

Глава 10. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

10.1. Происхождение земной атмосферы

Из всех планет Солнечной системы только Земля обладает уникальной атмосферой, благоприятной для развития и процветания высших форм жизни. Такой оптимальный для жизни состав земной атмосферы постепенно возник благодаря длительным взаимодействиям процессов дегазации Земли с геохимическими и биологическими преобразованиями вещества, приведшими к связыванию отдельных компонент атмосферы, например углекислого газа, сероводорода, галогенов и др., в осадочных породах и гидросфере нашей планеты и, наоборот, к высвобождению газа – эликсира жизни – кислорода. Но все эти биогеохимические преобразования состава атмосферы могли осуществляться только в узком температурном диапазоне существования жидкого состояния воды. И наше счастье, что согревающее нас Солнце является спокойной и небольшой звездой, а Земля расположена от него на таком расстоянии, что средняя температура земной поверхности в настоящее время не превышает + 15 °С. Если бы светимость Солнца была бóльшей, в 3–4 раза, то Земля неизбежно “превратилась бы в Венеру” с плотной углекислотно-паровой атмосферой, а если меньшей, то замерзла, подобно Марсу. В обоих случаях, естественно, ни о какой высокоорганизованной жизни и говорить не приходится.

Существует точка зрения, согласно которой первичная атмосфера Земли была захвачена гравитационным полем нашей планеты непосредственно из протопланетного облака еще в процессе аккреции планет (Mayashi et al., 1979). Предполагается, что в этом случае масса такой атмосферы могла достигать 10^{25} – 10^{26} г, т.е. массы континентальной коры $2,25 \cdot 10^{25}$ г (!), а давление у земной поверхности – намного превышать 10^4 бар (атм). При этом атмосфера становилась полностью непрозрачной и, следовательно, только за счет парникового эффекта и адиабатического сжатия газовой смеси температура у ее основания могла подниматься до десятков тысяч градусов! Однако никаких геологических следов существования у Земли столь экзотической атмосферы не обнаружено, а они должны были бы сохраниться в ее летописи.

Кроме того, любые предположения о существовании у молодой Земли очень плотной атмосферы встречаются практически с непреодолимыми трудностями при объяснении механизмов ее диссипации и перехода нашей планеты от столь экстремальных условий на поверхности к привычной нам комфортной для жизни ситуации. Даже при давлениях земной атмосферы порядка нескольких десятков бар у Земли должен был бы возникнуть **необратимый** парниковый эффект со вскипанием воды в океанах, после чего атмосферное давление поднялось бы до нескольких сотен бар и Земля также неизбежно “превратилась бы в Венеру”.

Иногда для доказательства раннего происхождения атмосферы привлекаются данные по распределению изотопов благородных газов в атмосфере и мантии, однако при ближайшем рассмотрении этой проблемы такие аргументы оказываются полностью несостоятельными (см. раздел 4.1).

По значительно более реальным представлениям (Rubey, 1951; Полдервард, 1957; Виноградов, 1967, 1969; Шопф, 1982; Холленд, 1989; и др.), атмосфера Земли, как и ее гидросфера, образовалась благодаря дегазации мантии – процесса, происходящего и сейчас, но, возможно, развивавшегося наиболее интенсивно на ранних этапах существования Земли. Обычно принимается, что первичная атмосфера состояла из паров воды, углекислого газа и других газовых фракций (H_2S , CO , H_2 , N_2 , CH_4 , NH_3 , HF , HCl , Ar), т.е. была восстановительной. Развитие атмосферы с освобождением газообразного кислорода происходило в основном благодаря фотохимическим реакциям в верхних слоях атмосферы и фотосинтеза появившихся еще в раннем докембрии сине-зеленых водорослей.

Как уже отмечалось, происхождение атмосферы мы также связываем с дегазацией земных недр, но в отличие от наиболее популярных моделей начало этого процесса мы относим не к моменту формирования Земли, около 4,6 млрд лет назад, а к началу ее тектонической активности, приблизительно 4 млрд лет назад. Кроме того, по нашей модели развитие этого процесса в начале геологической истории Земли было менее бурным, чем это предполагалось ранее. В отношении же состава первичной атмосферы и причин эволюции ее состава в последующие геологические эпохи намечается несколько иной физико-химический подход.

Рассматривая происхождение и эволюцию атмосферы Земли, необходимо учитывать, что земное вещество (по сравнению с солнечным) было сильно обеднено летучими и подвижными элементами и соединениями. В противном случае современная атмосфера (и гидросфера) была бы значительно более мощной. Так, по оценкам Б. Мейсона (1971), относительное содержание водорода на Земле (по отношению к кремнию) меньше, чем в космосе в $10^{6,6}$ раза, азота – в $10^{5,9}$, углерода – в 10^4 , инертных газов – в 10^6 – 10^{14} раза. Поэтому, несмотря на распространенность в космическом пространстве таких летучих соединений, как H_2 , He, N_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3 и др., в земном веществе их оказалось исключительно мало. По-видимому, такая первичная и значительная дифференциация земного вещества произошла еще на допланетной стадии развития Солнечной системы (при прохождении Солнцем стадии развития звезд типа Т-Тельца) за счет интенсивного выметания летучих и легкоподвижных компонентов из внутренних частей протопланетного газопылевого облака на его периферию в область формирования планет-гигантов.

Находящиеся же в Земле летучие соединения и элементы (H_2O , CO_2 , N_2 , HCl, HF, HI и др.) могли попасть в нее только в связанном состоянии: вода с гидросиликатами, азот с нитридами и нитратами, углекислый газ с карбонатами, галогены с галоидами и т. д. Поэтому в процессе роста Земли такие компоненты оказывались погребенными в недрах, а те остатки реакционно-активных летучих соединений, которые освобождались при ударных взрывах падавших на Землю планетезималей, должны были усиленно сорбироваться ультраосновным реголитом на поверхности растущей планеты и тоже погребались под новыми слоями выпадавшего на Землю метеоритного вещества.

Учитывая сказанное, можно принять, что первичная атмосфера Земли действительно состояла из инертных и благородных газов. Так, из-за малого времени “убегания” гелия из земной атмосферы – порядка 10^6 лет – его парциальное давление в первичной атмосфере Земли за время ее формирования, около 10^8 лет, успевало прийти в равновесие и поэтому было не выше современного. Не должно было существовать тогда в атмосфере и заметного количества ^{40}Ar – продукта распада радиоактивного калия ^{40}K . Учитывая это, можно ожидать, что парциальное давление благородных газов в первичной атмосфере Земли не превышало $2 \cdot 10^{-5}$ атм.

Определить парциальные давления остальных компонентов первичной атмосферы (N_2 , H_2O , CO_2 и CO) значительно сложнее, так как для этого необходимо знать сорбционную и реакционную способность газов на реголите ультраосновного состава, к тому же еще содержащего свободные металлы (Fe, Ni, Co, Cr и др.). Однако можно ожидать, что и их давление, кроме инертного азота, не превышало 10^{-4} атм. По нашим приблизительным оценкам, основанным на определении средней температуры Земли на уровне океана во время развития Гуронского оледенения раннего протерозоя (1988), в первичной атмосфере азота содержалось около 0,6–0,7 атм.

Основная же масса углекислого газа, сейчас почти полностью связанного в горных породах и органическом веществе, и азота, безусловно, были дегазированы из мантии. Но необратимая дегазация земного вещества могла начаться лишь после того, как температура в недрах Земли поднялась до уровня частичного плавления силикатов и в мантии возникли первые конвективные течения, т.е. фактически только после возникновения у Земли астеносферы и подъема через образовавшиеся трещины на земную

поверхность расплавов мантийного вещества. Как мы уже отмечали, судя по возрастам самых древних пород земной коры и началу базальтового вулканизма на Луне, событие это произошло где-то около 4,0 млрд лет назад.

10.1.1. Накопление азота в атмосфере Земли

Азот относится к умеренно активным элементам, слабо вступающим в реакции с природными неорганическими соединениями. Поэтому существует большая вероятность того, что и в первичной атмосфере содержалось заметное количество этого газа. В этом случае значительная часть азота современной атмосферы является реликтовой, сохранившейся еще со времен формирования Земли около 4,6 млрд лет назад, хотя другая его часть могла дегазироваться из мантии уже на геологической стадии развития нашей планеты. Необходимо учитывать, что с появлением жизни на Земле около 4,0–3,8 млрд лет назад постоянно происходило связывание этого газа в органическом веществе и его захоронение в океанических осадках, а после выхода жизни на сушу (около 400 млн лет назад) – и в континентальных отложениях. Поэтому жизнедеятельность организмов за длительное время развития земной жизни могла существенно снизить парциальное давление азота в земной атмосфере, тем самым меняя климаты Земли. Рассчитывая эффект поглощения азота, надо учитывать, что органический азот ($N_{\text{орг}}$) океанических осадков вместе с осадками через зоны скучиванья океанической коры в архее или через зоны поддвига плит в протерозое и фанерозое постоянно выводился из акваторий океанов. После этого он частично включался в гранит-метаморфические породы континентальной коры или уходил в мантию, но частично вновь дегазировался и снова поступал в атмосферу.

Помимо биогенного процесса связывания атмосферного азота, по-видимому, существует достаточно эффективный абиогенный механизм этой же направленности. Так, по расчетам Я. Юнга и М. МакЕлроя (Yung, McElroy, 1979), фиксация азота в почвах может происходить во время гроз благодаря образованию при электрических разрядах во влажном воздухе азотной и азотистой кислот.

Оценить количество выведенного из атмосферы азота сложно, но возможно. Содержание азота в осадочных породах обычно прямо коррелируется с концентрацией захороненного в них органического углерода. Поэтому оценить количество захороненного в океанических осадках азота, по-видимому, можно по данным о массе погребенного в них органического углерода $C_{\text{орг}}$. Для этого следует только определить коэффициент пропорциональности между $N_{\text{орг}}$ и $C_{\text{орг}}$. В донных осадках открытого океана $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}} : P_{\text{орг}}$ приблизительно равно 106 : 20 : 0,91 (Лисицын, Виноградов, 1982), но при этом до 80% азота быстро уходит из органического вещества, поэтому отношение $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}}$ в осадках может повышаться до 1 : 0,04. По данным Г. Фора (1989), это отношение в осадках приблизительно равно 1 : 0,05. Примем, по данным А.Б. Ронина и А.А. Ярошевского (1978, 1993), что в осадках океанов (пелагиаль плюс шельфы) законсервировано около $(2,7-2,86) \cdot 10^{21}$ г $C_{\text{орг}}$, а в осадках континентов – около $(9,2-8,09) \cdot 10^{21}$ г $C_{\text{орг}}$. В след за Г. Фором мы приняли значения отношений $C_{\text{орг}} : N_{\text{орг}}$ близкими к 20:1, тогда содержание $N_{\text{орг}}$ в осадках океанического дна и шельфах примерно равно $1,36 \cdot 10^{20}$ г, а в континентальных осадках – $5,0 \cdot 10^{20}$ г.

В первом приближении будем считать, что развитие жизни в океане ограничивается содержанием в океанических водах растворенного фосфора, а его концентрация с течением времени менялась незначительно (Шопф, 1982). Отсюда следует, что биомасса океана всегда оставалась приблизительно пропорциональной массе воды в самом океане. Эволюция массы воды в Мировом океане была рассмотрена в гл. 9 (см. рис. 9.3, кривая 2). Учитывая сделанное предположение о пропорциональности биомассы в океанах – массе самих океанических вод, можно приближенно учесть удаление $N_{\text{орг}}$ вместе с океаническими осадками через зоны скучивания и субдукции литосферных плит за время геологического развития Земли.

Соответствующие расчеты (Сорохтин, Ушаков, 1998) показали, что за время геологического развития Земли (т.е. за последние 3,8–4 млрд лет) благодаря рассматриваемому процессу из атмосферы Земли было удалено около $19,2 \cdot 10^{20}$ г азота. К этому количеству азота надо добавить еще массу $N_{\text{орг}} \approx 5,0 \cdot 10^{20}$ г, законсервированного в осадках континентов и накопившегося там за время порядка 400 млн лет. Таким образом, всего за время жизни Земли из ее атмосферы было удалено приблизительно $24,2 \cdot 10^{20}$ г азота, что эквивалентно снижению давления атмосферы уже на 474 мбар (для сравнения, парциальное давление азота в современной атмосфере 765 мбар).

Рассмотрим два крайних случая. Сначала предположим, что дегазация азота из мантии не происходила вовсе, тогда можно определить начальное эффективное давление атмосферы Земли в катархее (т.е. на интервале 4,6–4,0 млрд лет). Оно оказывается приблизительно равным 1,23 бар (1,21 атм).

Во втором случае будем считать, как это делалось в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991), что почти весь азот атмосферы был дегазирован из мантии за последние 4 млрд лет. Расчет процесса дегазации азота из мантии проводился по выражениям (9.1) и (9.2) с учетом того, что в настоящее время в атмосфере содержится $3,87 \cdot 10^{21}$ г азота, в горных породах и осадках его содержание достигает $3,42 \cdot 10^{20}$ г, а в мантии азота приблизительно $4,07 \cdot 10^{21}$ г (Сорохтин, Ушаков, 1998). Показатель подвижности азота не должен был меняться со временем и приблизительно равнялся $\chi(N_2) \approx 0,934$. После расчета накопления азота во внешних геосферах Земли в полученные результаты вносились поправки за поглощение этого газа в органическом веществе и его захоронения в горных породах и осадках. Оставшаяся часть характеризовала эволюцию массы азота в земной атмосфере при условии его полной дегазации из мантии.

Для обоих вариантов затем были рассчитаны кривые эволюции парциального давления азота в земной атмосфере (рис. 10.1, кривые 1 и 3). Реальной картине изменения этого давления тогда должна была бы соответствовать некоторая промежуточная кривая, определить положение которой можно, только привлекая дополнительную информацию по климатам Земли, существовавшим в прошлые геологические эпохи. Такой реперной точкой, например, может служить информация о развитии наиболее грандиозного оледенения континентов в раннем протерозое, около 2,5–2,3 млрд лет назад. Как было показано в гл. 8, континентальные массивы тогда располагались в низких широтах (см. рис. 8.2), но одновременно с этим и высоко стояли над уровнем океана (со средними высотами около 4–3 км). Поэтому возникновение такого оледенения могло произойти только в том случае, если средняя температура земной поверхности на уровне моря тогда не превышала $+6 \dots +7$ °С, т.е. приблизительно равнялась 280 К.

Ниже будет показано, что в раннем протерозое атмосфера практически состояла только из азота с небольшой добавкой аргона, тогда как парциальные давления кислорода и углекислого газа не превышали соответственно 10^{-6} и 10^{-2} атм, а солнечная постоянная равнялась $S = 1,14 \cdot 10^6$ эрг/см²·с. Принимая для той холодной эпохи $T_s \approx 280$ К ≈ 7 °С, мы по адиабатической теории парникового эффекта, изложенной ниже, нашли, что давление азотной атмосферы в это время приблизительно равнялось $p_{N_2} = 1,09$ атм, тогда как по гипотезе первичности азотной атмосферы в это время должно было бы быть $p_{N_2} \approx 1,19$ атм, а по гипотезе полностью дегазированного из мантии азота $p_{N_2} \approx 0,99$ атм. Отсюда видно, что азот современной атмосферы приблизительно на 54% состоит из реликтового газа и только на 46% дегазирован из мантии, а наиболее вероятная закономерность эволюции давления азота в земной атмосфере изображена на рис. 10.1, кривая 2.

