ледниковый покров, не обладавший никаким запасом холода и не испытывавший недостатка в питании атмосферными осадками, будет сокращаться. Первое явление характерно для холодных континентальных, а второе — для холодных морских районов суши. О разнонаправленном, или индивидуальном, характере развития больших ледниковых покровов, древних и современных, по существу пишут многие исследователи, занимавшиеся историей оледенения Евразии, Северной Америки и Антарктиды. Однако они редко придают своим выводам значение общей закономерности, которое эти выводы в действительности имеют.

Не вдаваясь в детали этого процесса, мы дополним вышесказанное одним замечанием: разнонаправленный характер развития различных типов природных льдов и даже отдельных скоплений льдов одного и того же типа (ледниковые покровы) должен был вызвать также и разнонаправленный характер изменений природы различных перигляциальных областей, поскольку климатическое воздействие ледниковых покровов распространялось далеко за пределы последних.

Таковы четыре главные закономерности развития природы земной поверхности в четвертичном периоде.

Мы ограничимся этими замечаниями и рекомендуем **лицам**, интересующимся подробностями, курс палеогеографии четвертичного периода и специальную литературу.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1955, № 1.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.

Лазуков Г. И. Основные этапы развития флоры, фауны и человека в четвертичном периоде. «Мат-лы по палеогеографии четвертичного периода». Изд-во МГУ, 1954.

Марков К. К. Новейший геологический период — антропоген. География территории СССР в четвертичном периоде — антропогене (основные положения). В кн.: «Очерки по географии четвертичного периода». Географиз, М., 1955.

Флеров К. К., Трофимов Б. А., Яновская Н. М. История фауны млекопитающих в четвертичном периоде. «Мат-лы по палеогеографии четвертичного периода». Изд-во МГУ, 1955.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Flint R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York — London, 1957.

Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Bd. I. (2-e Aufl.). Stuttgart, 1954.

Z Bańan Czwartorzedu («Исследование четвертичных образований»). Institut Geologiczny. Biuletyn 70, Warszawa, 1955. (Сб. статей-обзоров о состоянии изученности четвертичного периода в различных странах, в особенности в Польше. Рез. на русск. яз.)

Zeuner F. The Pleistocene period. Its climate, chronology and faunal successions. London, 1945.

Zeuner F. Dating the past An. Introduction to Geochronology, 3-ed. London, 1952.

З а к л ю ч е н и е

Итак, мы выяснили, что история Земли неповторима.

(Л. С. Берг. О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород. «Уч. зап. Ленингр. ун-та», 1952, № 152, стр. 25)

Наша задача заключалась в том, чтобы проследить неповторимые или направленные изменения, т. е. развитие природы земной поверхности. В этом ведь и заключается главная задача палеогеографии, как основы физической географии.

Поэтому географы всегда должны интересоваться историей развития природы поверхности Земли.

Мы попытались проследить ту цепь неповторимых изменений, которая составляет главное содержание процесса развития природы земной поверхности в целом.

В особенности подчеркнем следующее:

1. Направленные изменения всех отдельных геосфер Земли, осложненные во многих случаях ритмическими изменениями.
2. Взаимосвязь в развитии всех отдельных геосфер Земли.
3. Местные особенности развития отдельных геосфер Земли и совокупности их — всей природы земной поверхности.
4. Наличие во все эпохи на земной поверхности географических зон и провинций внутри зон.
5. «Наращивание» вещества внешних оболочек и, как следствие этого, усложнение структуры природы земной поверхности по мере ее развития.