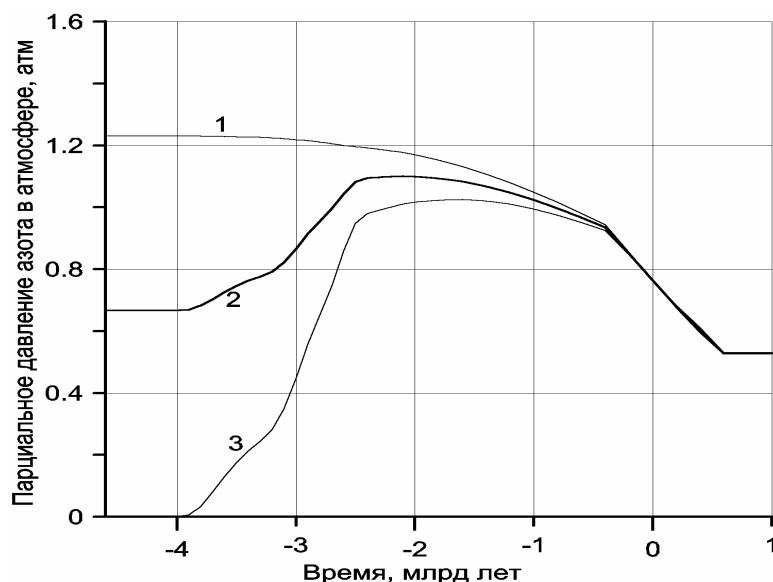


Рис. 10.1. Эволюция парциального давления азота в земной атмосфере: 1 – по гипотезе первичности азотной атмосферы; 2 – принятый вариант; 3 – по гипотезе дегазации азотной атмосферы из мантии

10.1.2. Дегазация углекислого газа

В отличие от воды теплота образования углекислого газа 94,05 ккал/моль значительно выше, чем у окиси железа 63,05 ккал/моль. Поэтому показатель подвижности углекислого газа $\chi(\text{CO}_2)$, как и у азота, не должен зависеть от механизмов дифференциации земного вещества (зонной сепарации железа или бародиффузионного механизма выделения вещества земного ядра). Это существенно облегчает задачу определения закона дегазации CO_2 из мантии, так как заранее предопределяет постоянство показателя подвижности углекислого газа и пропорциональность скорости его дегазации тектонической активности Земли (см. рис. 5.16, кривая 1).

В качестве одного из граничных условий примем, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1978), что в карбонатах земной коры связано около $3,91 \cdot 10^{23}$ г CO_2 , кроме того, в коре содержится еще около $1,95 \cdot 10^{22}$ г органического углерода ($C_{\text{орг}}$). С этим количеством $C_{\text{орг}}$ до его восстановления биологическими процессами было связано $5,2 \cdot 10^{22}$ г кислорода. Следовательно, общая масса дегазированного из мантии CO_2 составляет $m(\text{CO}_2) \approx (3,91 + 0,72) \cdot 10^{23} = 4,63 \cdot 10^{23}$ г.

Значительно сложнее определить содержание углерода (или CO_2) в мантии Земли. По имеющимся экспериментальным данным, в высокотемпературных фракциях отгонки летучих компонентов в кислородной атмосфере из закалочных стекол толеитовых базальтов океанических рифтовых зон обычно содержится от 20 до 170 г/т углерода мантийного происхождения с изотопными сдвигами около -5% (Watanabe et al., 1983; Sakal et al., 1984; Exiey et al., 1986). К сожалению значительный разброс эмпирических определений не позволяет уверенно оценить среднее содержание углерода и CO_2 в мантии. Однако следует учитывать, что часть мантийного углерода находится в атомарном состоянии, рассеяна по кристаллическим решеткам силикатов (Watanabe et al., 1983) и поэтому не является летучим компонентом базальтовых расплавов. Следовательно, содержание углерода в газовой фазе CO_2 базальтовых выплавов может оказаться заметно меньшим приведенных здесь значений суммарных концентраций углерода. Для определенности примем содержание подвижного углерода в мантии около 30 г/т, или в пересчете на углекислый газ 110 г/т ($1,1 \cdot 10^{-4}$). В этом случае в мантии содержится около $m(\text{CO}_2) \approx 4,48 \cdot 10^{23}$ г CO_2 .

Теперь можно оценить суммарную массу CO_2 в Земле (с пересчетом $C_{\text{орг}}$ в CO_2), что составит $m(\text{CO}_2) \approx 9,11 \cdot 10^{23}$ г. В этом случае по уравнению (9.2) находим $\chi(\text{CO}_2) \approx 0,71$. По уравнениям (9.1) и (9.2) легко построить кривые скорости дегазации углекислого

газа из мантии (рис. 10.2) и накопления CO₂ во внешних геосферах Земли – в атмосфере, гидросфере и земной коре (рис. 10.3).

Обращает на себя внимание резкое отличие кривой дегазации углекислого газа от дегазации воды (см. рис. 9.4). Это связано с меньшей теплотой образования воды и ее диссоциацией на металлическом железе в процессе зонной дифференциации земного вещества в архее (см. раздел 9.1). Пик скорости дегазации CO₂ приходится на время максимальной тектонической активности Земли, около 2,7 млрд лет назад, тогда как с максимальной скоростью дегазация воды происходила около 2,5 млрд лет назад, т.е. только после образования у Земли плотного ядра и перехода процесса дифференциации земного вещества от механизма зонной плавки к более спокойному бародиффузионному механизму дифференциации мантийного вещества.

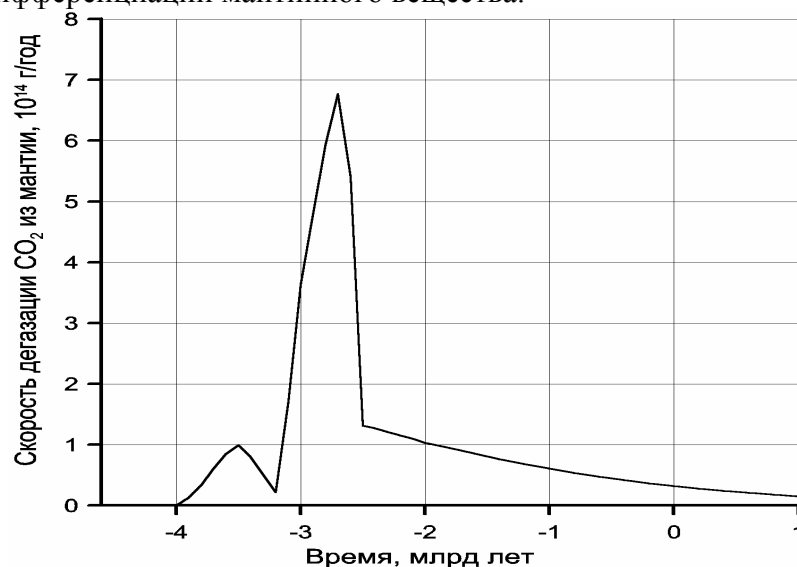
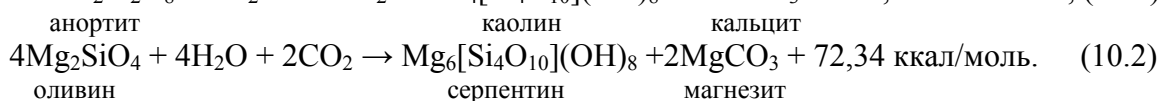
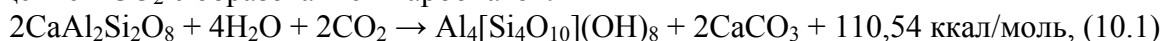


Рис. 10.2. Скорость дегазации углекислого газа из мантии

Если бы весь дегазированный углекислый газ сохранялся в атмосфере, то его парциальное давление сейчас достигало бы 90–100 атм, т.е. было бы таким же, как и на Венере. К счастью для жизни на Земле, одновременно с поступлением CO₂ в атмосферу происходило его связывание в карбонатах. Но для протекания этой реакции необходима вода в жидкой фазе, так как только в этом случае гидратация силикатов сопровождается поглощением CO₂ с образованием карбонатов:



По этой причине существенное влияние на эволюцию парциального давления углекислого газа в атмосфере оказала история развития океанов на Земле (см. рис. 9.3).

Как видно из типовых реакций (10.1) и (10.2), на каждые две молекулы CO₂, связываемые в карбонатах, расходуются четыре молекулы воды на гидратацию породообразующих минералов океанической или континентальной коры. Отсюда следует, что при избытке углекислого газа в атмосфере и гидросфере практически все реакции гидратации горных пород будут сопровождаться связыванием CO₂ в карбонатах, причем на единицу массы связанной в породах воды будет приходиться приблизительно 1,22 массы углекислого газа. При недостатке CO₂ гидратация части силикатов будет протекать без связывания углекислого газа, например, по реакциям типа (9.10).

Суммарная масса воды, связанная в породах земной коры, нами была оценена выше – это сумма кривых 3 и 4 на рис. 9.3, частично воспроизведенная и на рис. 10.3 (кривая 4). Отсюда можно рассчитать и массу углекислого газа, который мог быть связан в карбонатах. Поскольку жизнь в океане лимитируется содержанием фосфора в океанической воде, а растворимость фосфора сравнительно невелика (Шопф, 1982), то

можно предполагать, что абсолютная масса органических веществ в океане пропорциональна его массе. Поэтому массу органического углерода в пересчете на CO_2 в архее и протерозое можно оценить, считая, что она в первом приближении пропорциональна массе воды в Мировом океане, изображенной на рис. 9.3 кривой 2.

На рис. 10.3 приведено сравнение массы дегазированного из мантии углекислого газа (кривая 1) с массой CO_2 , связанного в карбонатах (кривая 2), а также с суммарной массой CO_2 в карбонатном и биогенном резервуарах (кривая 3). Отдельно воспроизведена кривая накопления органического углерода в океанических осадках, пересчитанная на массу CO_2 (кривая 5).

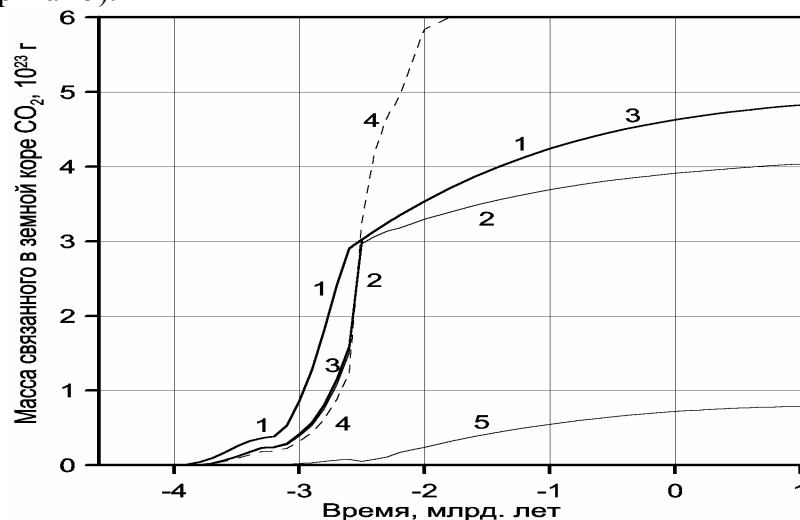


Рис. 10.3. Масса углекислого газа связанная в земной коре: 1 – масса дегазированного из мантии CO_2 ; 2 – накопление массы углекислого газа к карбонатному резервуару земной коры; 3 – суммарная масса связанного углекислого газа (в карбонатном и биогенном резервуарах), в масштабе графиков кривые 1 и 3 в протерозое и фанерозое сливаются воедино; 4 – масса связанной в земной коре воды; 5 – масса органического углерода в пересчете на CO_2

Как видно из рис. 10.3, в протерозое и фанерозое почти весь дегазированный из мантии углекислый газ оказался связанным в карбонатном или биогенном (в форме $\text{C}_{\text{орг}}$) резервуарах, тогда как массу CO_2 , находящуюся в атмосфере и растворенную в гидросфере этих эпох, в масштабе приведенных на рисунке графиков показать не удастся. Иная ситуация существовала в архее. Из-за малого количества воды в архейских океанах масса связанного CO_2 в то время была существенно меньше, чем масса дегазированного из мантии углекислого газа. Отсюда следует, что в архее заметная часть углекислого газа должна была находиться в атмосфере и быть растворенной в водах океана.

Помимо связанного в породах CO_2 часть углекислого газа (в форме анионов HCO_3^-) всегда оказывается растворенной в водах океана. Учет этой части CO_2 проведем по методике, предложенной Н.О. Сорохтиным (2001). Для этого учтем, что растворимость углекислого газа в воде, согласно закону Генри, прямо пропорциональна его парциальному давлению в атмосфере:

$$C(\text{CO}_2)_{\text{ок}} = K(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2), \quad (10.3)$$

где $C(\text{CO}_2)_{\text{ок}}$ – концентрация углекислого газа в океанических водах; $K(\text{CO}_2)$ – константа Генри; $p(\text{CO}_2)$ – парциальное давление углекислого газа в атмосфере. Но растворимость газов в воде экспоненциально зависит от ее температуры T :

$$K(\text{CO}_2) = K_0 \cdot e^{\frac{-V(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2)}{R \cdot T}}, \quad (10.4)$$

где $V(\text{CO}_2)$ – парциальный мольный объем растворенного в воде CO_2 в бесконечно разбавленном растворе; $R = 1,987$ кал/моль·град; K_0 – нормировочный коэффициент. Эмпирическая зависимость показателя константы Генри от температуры приведена в Справочнике термодинамических величин (Наумов и др., 1971).

Для нахождения нормировочного коэффициента K_0 , предварительно надо найти эффективное значение константы Генри для современного океана. Учитывая, что в современном океане растворено приблизительно $1,4 \cdot 10^{20}$ г CO_2 , тогда как парциальное давление этого газа в атмосфере составляет 0,46 мбар, по выражению (10.3) можно оценить эффективное значение коэффициента Генри для океана $K_{\text{ок}} \approx 0,213$. Учитывая, что средняя температура современной Земли равна 288 К (14,8 °С), находим значение нормировочного коэффициента в выражении (10.4) $K_0 = 0,803$.

Теперь легко найти и массу углекислого газа, растворенного в водах океана:

$$\delta m(\text{CO}_2) = m(\text{H}_2\text{O})_{\text{ок}} \cdot K(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2). \quad (10.5)$$

В позднем архее около 2,7 млрд лет назад масса растворенного в океане углекислого газа, судя по расчетам (разность кривых 1 и 3 на рис. 10.3), достигала 10^{23} г при массе воды в океане того времени около $1,32 \cdot 10^{23}$ г (см. кривую 2 на рис. 9.3). Отсюда видно, что концентрация растворенного углекислого газа в океанических водах тогда достигала 40%! Это означает, что при средней температуре океанов около 55 °С (см. ниже), океанические воды в позднем архее были горячими и кислыми, а следовательно, весьма агрессивными растворителями многих веществ.

На рис. 10.4 приведен рассчитанный Н.О. Сорохтиным (2001) график эволюции парциального давления углекислого газа в атмосфере с учетом его частичного растворения в океанических водах. Подчеркнем, что условия для возникновения углекислотной атмосферы существовали только в архее. В протерозое и фанерозое подавляющая часть углекислого газа оказалась связанной в карбонатах и органическом веществе, а в атмосфере и гидросфере сохранилась лишь его малая часть, определяемая законом действующих масс реакций связывания CO_2 в горных породах и биосфере.

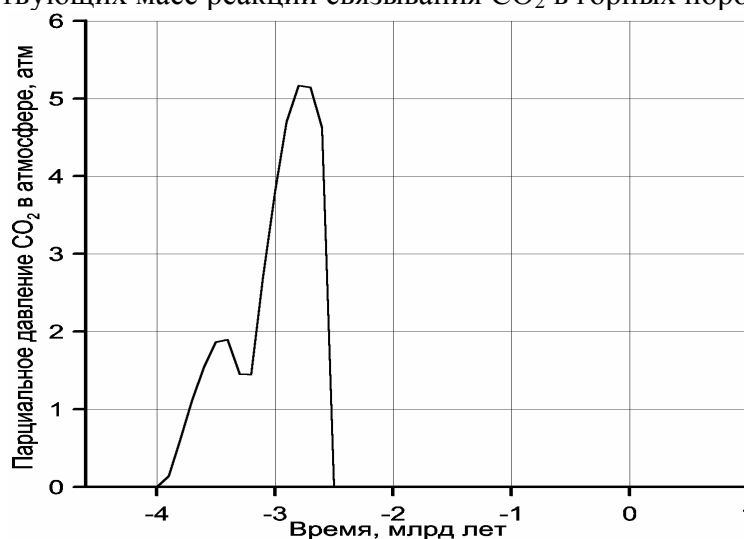


Рис. 10.4. Эволюция парциального давления углекислого газа в земной атмосфере (в протерозое и фанерозое парциальное давление CO_2 не превышало 1 мбар и в масштабе графика неразличимо)

10.1.3. Накопление кислорода в земной атмосфере

Количественно оценить эволюцию содержания кислорода в земной атмосфере еще значительно сложнее, поскольку оно сильно зависело от таких трудно учитываемых факторов, как характер и уровень метаболизма древних фотосинтезирующих микроорганизмов, режимов поглощения O_2 в окисножелезном и сульфатном резервуарах седиментосферы, условий застоя и стагнации или перемешивания вод древних океанов и т.д. Поэтому общую картину возможных колебаний парциального давления кислорода в земной атмосфере с точки зрения рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли мы опишем только на качественном уровне.

Начнем с оценки суммарной массы кислорода в геохимическом резервуаре седиментосферы Земли, воспользовавшись для этого методикой, описанной в работе М. Шидловски (1980). Кислород в атмосферу поступал в основном из двух источников: за

счет биогенного процесса восстановления углерода из углекислого газа и благодаря фотодиссоциации воды жестким излучением Солнца. Судя по оценкам А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1978), в земной коре содержится около $1,95 \cdot 10^{22}$ г $C_{\text{орг}}$, с которым когда-то было соединено приблизительно $5,2 \cdot 10^{22}$ г O_2 . Весь этот кислород мог поступить в атмосферу, если бы он не связывался с железом и серой. По данным той же работы, сейчас в земной коре содержится $6,9 \cdot 10^{23}$ г Fe_2O_3 и $2,83 \cdot 10^{22}$ г SO_3 . Освобождающийся кислород тратился на окисление железа от двухвалентного до трехвалентного состояния, поэтому нетрудно определить, что на эту реакцию кислорода ушло около $6,9 \cdot 10^{22}$ г, а на окисление сульфатной серы – $1,7 \cdot 10^{22}$ г.

В современной атмосфере содержится около $1,2 \cdot 10^{21}$ г кислорода, откуда общая масса O_2 в кислородном резервуаре земной коры и атмосферы равна приблизительно $8,72 \cdot 10^{22}$ г. Но, как мы видели, за счет фотосинтеза микроорганизмов, водорослей и растений в тот же резервуар могло поступить только $5,2 \cdot 10^{22}$ г O_2 . Разница $3,52 \cdot 10^{22}$ г должна была поступить из других источников. В раннем докембрии еще было очень мало кислорода, поэтому отсутствовал в атмосфере озоновый слой и жесткое излучение Солнца проникало до земной поверхности, откуда видно, что таким источником могла быть диссоциация воды жестким излучением Солнца по известной реакции $H_2O + h\nu \rightarrow O + H_2$. При этом водород улетучивался, а кислород уходил на окисление железа. Следовательно, в раннем докембрии за счет диссоциации воды в общий кислородный резервуар должно было поступить около $3,52 \cdot 10^{22}$ г O_2 .

Часть этого кислорода, правда, могла освобождаться не только за счет прямой фотодиссоциации воды жестким излучением Солнца, но и за счет ее биохимического расщепления автотрофными организмами в процессе анаэробного метаболизма брожения. Разделить эффект этих двух механизмов пока не удастся, но нам представляется, что в раннем докембрии, когда еще не существовало защитного озонового слоя в земной стратосфере, явно доминировала фотодиссоциация воды над ее биологическим расщеплением.

К сожалению, мы не знаем работ, по которым можно было бы уверенно определить мощность процесса фотодиссоциации паров воды жестким излучением Солнца. Сейчас этот механизм освобождения кислорода, по-видимому, работает не очень активно, поскольку современный озоновый слой в верхах атмосферы достаточно эффективно защищает Землю от жесткого излучения Солнца. Так, по оценкам Дж. Уокера (Walker, 1974, 1977), сейчас только 10^{-6} часть O_2 в атмосфере генерируется за счет фотодиссоциации паров воды, остальное – результат фотосинтеза растений и водорослей. При общем низком содержании кислорода в атмосфере раннего докембрия и отсутствия озонового слоя такая генерация могла играть более существенную роль, хотя и в этом случае за счет сильной отрицательной обратной связи процесс неорганического освобождения кислорода резко сокращается, когда давление O_2 в атмосфере достигает 10^{-3} от современного уровня.

В раннем докембрии (до 2,0 млрд лет назад) парциальное давление кислорода было очень низким, поэтому можно ожидать, что процесс фотодиссоциации воды заметно действовал только в архее и раннем протерозое. Принимая, что скорость развития этого процесса была пропорциональна суммарной площади океанов, удастся определить как зависимость массы фотодиссоциированного кислорода от времени, так и скорость накопления этого кислорода в седиментосфере Земли.

Для расчета массы кислорода, освобождавшегося в результате жизнедеятельности микроорганизмов и водорослей, следует учитывать, что объемы фитопланктона в океане в основном лимитируются содержанием фосфора, растворимость которого в океанических водах весьма ограниченная. Поэтому представляется, что именно фосфор, поступающий в океаны при выветривании изверженных пород, формирует верхний предел для развития планктона (Шопф, 1982). Поскольку растворимость фосфора в воде всегда конечна, то можно принять, что скорость биогенного выделения кислорода в докембрии и раннем

палеозое (т. е. до появления наземной растительности) была пропорциональна массе воды в океанах, которая нам известна (см. раздел 9.1). В этом случае сравнительно просто удастся рассчитать и графики накопления биогенного кислорода в осадочных резервуарах, и скорости развития этих процессов (рис. 10.5).

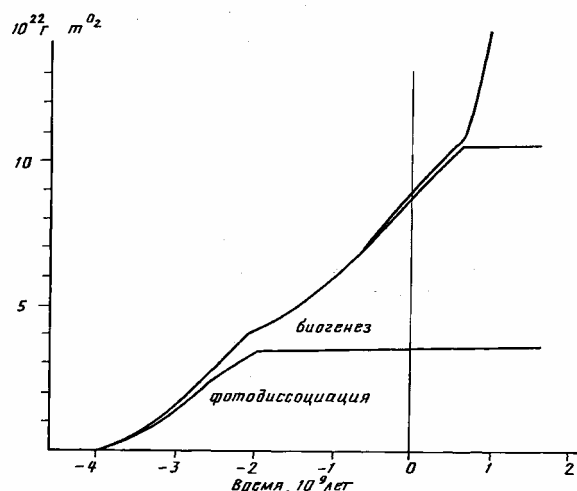


Рис. 10.5. Накопление связанного кислорода в резервуарах осадочных пород и в атмосфере с указанием источников поступления кислорода (Сорохтин, Ушаков, 1991)

Аналитически оценить парциальное давление кислорода в атмосфере сложнее, поскольку оно зависело от нескольких трудноопределимых геохимических условий выделения и поглощения кислорода, господствовавших только в глубоком докембрии и не повторявшихся впоследствии. Надо также иметь в виду, что поступление кислорода в атмосферу определяется равновесием между двумя мощными процессами генерации и поглощения кислорода, а характеристики этих процессов известны недостаточно точно. Поэтому надо попытаться восстановить основные закономерности изменения парциального давления кислорода в атмосфере только по геохимическим данным. Такие реконструкции делались неоднократно и ранее (Urey, 1959; Walker, 1977; Шопф, 1982; и др.).

Анализируя геологические данные, приходится признать, что парциальное давление O_2 в архейской и раннепротерозойской атмосфере было очень низким. Хотя в архее из-за более низкого содержания свободного железа в конвектирующей мантии над участками зонной дифференциации земного вещества (см. рис. 4.3 и 4.10) парциальное давление кислорода могло быть несколько выше, чем в раннем протерозое во время массовых отложений железорудных формаций. Обычно в качестве аргументов ссылаются на геохимические характеристики древних осадочных образований, которые можно интерпретировать как показатели существования восстановительной обстановки и практически полного отсутствия свободного кислорода в атмосфере до 2,0 млрд лет назад. Назовем эти особенности: присутствие в раннедокембрийских отложениях уранинита и пирита; высокое отношение в осадках FeO/Fe_2O_3 ; высокое содержание в аутигенных минералах двухвалентного железа (например, в форме сидерита); высокое отношение Mn/Fe в железорудных формациях; слабо окисленное состояние европия и церия в хемогенных отложениях архея и раннего протерозоя.

В позднеархейских и раннепротерозойских конгломератах типа Витватерсранда в Южной Африке или Эллиот-Лейк в Канаде, широко распространенных на многих древних щитах и сформированных в интервале времен от 3 до 2,1 млрд лет назад, содержится большое количество обломочных уранинита UO_2 (отлагавшегося только в период от 2,5 до 2,1 млрд лет) и пирита FeS_2 . Судя по кривой слоистости и общей структуре конгломератов, видно, что их отложение происходило в прибрежных зонах на шельфах древних щитов, т.е. в деятельном слое океана. Поэтому образование таких минералов

нельзя объяснить застойными явлениями в глубинных океанических водах. Кроме того, в период возникновения обширного Гуронского оледенения (около 2,5–2,3 млрд лет назад) застойных вод вообще не должно было бы существовать. Следовательно, в момент своего образования уранинит и пирит раннепротерозойских конгломератов находились в геохимическом равновесии с аэрированными водами океана, т.е. с атмосферой. Но при нахождении в среде с парциальным давлением O_2 выше 10^{-6} современного уровня уранинит переходит в U_3O_8 и другие окислы, а пирит разлагается с образованием окислов железа и сульфат-иона.

О восстановительных условиях древней атмосферы говорят и высокие отношения закисного железа к окисному в раннедокембрийских осадках и корях выветривания, а также массовые отложения хемогенных сидеритов. Например, карбонаты литоральной зоны нижнего протерозоя в Трансваале (Южная Африка) обладают высокими концентрациями слабо окисленных форм железа и марганца (Eriksson et al., 1975). То же относится и к аутигенным минералам, таким, как глауконит и гриналит; в раннедокембрийских отложениях глауконит, обладающий высоким отношением $Fe^{+3}/Fe^{+2} \approx 7$, практически не встречается, а родственный ему силикат железа с высоким содержанием Fe^{+2} – гриналит, наоборот, распространен весьма широко.

Рассматривая вопрос о восстановительном характере раннедокембрийской атмосферы Земли, следует особо подчеркнуть, что факт одновременного отложения в то время окисных железных формаций не противоречит приведенным выше выводам о чрезвычайно низком парциальном давлении кислорода в атмосфере тех далеких геологических эпох. Более того, само существование осадочных железорудных формаций докембрия подтверждает эти выводы. Действительно, ведь при окислительной обстановке в атмосфере и океане растворимость окислов железа резко падает, и, следовательно, столь же резко должна уменьшаться миграционная способность железа. В этом случае все железо окислялось бы до трехвалентного нерастворимого состояния непосредственно в рифтовых зонах Земли и там же осаждалось, формируя металлоносные осадки офиолитовых комплексов, а не разносилось по всему океану, в том числе и на пассивные окраины континентов, с которыми и связаны залежи окисного железа. В те далекие эпохи железо скорее всего растворялось в океанических водах в форме бикарбоната $Fe(HCO_3)_2$. Окисление растворимого бикарбоната железа до трехвалентного состояния могло происходить чисто биогенным путем в местах обитания и развития фитопланктона и других фотосинтезирующих микроорганизмов. При этом выделявшийся за счет метаболизма водорослей и микроорганизмов кислород поступал прямо в водный раствор и тут же, без выделения в атмосферу, т.е. *in situ*, связывался с железом, окисляя его до трехвалентного и нерастворимого состояния: $2Fe(HCO_3)_2 + O \rightarrow Fe_2O_3 + 4CO_2 + 2H_2O$. Исследование же изотопного состава осадочного $C_{орг}$ в докембрийских железорудных отложениях показывает, что связанное с биологическими процессами изотопное фракционирование углерода происходило даже на стадиях накопления самых древних железистых формаций Исуа в Западной Гренландии возрастом около 3,8 млрд лет. В еще большей мере это относится к железистым кварцитам группы Хамерсли возрастом около 2,2–2 млрд лет. Кроме того, в докембрийских толщах железистых кварцитов, были найдены прямые следы микрофоссилий, непосредственно указывающие на биогенное происхождение железорудных формаций.

Из рассматриваемого механизма окисления железа, в частности, следует, что в моменты всплеска накопления железных руд парциальное давление кислорода в атмосфере Земли должно было падать еще ниже, поскольку именно в эти периоды почти весь кислород биогенного и фотодиссоциационного происхождения поглощался окисляющимся железом. В противоположность этому в периоды затухания процессов железорудного накопления содержание кислорода в докембрийской атмосфере могло несколько повышаться за счет поступления его избытков из океана. Трудно определить

масштабы этих колебаний парциального давления кислорода в атмосфере, но не исключено, что они могли достигать 3–4 порядков.

Если уранинит действительно может накапливаться только при давлениях кислорода меньших 10^{-5} – 10^{-4} атм, а уран в свите Витватерсранд в основном отлагался в течение промежутка времени от 2,5 до 2,1 млрд лет назад (Хатчинсон, Блэкуэлл, 1988), т.е. между двумя смежными периодами массового накопления железорудных формаций 2,8–2,6 и 2,2–2,0 млрд лет назад, то следует ожидать, что в периоды массового отложения железистых осадков парциальное давление кислорода не превышало 10^{-8} – 10^{-9} атм. Другим пределом может служить оценка, согласно которой протерозойские гидроокислы железа (окисленные теперь до гематита) формировались в атмосфере с давлением кислорода порядка 10^{-13} атм (Klein, Bricker, 1977).

При оценке парциального давления кислорода в позднем докембрии необходимо учитывать, что красноцветные коры выветривания на поверхности континентов и красноцветные осадки терригенного происхождения на континентальных окраинах появились только после 2 млрд лет назад (Салоп, 1973; Анатольева, 1978). Но именно красноцветы являются неоспоримыми свидетелями появления свободного кислорода в атмосфере (и гидросфере), поскольку при этом резко падает миграционная способность железа и после его окисления до трехвалентного состояния в процессе выветривания силикатов или карбонатов оно сохранялось *in situ* в продуктах разрушения пород, придавая им характерные буровато-красные оттенки. Показательной характеристикой изменения восстановительно-окислительных условий в древней атмосфере является переход окисленности европия в осадках от Eu^{2+} к Eu^{3+} , произошедшей на интервале времен от 1,9 до 0,8 млрд лет назад (Fryer, 1977).

Появление свободного кислорода, безусловно, должно было стимулировать эволюцию жизни и возникновение новых ее форм с более совершенным энергоемким метаболизмом. По палеонтологическим данным, известно, что первые находки эукариот (органических клеток с обособленным ядром) относятся к толщам среднего протерозоя с возрастом около 1,9–1,5 млрд лет. Для своего развития эукариотический фитопланктон требует небольших количеств растворенного в воде кислорода, поэтому можно связать это событие с переходом атмосферы через “точку Юри”, определяемую давлением кислорода около 10^{-3} от современного уровня.

В позднем протерозое, еще до исчезновения железа из мантии (см. раздел 4.5), в связи с развитием Лапландского оледенения и возникновением в океанах крупномасштабного перемешивания поверхностных и глубинных вод вновь стали отлагаться железорудные формации. Результатом этого должен был быть новый импульс снижения парциального давления кислорода, правда, не очень значительный.

Еще одной реперной точкой, по-видимому, является момент появления многоклеточных организмов царства животных. Находки наиболее древних метазоа, как известно, были сделаны в отложениях Южной Австралии нижнего венда возрастом около 680 млн лет. Но для организмов царства животных характерен активный обмен веществ, использующий кислородное дыхание. Поэтому появление метазоа могло произойти только при относительно повышенном парциальном давлении кислорода в атмосфере. Обычно за критическое содержание кислорода принимается точка Пастера, соответствующая его давлению около 10^{-2} от современного уровня, при котором анаэробный процесс брожения сменяется энергетически более выгодным кислородным метаболизмом.

Интересно отметить, что момент достижения кислородным давлением уровня Пастера и появления первых многоклеточных животных близко совпадает с определенным выше временем полного исчезновения металлического железа из мантии – главного поглотителя свободного кислорода во внешних геосферах Земли (см. раздел 4.5). После этого момента дальнейшее накопление кислорода в земной атмосфере должно было происходить очень быстро. Действительно, как мы уже отмечали, скорость биогенного

выделения кислорода в докембрии и раннем палеозое вероятнее всего была пропорциональна массе воды в океане и, следовательно, в конце протерозоя уже мало отличалась от современной скорости поставки этого газа из океана. При современном уровне продуцирования кислорода (около $3,2 \cdot 10^{17}$ г/год) весь его объем в атмосфере обновляется всего за 3800 лет (Шопф, 1982). Принимая теперь, что сейчас около 80% ежегодной продукции кислорода поставляется наземными растениями (Walker, 1974), можно оценить, что после прекращения функционирования мощнейшего процесса связывания кислорода в окислах железа океанических осадков в самом конце протерозоя обновление кислородного запаса в атмосфере уже могло происходить за 20–25 тыс. лет, т. е. за ничтожно малое время по сравнению с длительностью геологических процессов. Этот же подход позволяет оценить содержание кислорода в атмосфере раннего палеозоя до появления наземной растительности в середине девона: концентрация кислорода тогда, вероятно, составляла 20% от современного уровня, а парциальное давление достигало 0,04–0,05 атм. В середине мезозоя, после появления и широкого распространения цветковых растений, содержание и давление кислорода в атмосфере уже приблизились к его современному уровню (около 0,23 атм).

По-видимому, в природе существует очень чувствительный механизм регулирования парциального давления кислорода в земной атмосфере фанерозоя. Осуществляется такое регулирование за счет установления динамического равновесия между двумя процессами. С одной стороны, это конечная мощность биологических механизмов генерации кислорода (зависящая от содержания углекислого газа и фосфора в атмосфере, океанической воде и почвах), а с другой – это процессы поглощения кислорода (определяемые его парциальным давлением в атмосфере) благодаря разложению в осадках органического углерода и его повторного окисления до углекислого газа. По этой причине можно ожидать, что установившийся сейчас равновесный уровень содержания кислорода в современной атмосфере (20,95% по объему или 0,232 бар по давлению) сохранится надолго и в будущем до полного окисления двухвалентного железа в мантии еще приблизительно через 600 млн лет. Это будет связано с тем, что на последнем этапе тектонического развития Земли после полного окисления мантийного железа до стехиометрии устойчивого при больших давлениях магнетита должно начаться выделение глубинного кислорода, освобождающегося в процессе дифференциации земного вещества за счет бародиффузионного распада окислов железа, по реакциям $2\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow 3\text{Fe} \cdot \text{FeO} + 5\text{O}$ (см. раздел 4.5). Судя по расчетам, это должно произойти еще через 600 млн лет, причем таким путем освободится в мантии около $2,6 \cdot 10^{25}$ г кислорода. Но поскольку к тому времени все мантийное железо уже будет предельно окислено до устойчивой при повышенных давлениях магнетитовой фазы, то такой кислород останется свободным и сможет выделяться из мантии в атмосферу.

После предельного окисления всех элементов на Земле парциальное давление кислорода в земной атмосфере после 600 млн лет начнет существенно повышаться и через 1 млрд лет уже достигнет 2,6 атм, а к моменту прекращения тектонической активности Земли (и ее дегазации), примерно через 1,6 млрд лет приблизится к 43 атм (см. рис. 10.5).

Столь значительное повышение содержания кислорода в земной атмосфере далекого будущего, безусловно, должно трагическим образом сказаться на всей наземной жизни – она просто сгорит в такой атмосфере. Жизнь тогда сможет сохраниться временно, только в океанах (до их полного выкипания в далеком будущем).

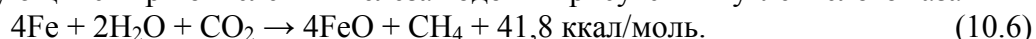
10.2. Эволюция химического состава и давления земной атмосферы

Определив отдельно основные закономерности накопления в атмосфере главных составляющих, легко рассчитать суммарную картину эволюции состава земной атмосферы и ее давление. Следует добавить еще накопление в атмосфере радиогенного аргона ^{40}Ar , содержание которого в современной атмосфере достигает 1,28% по массе (суммарная масса аргона на 99,6% состоит из изотопа ^{40}Ar). Источником изотопа ^{40}Ar , как

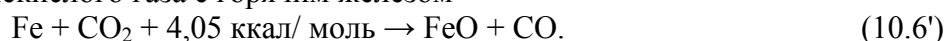
известно, является радиоактивный изотоп калия ^{40}K , большая часть которого (около 89%) путем β -распада превращается в изотоп ^{40}Ca , тогда как оставшаяся часть (11%) путем электронного захвата переходит в аргон ^{40}Ar . Калий является типичным литофильным элементом и накапливается в континентальной коре пропорционально ее росту (см. раздел 6.8). Во время перехода калия в континентальную кору из океанической коры (см. рис. 6.20) происходит плавление корового материала, при этом накопившийся в калиевых минералах аргон освобождается и, как летучий элемент, большей частью поступает в атмосферу. Поэтому накопление аргона в атмосфере в первом приближении должно быть пропорционально росту континентальной коры (см. рис. 6.23). Суммарная картина изменения состава и давления атмосферы Земли изображена на рис. 10.6 (в связи с малыми значениями парциального давления аргона его концентрация на рисунке отдельно не показана, но включена в кривую давления азота).

Как видно из графиков, в катархее, около 4,6–4 млрд лет назад, атмосфера Земли была менее плотной, чем сейчас и состояла в основном из азота (0,67 атм), лишь с небольшими примесями благородных газов ($\sim 2 \cdot 10^{-5}$ атм). В архее началось сравнительно быстрое нарастание давления углекислого газа, и атмосфера в основном стала углекислотной с подчиненным содержанием азота. В пике развития архейской атмосферы парциальное давление углекислого газа превышало 5 атм при парциальном давлении азота около 1 атм, поэтому суммарное давление атмосферы тогда (около 2,7 млрд лет назад) превышало 6 атм.

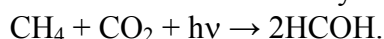
Помимо углекислого газа в атмосфере раннего архея должен был накапливаться метан, образующийся при окислении железа водой в присутствии углекислого газа



Наиболее интенсивно этот процесс должен был развиваться на самых ранних этапах дегазации Земли в начале архея, когда большая часть поверхности Земли еще была сложена первозданным реголитом, содержащим до 13 % металлического железа. В составе атмосферы того времени метан мог даже превалировать над CO_2 . Кроме того, в архее в небольших количествах генерировалась и окись углерода, возникающая при взаимодействии углекислого газа с горячим железом



Отсюда видно, что атмосфера в начале раннего архея, была существенно восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу. В дальнейшем, приблизительно через 100 млн лет, после полной гидратации первозданного реголита, восстановительный потенциал архейской атмосферы должен был резко снизиться благодаря фотодиссоциации метана солнечным излучением и образования формальдегида



В результате архейская атмосфера стала углекислотно-азотной лишь с небольшими добавками метана и равновесным содержанием влаги.

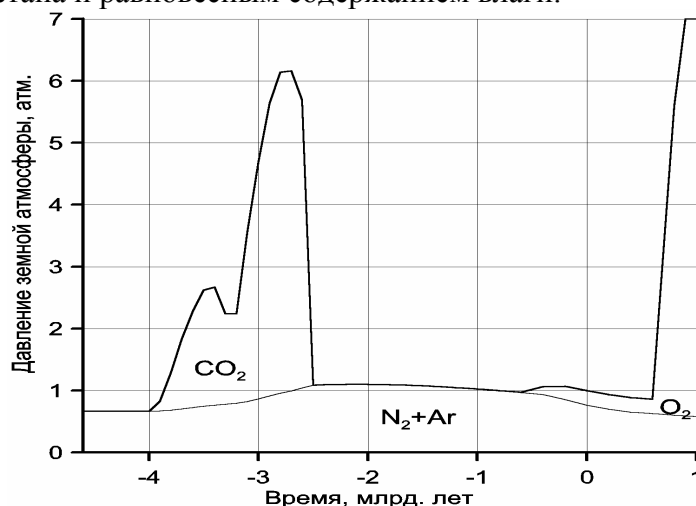


Рис. 10.6. Эволюция состава и давления земной атмосферы

В протерозое после выделения земного ядра и резкого снижения тектонической активности Земли в океанической коре возник серпентинитовый слой (см. рис. 9.2) и резко активизировались процессы связывания углекислого газа в карбонатах по реакциям типа (10.1) и (10.2). В результате довольно быстро (в течение примерно 100 млн лет) из атмосферы оказался выведенным практически весь углекислый газ и земная атмосфера стала азотной с общим давлением около 1 атм. Наконец, после полного исчезновения свободного (металлического) железа из мантии в конце протерозоя (см. раздел 4.5, рис. 4.10) в атмосфере фанерозоя стал постепенно накапливаться кислород, и она приняла привычный азотно-кислородный состав, а ее давление поднялось до 1 бара. В фанерозое максимального давления атмосфера, по-видимому, достигала в середине мезозоя, когда скорость генерации кислорода стала максимальной в связи с широким распространением тогда по Земле цветковых растений.

В будущем общее давление земной атмосферы продолжит постепенное снижение за счет связывания микроорганизмами азота в почвах континентов. Процесс этот продолжится до тех пор, пока в будущем, приблизительно через 600 млн лет, не начнется дегазация из мантии эндогенного кислорода, освобождающегося при образовании “ядерного” вещества $Fe \cdot FeO$ по реакции (4.6) из предельно окисленных к тому времени окислов железа в мантии. После этого давление кислорода в атмосфере Земли начнет стремительно возрастать вплоть до 40 атм и выше. Но произойдет это, на наше счастье, еще очень не скоро.

10.3. Адиабатическая теория парникового эффекта

Считается, что атмосфера слабо поглощает солнечную коротковолновую радиацию, которая в большей части достигает земной поверхности, но задерживает длинноволновое (тепловое) излучение этой поверхности, тем самым значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космическое пространство. Это принимается за главную причину повышения температуры атмосферного воздуха, и чем выше концентрация в воздухе так называемых “парниковых газов”, поглощающих инфракрасное (тепловое) излучение, тем большим оказывается прогрев атмосферы. Идея о разогреве земной атмосферы парниковыми газами впервые была высказана в конце прошлого столетия известным шведским ученым С. Аррениусом и с тех пор принимается на веру практически без проверки.

Обычно главным методом решения таких задач о парниковом эффекте является моделирование процесса прогрева атмосферы по многочисленным, но не очень устойчивым условиям энергетического баланса земной атмосферы. Существующие неопределенности в оценках тех или иных параметров принятой модели, а их насчитывается не менее 30, фактически делают решение самой задачи некорректным. По этой причине рассмотрение природы парникового эффекта мы решили провести с наиболее общих позиций, используя синергетический подход. При таком подходе можно пользоваться только наиболее значимыми и достоверно установленными параметрами среды и определяющими характеристиками управляющего процесса. Например, можно учитывать только такие параметры, как масса атмосферы, ее теплоемкость, осредненное значение энергии падающего на Землю солнечного излучения, а также принимать во внимание существование сильной отрицательной обратной связи между сферическим альбедо планеты и ее осредненной приземной температурой. При этом, правда, теряется локальная детальность описания парникового эффекта, поскольку модель первого приближения оказывается одномерной и осредненной по всей Земле. Однако в некоторых случаях такой подход обладает определенными преимуществами, поскольку позволяет получать аналитический и однозначный результат решения таких глобальных проблем, как, например, определение влияния состава атмосферы на суммарную величину ее парникового эффекта (для всей Земли в целом). Кроме того, надо иметь в виду, что в

одномерную модель можно включать дополнительные и локальные параметры, например широту местности, наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики, приток дополнительного тепла потоками воздушных масс (циклонами), альbedo снежного покрова и т.д. Таким путем можно построить трехмерную и даже четырехмерную (четвертое измерение – время) модель парникового эффекта. При этом мы постараемся показать, что главными факторами, ответственными за возникновение комфортных климатических условий на Земле, являются величина солнечной радиации, а также состав, давление и теплоемкость земной атмосферы.

10.3.1. Основные характеристики современной атмосферы

Напомним вначале основные характеристики земной атмосферы: масса атмосферы равна примерно $5,15 \cdot 10^{21}$ г, среднее давление воздуха на уровне моря p_0 равняется одной физической атмосфере, или 1,0132 бар = 1013,2 мбар (760 мм ртутного столба), а плотность $\rho_0 \approx 1,27 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой давление и плотность воздуха быстро уменьшаются по экспоненциальному закону (рис. 10.7):

$$p = p_0 \exp\left\{-\frac{g\mu}{RT}h\right\}, \quad (10.7)$$

где $g = 981$ см/с² – ускорение силы тяжести; μ – средний молекулярный вес атмосферных газов (для Земли при $p = p_0$; $\mu = 28,97$); $R = 1,987$ кал/град·моль = $8,314 \cdot 10^7$ эрг/град·моль – газовая постоянная; T – абсолютная температура в градусах Кельвина; h – высота над уровнем моря, см. Соответственно уменьшается с высотой и плотность воздуха.

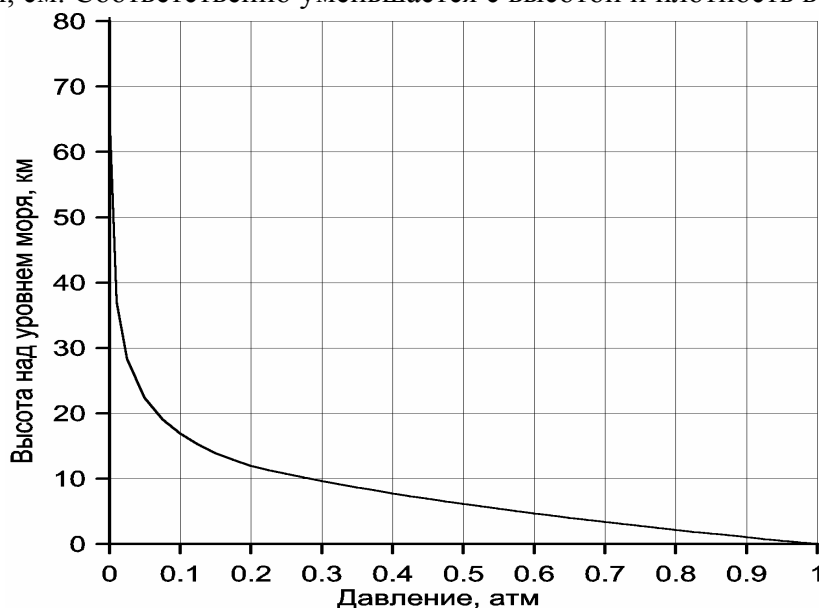


Рис. 10.7. Зависимость давления от высоты (рассчитано по распределению температуры с высотой, изображенному на рис 2.2)

Азотно-кислородный состав земной атмосферы уникален для планет Солнечной системы. Сухой воздух содержит 75,51% (по массе) азота, 23,15 – кислорода, 1,28 – аргона, 0,046 – углекислого газа, 0,00125 – неона и около 0,0007% остальных газов. Важной активной компонентой атмосферы является водяной пар (и вода в каплях облаков). Содержание водяного пара и воды в атмосфере достигает $(0,12 - 0,13) \cdot 10^{20}$ г, что в пересчете на слой конденсированной воды составляет 2,5 см (25 мм), или в среднем 2,5 г/см² земной поверхности. Если учесть среднегодовое испарение и выпадение осадков, приблизительно равное 780 мм водяного столба, то легко определить, что водяной пар в атмосфере обновляется примерно 30 раз в году, или каждые 12 дней. В верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца возникает озон, состоящий из трехатомных молекул кислорода. Несмотря на малые количества озона в

атмосфере $O_3 \approx 3,1 \cdot 10^{15}$ г (кислорода в атмосфере $O_2 = 1,192 \cdot 10^{21}$ г), этот газ спасает жизнь на поверхности Земли от пагубного воздействия на нее жесткого излучения Солнца.

По распределению температуры в атмосфере Земли (см. рис. 2.2) можно выделить три характерных слоя. Нижний и наиболее плотный слой земной атмосферы – ее тропосфера простирается до высот порядка 8–10 км в высоких широтах и до 16–18 км в экваториальном поясе (в среднем до 12 км), содержит около 80% массы всей атмосферы и характеризуется почти линейным распределением температуры. Средний слой уже существенно разреженной атмосферы включает в себя стратосферу и мезосферу и характеризуется крупным максимумом температуры, достигающим 270 К на высотах около 50 км. Этот температурный максимум связан с поглощением озоном ультрафиолетового излучения Солнца. Еще выше расположена термосфера, в которой температура увеличивается с высотой до 1000 К и более, а на высотах, превышающих 1000 км, термосфера постепенно переходит в экзосферу и далее в открытый космос. Между тропосферой и стратосферой, мезосферой и термосферой существуют переходные слои, соответственно тропопауза, с температурами около 190–220 К и мезопауза с температурами, близкими к 180–190 К.

Распределение температуры в тропосфере Земли принципиально отличается от ее распределения в стратосфере, мезосфере и термосфере. В тропосфере это распределение почти линейное, тогда как в верхней атмосфере оно резко нелинейное с характерным максимумом на высотах около 50 км и ростом температуры выше 90 км. Максимум температуры на высотах около 50 км связан с поглощением ультрафиолетового излучения Солнца озоном, повышение температуры выше 90 км связано с ионизацией разреженного воздуха жестким излучением Солнца. Таким образом, в стратосфере и мезосфере температура в основном определяется радиационным механизмом передачи тепла, тогда как распределение температуры в тропосфере определяется другими процессами, главным из которых является конвективный вынос тепла из этого нижнего и плотного слоя атмосферы в стратосферу, где далее оно теряется в космосе уже радиационным путем.

10.3.2. Основы адиабатической теории парникового эффекта

По определению парниковым эффектом называется разность между средней температурой поверхности планеты и ее радиационной (эффективной) температурой, под которой эта планета видна из космоса. Средняя температура по всей Земле в целом приблизительно равна $+15$ °С, а ее эффективная температура -18 °С, следовательно, парниковый эффект на Земле сейчас равен $+33$ °С.

С точки зрения приведенного определения парниковый эффект является вполне реальной категорией, хотя сам термин “парниковый эффект” и неудачен, и физически просто неверен. Считается, что атмосфера, содержащая так называемые “парниковые газы”, слабо поглощает солнечную коротковолновую радиацию, которая в большей части достигает земной поверхности, но задерживает длинноволновое (тепловое) излучение этой поверхности, тем самым значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космическое пространство. Это и принимается за главную причину повышения температуры атмосферного воздуха, и чем выше концентрация в воздухе упомянутых “парниковых газов”, поглощающих инфракрасное (тепловое) излучение, тем, как считается, большим оказывается прогрев атмосферы. Свое название эффект разогрева атмосферы под влиянием поглощения парниковыми газами теплового излучения, идущего от поверхности Земли (greenhouse effect), получил по аналогии с теплицами, перекрытыми стеклянной крышей (green house), поскольку стекло тоже легко пропускает видимый спектр солнечного излучения, но задерживает инфракрасное излучение. Однако главный эффект всех теплиц и парников такого типа в другом – в изоляции заполняющего их воздуха от конвективного перемешивания с наружным воздухом. По этой причине, как только

открываются окна теплиц и восстанавливается связь с внешним пространством, в них сразу же пропадает и “парниковый” эффект.

Поскольку Земля обладает сравнительно плотной атмосферой, то в ее нижнем и наиболее плотном слое – тропосфере толщиной около 12 км перенос тепла происходит не радиационным путем, как это представляют себе сторонники “классического” подхода к парниковому эффекту, а в основном благодаря конвективным движениям воздушных масс. Действительно, в плотной тропосфере (давление больше 0,2 атм) всегда доминирует вынос тепла воздушными потоками, т.е. путем конвективного массообмена воздуха, при котором его теплые массы расширяются и поднимаются вверх, а холодные, наоборот, сжимаются и опускаются вниз. Радиационный перенос тепла доминирует только в разреженных слоях стратосферы, мезосферы и термосферы. Отсюда следует главный вывод, что *среднее распределение температуры в толще тропосферы должно быть близким к адиабатическому распределению*, т.е. учитывающим расширение и охлаждение воздуха при его подъеме и, наоборот, сжатие и разогрев воздуха при его опускании. Из этого вовсе не следует, что конкретные распределения температуры в конкретные моменты времени обязательно должны быть адиабатическими. Здесь имеются в виду лишь средние распределения за промежутки времени порядка 1 месяца и более.

Регулируется процесс адиабатического распределения температуры давлением атмосферы, а также эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей его дополнительный разогрев за счет поглощения “парниковыми” газами инфракрасного (теплого) излучения земной поверхности и выделения тепла при конденсации влаги в тропосфере. Напомним, что при адиабатическом процессе температура газа, выраженная в градусах Кельвина (К), всегда оказывается пропорциональной давлению газа p в степени показателя адиабаты α , зависящего от эффективной теплоемкости газовой смеси атмосферы:

$$T = C^\alpha \cdot p^\alpha, \quad (10.8)$$

где C – постоянная. При конденсации паров воды во влажной тропосфере происходит выделение тепла и повышение температуры воздуха, это приводит к снижению значения показателя адиабаты α . Например, среднее значение этого параметра для влажной тропосферы Земли равно $\alpha = 0,1905$, тогда как для сухого воздуха $\alpha = 0,2846$.

Важно отметить, что конденсация влаги в тропосфере порождает облачность, которая является главным фактором, определяющим отражательную способность Земли (ее альбедо). Это создает сильную отрицательную обратную связь между приземной и радиационной температурами Земли, что приводит к стабилизации температурного режима тропосферы. Действительно, любое повышение приземной температуры усиливает испарение влаги и увеличивает облачность Земли, а это, в свою очередь, повышает альбедо планеты и отражательную способность земной атмосферы. В результате увеличивается отражение солнечного тепла от облаков в космос, а поступление тепла на Землю сокращается, и средняя температура земной поверхности вновь снижается до прежнего уровня. При этом надо учитывать, что любая отрицательная обратная связь в системе приводит к линейной зависимости реакции на выходе системы от воздействия на ее входе. Это свойство систем с отрицательными обратными связями универсально и проявляется вне зависимости от природы самих систем, будь то атмосфера планеты, электронный усилитель или центробежный регулятор Уатта в паровых машинах. В нашем случае входным сигналом является температура, характеризующая собой солнечное излучение на расстоянии Земли от Солнца. Для Земли эта температура, называемая температурой “абсолютно черного тела”, равна $T_{bb} = 278,8 \text{ К} = +5,6 \text{ }^\circ\text{С}$. Отсюда делается второй вывод, что средняя приземная температура T_s линейно зависит от температуры, характеризующей солнечное излучение. Этих двух условий достаточно для однозначного определения средней температуры на любом уровне земной тропосферы:

$$T = b^\alpha \cdot T_{bb} \cdot p^\alpha. \quad (10.9)$$

В этом уравнении показатель адиабаты зависит от молярного веса газовой смеси атмосферы и теплоемкости воздуха. Если теплоемкость газов c_p выражать в кал/г·град, а газовую постоянную $R = 1,987$ кал/моль·град, то зависимость показателя адиабаты α от состава и влажности атмосферы легко находится по формуле

$$\alpha = \frac{R}{\mu \cdot (c_p + C_w + C_r)}, \quad (10.10)$$

где $\mu \approx 29$ – молярный вес воздуха; $c_p = 0,2394$ кал/г·град – теплоемкость сухого воздуха; $C_w + C_r$ – поправочные коэффициенты с размерностью теплоемкости, учитывающие суммарный тепловой эффект процессов конденсации влаги C_w (во влажной атмосфере) и поглощения теплового излучения Земли и Солнца C_r .

Распределение температуры для осредненной тропосферы Земли, построенное по уравнению (10.9), является почти линейной функцией высоты и практически полностью совпадает (с точностью до 0,1–0,05%) с распределением температуры в тропосфере стандартной модели земной атмосферы со средним температурным градиентом 6,5 град/км (рис. 10.8). Напомним, что стандартная модель земной атмосферы является осредненной по всей Земле зависимостью температуры от атмосферного давления. Эту модель обычно используют при настройке авиационных альтиметров и тарирования барометров, предназначенных для наземных наблюдений. С целью более жесткой проверки универсальности выведенных закономерностей был проведен расчет распределения температуры в плотной углекислотной тропосфере Венеры по тому же выражению (10.9), но с подстановкой в него давлений до 90,9 атм и параметров, отвечающих углекислотному составу ее атмосферы. При этом использовались адиабатические уравнения, нормированные по условиям земной атмосферы (рис. 10.8).

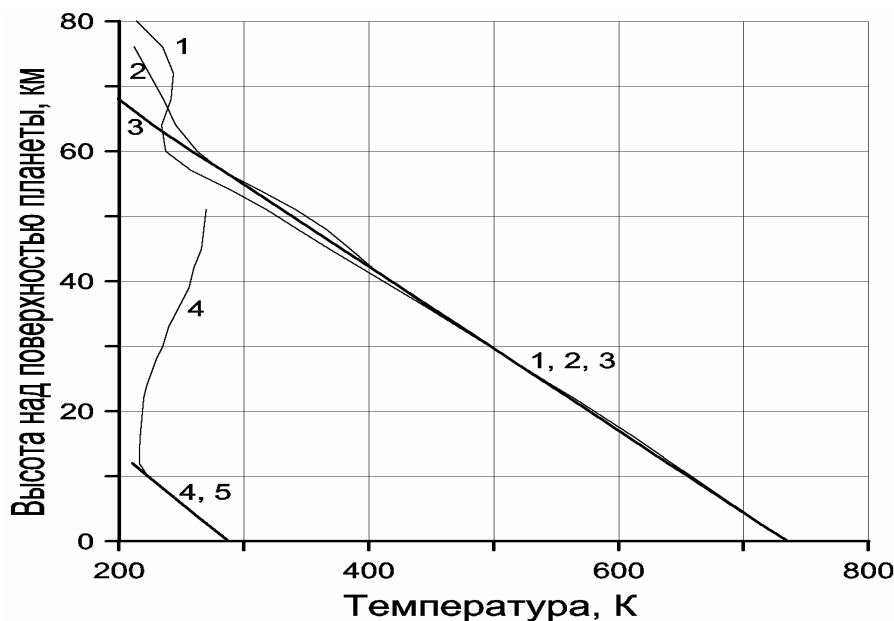


Рис. 10.8. Распределение экспериментально определенных температур в тропосфере и стратосфере Земли (кривая 4) и в тропосфере Венеры (1 и 2) в сопоставлении с теоретическими распределениями (5 и 3), построенными по адиабатической теории парникового эффекта (на приведенном рисунке температуры показаны в абсолютных (физических) градусах Кельвина)

Как видно из рисунка, теоретическое распределение температуры в тропосфере Венеры близко (с точностью до 1–2%) совпало с экспериментально определенными значениями температуры, измеренными советскими и американскими космическими аппаратами – зондами. Таким образом, было показано, что средняя температура на любом уровне достаточно плотной планетной тропосферы (с давлением выше 0,2 атм) однозначно определяется интенсивностью солнечного излучения, атмосферным давлением на этом уровне и эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей

дополнительный прогрев тропосферы благодаря поглощению тепла парниковыми газами и выделению тепла при конденсации влаги в тропосфере.

Рассматриваемая модель позволяет оценить и доли участия всех составляющих переноса тепла в общем процессе регулирования температуры тропосферы. Так, по характеристическим температурам земной тропосферы, ее радиационной $T_e = 255$ К и средней приземной температуре $T_s = 288$ К, удается определить поправочные члены к теплоемкости сухой и не поглощающей инфракрасное излучение атмосферы, учитывающие радиационный C_r и влаго-конденсационный C_w перенос тепла в тропосфере (Сорохтин, 2001)

$$C_r = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_s - T_e}{T_s},$$

$$C_w = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_e}{T_s} - c_p,$$
(10.10')

Тогда с учетом уравнения (10.10) находим: $C_r = 0,041$ кал/г·град; $C_w = 0,0794$ кал/г·град; $\alpha = 0,1905$. Отсюда видно, что непосредственная передача тепла от земной поверхности воздушным массам, участвующим в конвективном массообмене тропосферы, достигает приблизительно 67%, радиационная составляющая добавляет в конвективный перенос тепла 11%, а выделение тепла при конденсации влаги в толще тропосферы – еще 22%. На Венере из-за ее существенно более плотной тропосферы относительный прогрев газовой оболочки от горячей поверхности планеты снижается до 55%, тогда как вклад радиационной составляющей в конвекцию оказывается значительно бóльшим и достигает приблизительно 45%. Однако при этом около 26% суммарной тепловой энергии конвективного процесса расходуется в горячих (нижних и средних) слоях тропосферы Венеры на термическую диссоциацию каких-то химических соединений атмосферы. Такими соединениями могут быть, например, серная кислота, диссоциирующая на воду и серный ангидрид, вода, разлагающаяся на кислород и водород, углекислый газ – на угарный газ и кислород и т.д. В верхних же слоях тропосферы при более низких температурах эти составляющие вновь соединяются в стабильные химические соединения.

Описанная здесь модель парникового эффекта, по сути, является “одномерной”, в которой сама планета представляется безразмерной точкой, а единственное измерение – это высота над этой точкой. Такая синергетическая модель одновременно является и наиболее точной при определении глобальных характеристик тропосферы планеты, например ее парникового эффекта, среднего распределения в ней температуры, при нахождении средних значений радиационной или влагоконденсационной составляющей выделения тепла в тропосфере и т.д. Используя закон Ламберта освещения сферы и вводя в рассмотрение широту местности, эту модель можно перевести в двухмерную, а вводя в нее долготную составляющую и сезонные колебания освещенности планеты – в трехмерную и четырехмерную модели (четвертым измерением является время). При этом, правда, точность определения зависимости парникового эффекта от состава планетной атмосферы будет заметно снижаться.

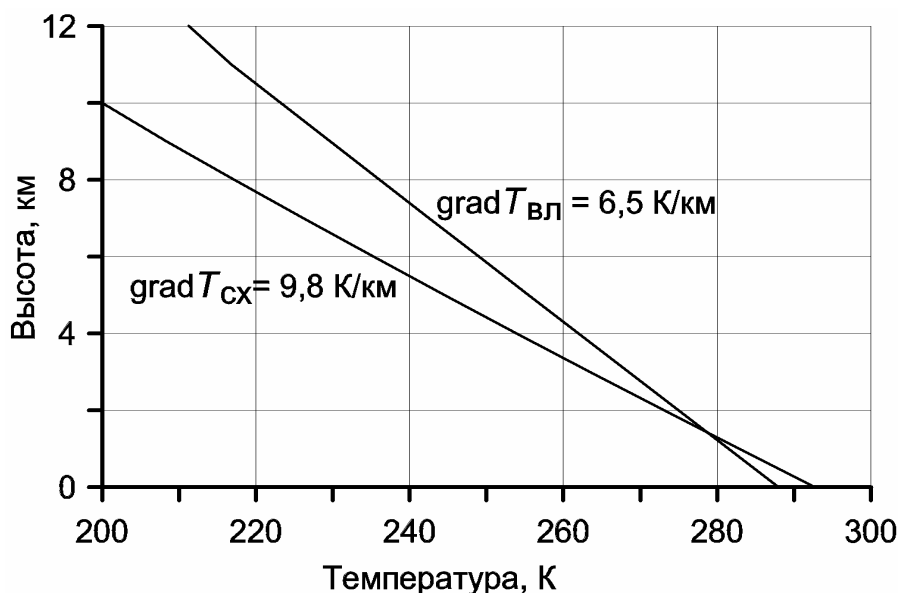


Рис. 10.9. Сравнение построенных по выражению (10.9) распределений температуры в сухой, прозрачной ($\text{grad}T_{\text{сх}}$) и во влажной, поглощающей ИК-излучение, тропосфере Земли ($\text{grad}T_{\text{вл}}$). Как видно из сравнения кривых, при прочих равных условиях приземная температура влажной и поглощающей тропосферы всегда оказывается ниже поверхностной температуры сухой и прозрачной атмосферы (в приведенном примере эта разность температур достигает $4,7\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Для получения локальных климатических характеристик планеты в рассматриваемые модели следует ввести альбедо земной поверхности и привнос тепла циклонами. При таком подходе становится понятным переохлаждение земной поверхности в зимнее время под антициклоническими областями Земли, например, в Антарктиде или Якутии и на северо-востоке России. Фактически в этих областях с высокой отражательной способностью снежного покрова, но лишенных притока тепла циклонами, температура земной поверхности снижается почти до температуры тропопаузы (т.е. нижнего слоя стратосферы), определяемой уже радиационным балансом атмосферы на данной широте. В летнее же время в таких антициклонических областях с сухим воздухом, наоборот, происходит перегрев приземных слоев тропосферы приблизительно на $4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и выше, со всеми симптомами засухи, что часто случается, например, в Заволжских степях (рис. 10.9).

10.3.3. Некоторые прогнозные оценки

Убедившись в справедливости адиабатической теории парникового эффекта на примерах сравнения теоретических распределений температуры с реальными осредненными распределениями температуры в тропосферах Земли и Венеры, можно выполнить ряд прогнозных расчетов. Так, при мысленной замене азотно-кислородной атмосферы Земли на углекислотную, но с тем же давлением 1 атм средняя приземная температура понижается (а не повышается, как это принято думать) приблизительно на $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Как видно из графиков (рис. 10.10), при этом снижаются и температуры во всей толще тропосферы. Обе кривые построены по уравнениям (10.7) и (10.9), в которых менялись только параметры, связанные с составом атмосферы: $\mu_1 = 29$; $\mu_2 = 44$; $\alpha_1 = 0,1905$ и $\alpha_2 = 0,1423$, но оставались прежними влажность и поглощающие свойства атмосферы $C_w + C_r = 0,12\text{ кал/г}\cdot\text{град}$, а также значения коэффициента $b = 1,186\text{ л/атм}$, температуры $T_{\text{bb}} = 278,8\text{ К}$ и давления на уровне моря $p_s = 1\text{ атм}$.

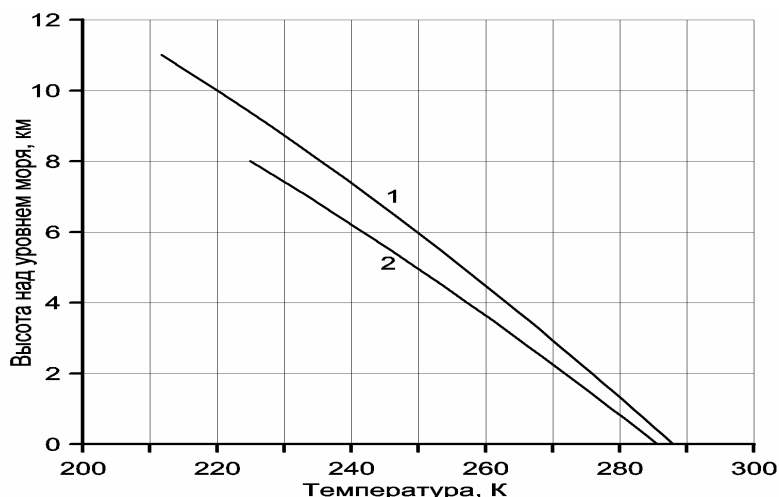


Рис. 10.10. Осредненные распределения температуры в земной тропосфере: 1 – для модели стандартной земной атмосферы с азотно-кислородной воздушной смесью; 2 – для модели земной атмосферы с углекислотным составом воздуха (остальные параметры такие же, как и в стандартной модели 1)

Аналогично этому при мысленной замене углекислотной атмосферы Венеры на азотно-кислородную, но при том же давлении 90,9 атм, ее поверхностная температура повышается с 735 до 931 К (с 462 до 658 °С). Отсюда видно, что насыщение атмосферы углекислым газом, несмотря на поглощение им теплового излучения, при прочих равных условиях всегда приводит не к повышению, а только к понижению парникового эффекта и средней температуры во всей толще планеты. Объясняется это явление просто: молярный вес углекислого газа в 1,5 раза выше, а его теплоемкость приблизительно в 1,2 раза ниже, чем у земного воздуха. В результате, как это следует из уравнения (10.10), показатель адиабаты для углекислотной атмосферы $\alpha(\text{CO}_2) = 0,1423$ при прочих равных условиях влажной тропосферы оказывается приблизительно в 1,34 раза меньше, чем для воздуха азотно-кислородного состава $\alpha(\text{N}_2+\text{O}_2) = 0,1905$. Увеличение же углекислым газом поглощения тепла приводит к возрастанию поправочного коэффициента C_T и, следовательно, к дополнительному уменьшению показателя адиабаты $\alpha(\text{CO}_2)$, а это, в свою очередь, ведет к дополнительному снижению температуры.

Физически эти, казалось бы, парадоксальные результаты объясняются тем, что вынос тепла из тропосферы в основном происходит не радиационным путем, а благодаря конвекции, а главными факторами в этом процессе, определяющими температурный режим плотных планетных тропосфер, являются давление атмосферы и ее эффективная теплоемкость. Действительно, нагретые за счет поглощения инфракрасного (теплового) излучения объемы воздуха расширяются, становятся легче окружающих воздушных масс и поэтому быстро поднимаются вверх, вплоть до низов стратосферы, где они и теряют избытки тепла уже с радиационным излучением. Таким образом, насыщение атмосферы углекислым газом может привести только к ускорению конвективного массообмена в тропосфере, но не к увеличению ее температуры. Кроме того, при одинаковых давлениях (массах) суммарная теплоемкость углекислотной атмосферы всегда оказывается меньшей, чем теплоемкость азотно-кислородной атмосферы. При этом из-за большей плотности углекислого газа по сравнению с земным воздухом углекислотная атмосфера оказывается более тонкой и хуже сохраняет тепло на поверхности планеты по сравнению с более толстым слоем азотно-кислородной атмосферы, обладающим к тому же и большей теплоемкостью.

Рассмотрим теперь влияние антропогенного выброса углекислого газа в атмосферу на климат Земли. По разным оценкам, в настоящее время за счет сжигания природного топлива в атмосферу поступает около 5–7 млрд т углекислого газа или 1,4–1,9 млрд т чистого углерода. Это колоссальное количество поступающего в атмосферу углерода не только влияет на состав ее газовой смеси и снижение теплоемкости, но и несколько

увеличивает общее давление атмосферы. Оба этих фактора действуют в противоположных направлениях, в результате средняя температура земной поверхности почти не меняется. Она практически не изменится, даже если концентрация углекислого газа увеличится вдвое, что ожидается к 2100 г. Если же учесть, что большая часть поступающего в атмосферу углекислого газа, по закону Генри, растворяется в океанических водах и далее, при гидратации пород океанической коры, связывается в карбонатах, то может оказаться, что вместе с углеродом в карбонаты перейдет и часть атмосферного кислорода. Тогда вместо слабого повышения атмосферного давления следует ожидать его незначительного уменьшения и, следовательно, слабого похолодания климата (но не его существенного потепления, как это предполагают ортодоксальные экологи).

К аналогичным выводам пришли и многие ученые США, изучавшие изменения климата в разных регионах Северной Америки. Согласно их данным, в настоящее время фактически не происходит никакого потепления климата. В этой связи известный американский ученый, бывший Президент Национальной Академии наук США Ф. Зейтц, пишет: “Экспериментальные данные по изменению климата не показывают вредного влияния антропогенного использования углеводородов. В противоположность этому, имеются веские свидетельства, что увеличение содержания в атмосфере углекислого газа является полезным”. Ф. Зейтц подготовил Петицию ученых Правительству Соединенных Штатов Америки с призывом отказаться от Международного соглашения по глобальному потеплению климата, заключенному в Киото (Япония) в декабре 1997 г, и других аналогичных соглашений. В этой Петиции, в частности, говорится: “Не существует никаких убедительных научных свидетельств того, что антропогенный выброс диоксида углерода, метана или других парниковых газов причиняет, или может в обозримом будущем вызвать катастрофическое прогревание атмосферы Земли и разрушение ее климата. Кроме того, имеются существенные научные свидетельства, показывающие, что увеличение в атмосфере концентрации диоксида углерода приводит к положительному влиянию на естественный прирост растений и животных в окружающей среде Земли”. К настоящему времени эту Петицию уже подписало около 17 тыс. ученых и инженеров США.

Из приведенных оценок следует важный практический вывод, что даже значительные выбросы техногенного углекислого газа в земную атмосферу фактически не меняют осредненных показателей теплового режима Земли и ее парниковый эффект. Более того, увеличение концентрации этого газа в земной атмосфере, безусловно, является полезным фактором, повышающим продуктивность сельского хозяйства и способствующим более эффективному восстановлению растительной массы в районах сведения лесов.

Если же глобальный климат Земли в настоящее время действительно испытывает заметное потепление, то скорее всего это окажется временным явлением, и причину надо искать в других процессах и явлениях, например в неравномерности солнечного излучения, в прецессии собственного вращения Земли, в неустойчивости океанических течений или в изменениях их циркуляции, вызванных другими причинами. Так, между осредненной температурой земной поверхности и магнитной активностью Солнца, определяемой по числу солнечных пятен на его поверхности (т.е. по числу Вольфа), как видно из рис. 10.11, наблюдается сильная корреляция. Кроме того, не следует забывать, что наблюдаемое сейчас вековое потепление климата началось еще в начале XVII в., когда о техногенных выбросах углекислого газа в атмосферу не приходилось и говорить. Причем это локальное потепление наблюдается на общем фоне похолодания (рис. 10.12). Что же касается потепления последних десятилетий (если оно действительно наблюдается), то это может оказаться временным явлением, развивающимся, например, на фоне общего долговременного изменения климата.

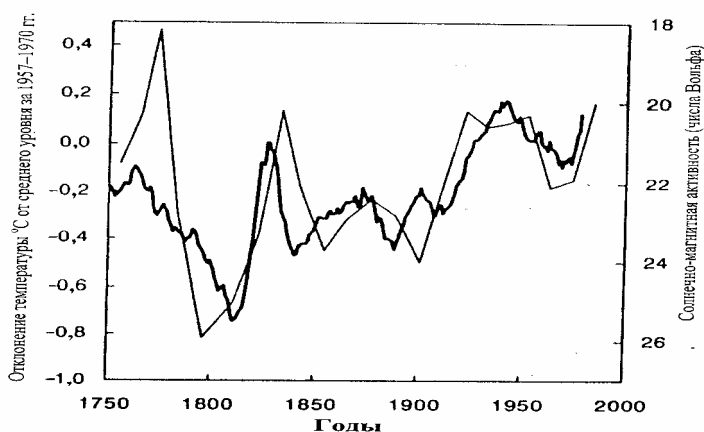


Рис. 10.11. Корреляция температурных колебаний в Северном полушарии с магнитной активностью Солнца (с числами Вольфа). Левая шкала и жирная линия – отклонения среднего значения поверхностной температуры Северного Полушария при текущем 11-летнем сглаживании, °С. Правая шкала и тонкая линия – осредненная солнечно-магнитная активность (числа Вольфа). Резким всплескам магнитных циклов соответствует более активное и, следовательно, более яркое солнце (Hansen J., Lebedeff S, Geophys. Res. Let. 1988. Vol. 15. P. 323–326)

Аналогичные колебательные процессы в природе распространены достаточно широко. Можно вспомнить историю изменений уровня Каспийского моря: после многих лет обмеления в середине 80-х годов он вдруг стал подниматься, да еще с угрожающе катастрофической скоростью. А сколько было разговоров по поводу антропогенного влияния на процесс осушения Каспия! Ведь чуть не осуществили самый дорогой из всех “проектов века” по переброске северных рек на юг.

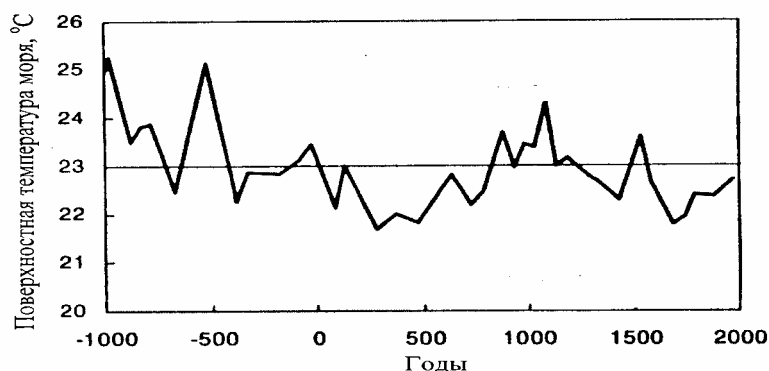


Рис. 10.12. Поверхностные температуры Саргассова моря (с осреднением около 50 лет), определенные по изотопным отношениям кислорода в остатках планктонных морских организмов, погребенных в донных отложениях (Kegwin I.D.// Science. 1996. Vol. 274. P. 1504–1508). Горизонтальной линией отмечена средняя температура за 3000-летний период

В эволюционном плане, начиная приблизительно с середины мезозоя (около 150–100 млн лет назад), происходит постепенное похолодание климата. Объясняется это удалением азота из атмосферы и связыванием его в нитратах и нитритах почвенного покрова. В результате атмосферное давление за последние 100 млн лет постепенно падало, что приводило к похолоданию климата, причем сейчас такое похолодание не компенсируется даже плавным увеличением интенсивности солнечного излучения. Об эволюционном похолодании климата говорят и многочисленные геологические данные, например полное отсутствие следов оледенений в мезозое и появление первых ледниковых покровов в Антарктиде в середине кайнозоя (около 40 млн лет назад), а в четвертичное время (приблизительно последние 1–2 млн лет) и периодических оледенений в Северном полушарии. Сейчас мы живем в межледниковом стадиале, но когда ему на смену придет новая фаза оледенения, то следует ожидать ее повышенной суровости.

10.3.4. Аргументы сторонников классического подхода к проблеме парникового эффекта

Рассматривая проблемы парникового эффекта, нельзя обойти молчанием и аргументы последователей идеи С. Аррениуса о прямом воздействии концентрации углекислого газа на температуру тропосферы. Так, сторонники этих идей обычно приводят данные по содержанию углекислого газа в пробах воздуха из древних слоев фирна Гренландии и Антарктиды, показывающие, что в периоды межледниковых потеплений концентрация этого газа в атмосфере всегда повышалась (рис. 10.13). Аналогичный эффект, только в значительно большей степени, по их мнению, наблюдался в теплые климатические эпохи, например в меловом периоде. Формально это так. Однако при объяснении этих явлений происходит явная подмена причины следствием – ведь повышение парциального давления углекислого газа в атмосфере может быть не причиной потепления климата, а только его следствием.

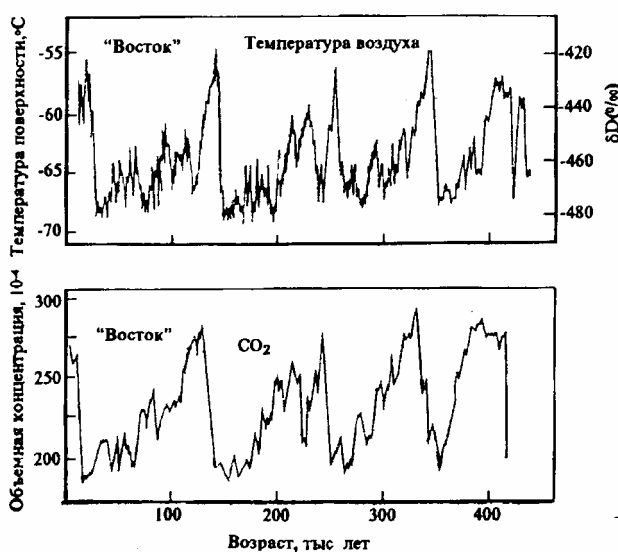


Рис. 10.13. Корреляция изменений температуры воздуха с концентрацией углекислого газа за последние 420 тыс. лет на антарктической станции Восток. Данные по температуре и концентрации углекислого газа получены по керну скважины во льду, пробуренной на этой станции до глубины 3623 м (Котляков В.М., Данилов А.И.// Земля и Вселенная. 1999. № 4. С. 3–12)

В приведенных на рис. 10.13 графиках температурных колебаний климата, определенных по керну ледникового покрова Антарктиды, кривая температурных колебаний явно опережает соответствующие им изменения концентраций углекислого газа. Судя по этим данным, температурные колебания действительно являются первичными, а изменения содержания углекислого газа в атмосфере – лишь следствие этих колебаний.

Объясняется это отрицательной температурной зависимостью растворимости углекислого газа в океанических водах и законом Генри, устанавливающим динамическое равновесие между концентрацией газа в атмосфере и его содержанием в гидросфере. Сейчас в водах океанов растворено углекислого газа приблизительно в 57–60 раз больше, чем его содержится в атмосфере. Если же за счет изменения температуры океанических вод содержание CO_2 в Мировом океане изменится, то установится новое равновесие, при котором часть углекислого газа перейдет из океана в атмосферу или, наоборот, из атмосферы в океан. Но поскольку его растворимость в воде заметно уменьшается с ростом температуры, то всегда потеплениям климата будет соответствовать увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере, а похолоданиям – ее снижение. Интересно отметить, что задержка изменений концентрации CO_2 по сравнению с изменениями

температуры на графиках приблизительно соответствует времени полного перемешивания вод Мирового океана (порядка нескольких тысяч лет).

То же относится и к “теплому” меловому периоду. Так, по нашим оценкам (Сорохтин, Ушаков, 1991), в атмосфере мелового периода, когда средняя температура вод Мирового океана была приблизительно на 15 °С выше современной, парциальное давление углекислого газа в земной атмосфере превышало его современный уровень приблизительно в 1,7–2 раза. Однако такое повышение содержания углекислого газа в атмосфере мелового периода являлось естественным следствием климатических изменений того времени, а не его причиной. Истинная причина теплого климата мелового периода была связана, по-видимому, с некоторым повышением давления атмосферы в мезозое (за счет усиления генерации кислорода после появления и широкого распространения цветковых растений) и с дрейфом континентов. В результате большинство материков тогда располагалось только в низких и умеренных широтах, а теплые океанические течения проникали глубоко в высокие широты, согревая своими водами берега наиболее приближенных к полюсам континентов (например, Антарктиды). Поэтому средняя температура Земли в меловом периоде была приблизительно на 2,5–3 °С выше современной, а климат – более равномерным, без ледяных шапок на полюсах.

10.4. Естественное происхождение так называемых озоновых “дыр”

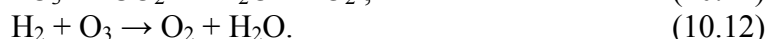
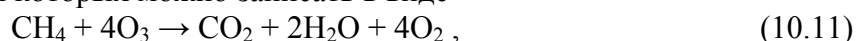
Хотелось бы отметить близкую по ситуации к парниковому эффекту проблему происхождения озоновых “дыр” в полярных и умеренных широтах. Известно, что в стратосфере под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца кислород частично преобразуется в трехатомный газ – озон, задерживающий и поглощающий жесткое солнечное излучение. Поэтому возникающий в стратосфере озоновый слой фактически является защитным щитом от губительного для всего живого солнечного ультрафиолета. Разрушение этого слоя, естественно, представляет собой большую опасность для жизни на Земле. Отсюда понятно большое внимание, уделяемое учеными изучению озонового слоя Земли и проблеме озоновых “дыр” в стратосфере.

Под озоновыми “дырами” обычно понимаются участки стратосферы в полярных и умеренных широтах с пониженной приблизительно на 20–30%, концентрацией озона. Обычно они возникают в зимне-весенние периоды над местами стояния устойчивых антициклонов, например в Антарктиде или над Якутией. Связано это с тем, что зимой резко уменьшается солнечная инсоляция, а в полярных широтах она и вовсе пропадает, а над антициклоническими областями происходит подъем воздушных масс и их перетекание в стратосферу, в результате озоновый слой над ними как бы развеивается. Летом, как правило, озоновые “дыры” резко сокращаются по площади или пропадают полностью.

Паника с озоновыми “дырами” возникла только после того, как в конце 50-х годов научились и стали количественно измерять содержание озона в атмосфере, а до того жили спокойно и ни о чем не беспокоились. Впервые озоновую “дыру” обнаружили в Антарктиде, как раз в то время, когда там проводили исследования и авторы данной книги. Вскоре вокруг проблемы “дыр” появилось масса предположений об антропогенном влиянии на их появление. Так, наиболее модным стало обвинять в этом промышленность, выпускающую бытовые аэрозольные баллончики, и холодильную промышленность, использующие легкосжижаемый газ фреон. При этом, правда, оставалось непонятным, почему наиболее глубокие и обширные озоновые “дыры” наблюдаются в Антарктиде, т.е. в Южном полушарии, тогда как максимум антропогенных выбросов фреонов происходит в Северном полушарии. Непонятно также, чем хуже промышленные фреоны, когда в несоизмеримо бóльших количествах аналогичные, но природные фреоны поступают в атмосферу при вулканических извержениях.

Однако главными “разрушителями” озонового слоя являются не фреоны, а метан и водород. Вопреки существующим взглядам об основной роли техногенных фреонов в

разрушающем действии озона земной атмосферы, их влияние и в энергетическом и в количественном отношении совершенно ничтожно по сравнению с ролью природных эманаций метана, водорода и природных фреонов вулканического происхождения. Так, только по реакциям типа (9.12) и (9.13) при гидратации пород океанической коры сейчас освобождается, по нашим оценкам (Сорохтин и др., 2001), около 10 млн т/год и CH_4 и H_2 , тогда как техногенный выброс фреонов не превышает 100 тыс. т/год. По некоторым оценкам, выделение из океанов CH_4 достигает даже 16 млн т/год. К этому следовало бы добавить многие миллионы тонн метана и водорода, поступающих из почв тектонически активных регионов (Войтов, 2000) и тропических лесов, а также “болотного” газа (метана), выделяемого болотами северных регионов Канады и Евразии. Всего же масса ежегодно поступающих в атмосферу природных газов достигает многих десятков миллионов тонн. Соединения этих газов с озоном протекают по многоступенчатым реакциям, конечные формы которых можно записать в виде



При этом по реакции (10.11) на каждый грамм метана выделяется 20,5 ккал тепла, а по реакции (10.12) – 46,2 ккал на 1 г водорода. При взаимодействии фреонов с озоном выделяется заметно меньше тепла.

Таким образом, природных метана и водорода, не считая вулканогенных фреонов, в атмосферу поступает почти на три порядка больше, чем техногенных выбросов фреонов, и к тому же их тепловой эффект значительно выше, чем у фреонов. Отсюда можно заключить, что *роль антропогенного воздействия на озоновый слой в стратосфере Земли, в котором и возникают озоновые “дыры”, пренебрежимо мала – приблизительно на три порядка ниже влияния природных факторов. Поэтому все колебания концентрации озона в земной атмосфере носят исключительно природный характер и никак не связаны с деятельностью человека.* Как показал А.П. Капица (1996), концентрация озона в стратосфере меняется с сезонной периодичностью и ничего страшного в этом нет. Более того, в процессе исследований выяснилось, что на экваторе и в тропических широтах концентрация озона оказалась более низкой, чем в наиболее глубоких озоновых “дырах” в приполярных областях. И никакой опасности для жизни на этих широтах не происходит. Отсюда видно, что нет проблемы озоновых “дыр”, на борьбу с которыми, однако, тратятся колоссальные средства. Так, по некоторым оценкам (Карнаухов, Карнаухов, 1999), только на выполнение обязательств по Монреальскому протоколу к Венской конвенции 1985 г. о сохранении озонового слоя Россия должна тратить около 5 млрд долларов в год, а разовый убыток от уничтожения и замены оборудования, использующего фреоны, составляет около 10–15 млрд долларов! Этим деньгам можно найти и лучшее применение.

10.5. Климатические эпохи геологического прошлого

Убедившись в работоспособности адиабатической теории парникового эффекта, теперь на ее основе можно рассмотреть и эволюцию глобального климата Земли. Для определения климатических изменений на Земле нам, естественно, предварительно необходимо выяснить, как менялись со временем основные параметры процесса, ответственные за установление глобального климата на нашей планете. К таким параметрам относятся солнечная постоянная S , приземное давление атмосферы p_s , парциальные давления p_i главных компонентов земной атмосферы (азота, углекислого газа, кислорода и аргона) и равновесная относительная влажность тропосферы.

Теория развития звезд (см. рис. 10.16) показывает, что за время жизни Земли светимость Солнца увеличилась приблизительно на 37–38% – с $2,8 \cdot 10^{33}$ до $3,86 \cdot 10^{33}$ эрг/с (Bachall, 1982). Соответственно этому изменилась и солнечная постоянная с $S \approx 1 \cdot 10^6$ эрг/см²·с 4,6 млрд. лет назад до современного ее значения $S_0 = 1,37 \cdot 10^6$ эрг/см²·с. Такое

изменение солнечной постоянной, безусловно, должно было сказываться и на прошлых климатах Земли.

Выше нам удалось восстановить эволюцию химического состава и давления земной атмосферы для всей истории геологического развития нашей планеты и даже сделать прогноз на будущее (см. рис. 10.6). Теперь по изложенной в предыдущем разделе адиабатической теории парникового эффекта можно рассчитать средние температуры земной поверхности для разных эпох.

Для расчета значения показателя адиабаты предварительно необходимо определить поправку за влажность воздуха. Это можно сделать, так как средняя влажность тропосферы зависит от приземной температуры, поскольку с ее изменениями меняется испарение воды и, следовательно, парциальное давление паров воды в воздухе, а приземная температура по выражению (10.9) зависит от давления атмосферы.

Для определения эволюции парникового эффекта по выражению (10.9) предварительно необходимо определить изменения радиационной температуры, находимой по известной формуле Стефана–Больцмана

$$T_e^4 = \frac{(1-A)}{4 \cdot \sigma} S, \quad (10.13)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-5}$ эрг/см²·с·К⁴ – постоянная Стефана–Больцмана; S – Солнечная постоянная на удалении планеты от Солнца (для современной Земли $S = 1,37 \cdot 10^6$ эрг/см²·с); A – альbedo или отражательная способность планеты, регулируемая в основном ее облачным покровом (у Земли $A \approx 0,3$).

В первом приближении положим линейную зависимость альbedo от поверхностной температуры. Тогда можно записать:

$$A \approx A_0 \cdot \frac{T_s}{(T_s)_0}, \quad (10.14)$$

где $A_0 \approx 0,3$ – современное значение альbedo Земли, $(T_s)_0 = 288$ К – средняя температура поверхности современной Земли. Проверить выражение (10.14) можно путем сравнения альbedo Земли и Венеры. Подставляя в (10.14) значение поверхностной температуры Венеры $T_s = 735$ К, найдем $A \approx 0,766$. Но точно такое же значение альbedo Венеры определяется и по эмпирическим данным (Маров, 1986).

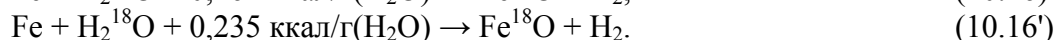
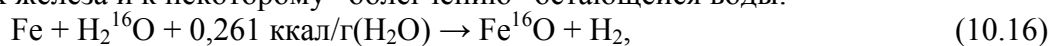
Теперь можно по выражению (10.10) рассчитать изменения показателя адиабаты влажной атмосферы α , а по уравнению (10.9) определить среднюю приземную температуру T_s . Кроме того, по выражению (10.14) можно оценить альbedo тропосферы A , после чего по уравнению (10.13) найти эффективную (радиационную) температуру T_e , и значение парникового эффекта – по разности:

$$\Delta T = T_s - T_e. \quad (10.15)$$

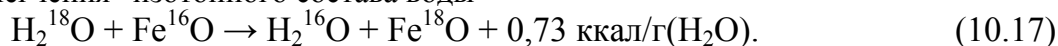
В предыдущих наших работах по климатам Земли (Сорохтин, Ушаков, 1991, 1999) мы привязывались к существующим определениям палеотемператур архея, выполненным по изотопно-кислородным сдвигам в морских кремнях и карбонатах. Судя по таким определениям, обычно предполагается, что высокая температура атмосферы возникла уже около 3,4 млрд лет назад (Perry et al., 1978). К середине архея относительная изотопная плотность кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях зеленокаменного пояса формации Онвервахт в Южной Африке, опускалась до уровней около +18...+21‰ (при современных значениях +37...+28‰), что предполагает повышение температура океанических вод в середине архея до +70 °С (Knauth, Lowe, 1978). По другим определениям в начале позднего архея около 3,2 млрд. лет назад температуры океанических вод уже достигала 90°С (Perry, Tan, 1972), а по изотопному составу кремнистых сланцев из того же пояса Барбертон – до +70...+100 °С (Knauth, Lowe, 1978). Причем такие высокие температуры на Земле предполагались несмотря на то, что тогда светимость Солнца была приблизительно на 20–30% ниже современной (Bachall, 1982).

Однако до сих пор не ясно, в какой степени величины $\delta^{18}\text{O}$ древних кремней отражают их происхождение и температуру вод, в которых эти кремни сформировались (Шопф, 1982; Холленд, 1989). Не исключено, что наблюдаемое закономерное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях с возрастом связано не только с изменением температуры воды в океанах, но и с другими причинами, например с не учитывавшимися ранее условиями дегазации воды из мантии, содержащей железо и его окись, а также с реакциями взаимодействия воды с растворенными в ней соединениями двухвалентного железа.

Так, Н.О. Сорохтин (2001) обратил внимание, что при диссоциации воды на горячем железе, происходившей в процессе зонной дифференциации земного вещества в архее (см. рис. 4.3), или при взаимодействии металлического железа с океанической водой в рифтовых зонах протерозоя происходило изотопное облегчение океанических вод. Действительно, в реакции “легкой” воды с железом поглощалось несколько больше энергии (на единицу массы воды), чем при реакции “тяжелой” воды ($\Delta Q \approx 0,026$ ккал/г). Но по принципу Ле Шателье такие обменные реакции идут преимущественно в направлении выделения наибольшей энергии для экзотермических реакций или по линии поглощения наименьшей энергии для эндотермических реакций. Следовательно, при окислении горячего железа водой обменные реакции приводили к накоплению изотопа ^{18}O в окислах железа и к некоторому “облегчению” остающейся воды:

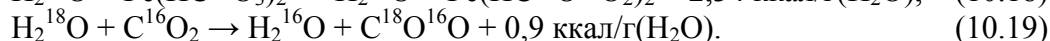


После окисления железа должно было происходить значительно более энергичное фракционирование изотопов кислорода между водой и двухвалентной окисью железа по реакции “облегчения” изотопного состава воды

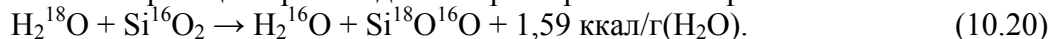


Обе эти реакции, вероятно, могли происходить еще в магматических очагах мантии и приводить к “облегчению” изотопного состава дегазируемой из мантии воды.

Кроме того, в бескислородной среде раннего докембрия воды океанов были насыщены углекислым газом, а окислы железа, вероятнее всего растворялись в воде в форме бикарбоната железа. Но в этом случае должны были происходить и обменные реакции изотопов, также приводящие к “облегчению” воды с выделением энергии:



Аналогичная обменная реакция происходила и при образовании кремней:



При этом сами кремни становились изотопно более тяжелыми. Однако на фоне существенно сниженного изотопного состава океанических вод в раннем докембрии изотопный состав древних кремней по сравнению с современными также оказывается более легким, причем без всякого влияния на этот процесс температурных условий их образования.

Иногда традиционная интерпретация изотопных отношений кислорода в морских кремнях приводит даже к противоречивым результатам. Например, значения $\delta^{18}\text{O}$ в раннепротерозойских кремнях опускаются до +20...+24‰ (Холленд, 1989), что по традиционной интерпретации соответствует температурам около +65...+85 °С (см. рис. 10.16), хотя хорошо известно, что именно в это время раннепротерозойские континенты, располагавшиеся скорее всего на экваторе, сковывал грандиозный ледниковый покров гуронского возраста (Чумаков, 1978) и, даже несмотря на высокое стояние континентов, средняя температура по Земле на уровне моря не должна была превышать +7...+8 °С.

Все это свидетельствует о том, что изотопно-кислородные определения палеотемператур по докембрийским кремням вероятнее всего в корне не верны, поскольку они основаны на предположении постоянства изотопного состава океанической воды, а

это не так. Судя по реакциям изотопных обменов воды с растворенными в ней окислами железа (10.16) – (10.18), которых в докембрийских океанах было значительно больше, чем в более молодых океанах, вода в них была обеднена тяжелым изотопом кислорода ^{18}O . Но это приводило к изотопному облегчению как самой океанической воды, так и находящихся в равновесии с ней кремней и карбонатов, что в дальнейшем неверно интерпретировалось как признак горячего климата в архее и теплого или даже жаркого климата в протерозое. Бесспорный факт существования грандиозного Гуронского оледенения в раннем протерозое полностью опровергает такую интерпретацию (рис. 10.14).

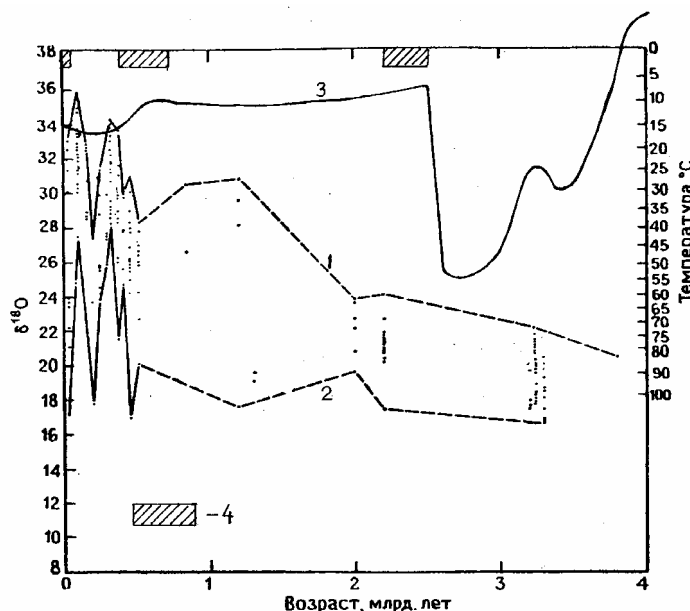


Рис. 10.14. Сводка данных по изменениям изотопного состава кислорода в морских кремнях разного возраста (из монографии Х. Холленда, 1989): 1 — огибающая наибольших значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях и наименьших температур в докембрии; 2 — огибающая наименьших значений $\delta^{18}\text{O}$ в кремнях и наибольших температур в докембрии; 3 — значения температуры, определенные по теоретическому составу атмосферы Земли и адиабатической теории парникового эффекта, приведенные на рис. 10.16 (на этом графике положительная ось температур направлена сверху вниз); 4 — эпохи континентальных оледенений (раннепротерозойское оледенение — экваториальное, остальные — высокоширотные)

Главным фактором, повлиявшим на изменения изотопного состава воды в архейских океанах, по-видимому, являлось изотопное фракционирование ювенильных вод с окислами железа по реакциям (10.16) – (10.17), развивавшимися при дегазации воды еще в очагах расплава мантийного вещества под рифтовыми зонами Земли. Но, как уже отмечалось выше, концентрация железа и его соединений в мантийном веществе раннего докембрия была существенно более высокой, чем сейчас (см. рис. 4.10), поэтому и сдвиги изотопных отношений кислорода тогда должны были быть более заметными. Этот подход позволяет предполагать существование определенного геохимического равновесия между дегазируемой из мантии водой и мантийными породами. Если это так, то изменение отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, связанное с удалением изотопа ^{18}O из состава дегазируемой воды, происходило пропорционально суммарной концентрации железа и его окиси и обратно пропорционально концентрации воды в конвектирующей мантии. Тогда изотопный состав дегазируемой из мантии воды, после ее фракционирования, оказывается равным (Н. Сорохтин, 2001)

$$\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_m \cdot \left[1 - \frac{C(\text{FeO}) + \frac{0,136}{0,222} \cdot C(\text{Fe})}{C(\text{H}_2\text{O})} \cdot q \right] \cdot \alpha, \quad (10.21)$$

где $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_m = 2,0034$ — отношение изотопов кислорода в мантии; $C(\text{FeO})$, $C(\text{Fe})$ и $C(\text{H}_2\text{O})$ — относительные концентрации в конвектирующей мантии соответственно окиси железа,

железа и воды; $q = 0,019$ – коэффициент, учитывающий химическую активность реакций (10.16) – (10.17) (подбирается по экспериментальным данным); $\alpha = 0,99944$ – коэффициент разделения изотопов между мантийным и океаническим резервуарами воды (подбирается по условию $(\delta^{18}\text{O})_0 = 0$, где $(\delta^{18}\text{O})_0$ – современное значение изотопного сдвига кислорода в океанической воде); 0,136 и 0,222 – соответственно концентрации Fe и FeO в первичном веществе Земли. Результаты расчета по выражению (10.21) в сравнении с кривыми эволюционных изменений изотопного состава кремней и карбонатов приведены на рис. 10.15.

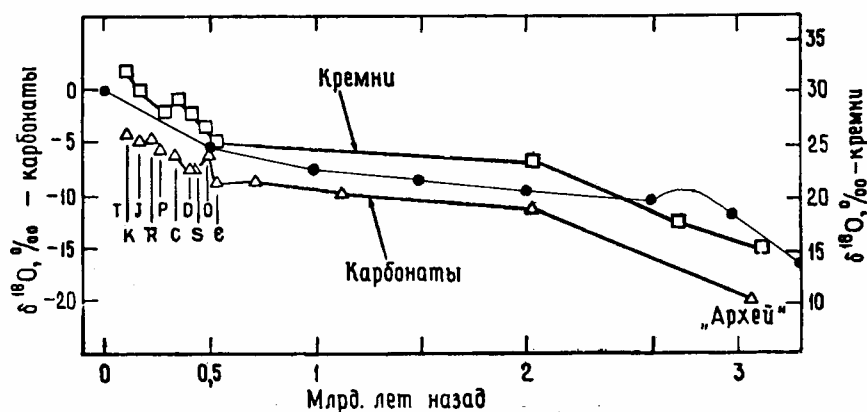


Рис. 10.15. Изотопно-кислородный состав известняков ($\delta^{18}\text{O}$ относительно PDB) (Veizer, Hoefs, 1976) и кремней ($\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW) (Perry, Tan, 1972; Knauth, Epstein, 1976) как функция геологического возраста (обобщение Т. Шопфа, 1982); тонкой линией и темными точками показаны теоретические расчеты $\delta^{18}\text{O}$ для океанической воды, определенные по выражению (10.21) (Н. Сорохтин, 2001)

Таким образом, из приведенного анализа изотопных отношений кислорода океанических вод вытекает, что в древних океанах отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ действительно было более низким. Отсюда и меньшие значения этих отношений в морских кремнях и карбонатах раннего докембрия.

Приведенные соображения показывают всю неточность выполненных прежде оценок температурных условий в раннем докембрии. Тем не менее весьма теплый климат в архее, по-видимому, все-таки существовал, даже несмотря на заметно меньшую светимость Солнца. Об этом, в частности, свидетельствует полное отсутствие достоверных следов архейских оледенений (Чумаков, 1978), несмотря даже на высокое стояние (до 6 км) в то время континентальных массивов, о чем говорят глубокие эрозионные среды многих архейских щитов. В этой связи представляется интересным оценить температуру в раннем докембрии независимым путем. Теория глобальной эволюции Земли открывает такой путь.

Поскольку светимость Солнца в архее была заметно меньшей, то единственной причиной повышения температуры на поверхности Земли в архее могла быть только плотная атмосфера, давление которой могло достигать нескольких бар (атм) и более. Из всех возможных газовых составляющих только углекислый газ мог создавать столь плотную атмосферу. Азота на Земле для этого слишком мало, газы типа метана или аммиака неустойчивы и быстро разлагаются под влиянием солнечного излучения (с полной потерей водорода), а свободного кислорода тогда вообще еще практически не существовало, о чем говорят архейские осадки, отложившиеся в явно восстановительных условиях. Углекислого же газа на Земле более чем достаточно, поскольку общее давление CO_2 (сейчас связанного в карбонатах, но когда-то находившегося в атмосфере) могло бы достигать 90–100 атм.

Учитывая результаты расчетов эволюции давления и состава земной атмосферы, приведенные на рис. 10.6, и выражения (10.9) – (10.15), удалось рассчитать палеотемпературы для всей истории развития Земли (рис. 10.16).

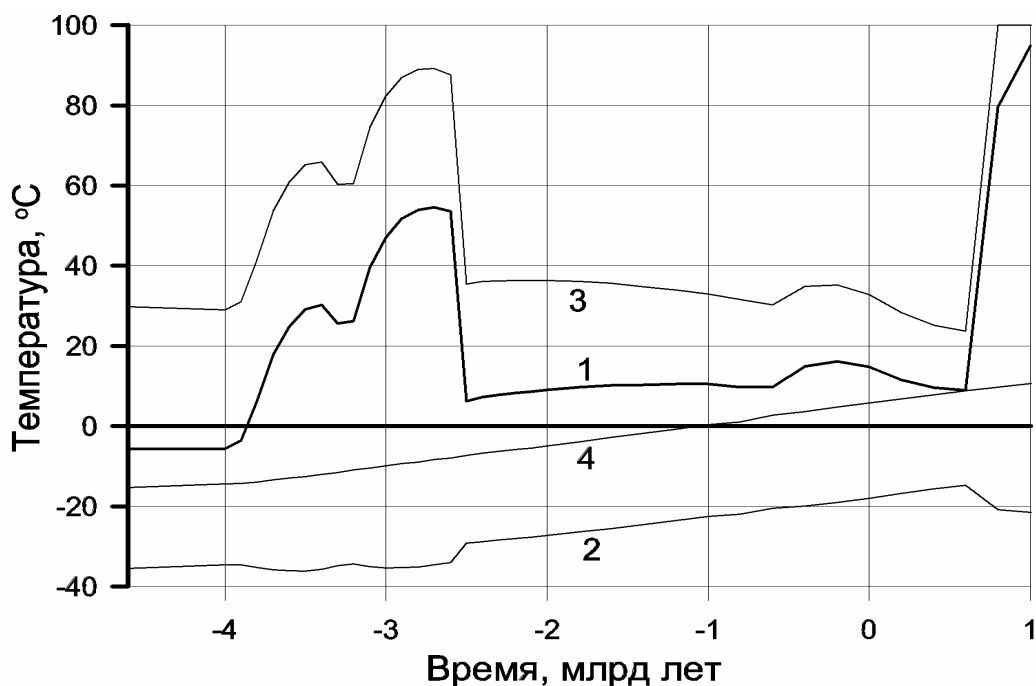


Рис. 10.16. Эволюция температурного режима земной атмосферы: 1 – средняя приземная температура на уровне океана; 2 – радиационная температура Земли; 3 – величина парникового эффекта; 4 – температура абсолютно черного тела на расстоянии Земли от Солнца (показывает эволюционное изменение светимости Солнца)

Как видно из графиков, в катархее, 4,6–4,0 млрд лет назад, земную поверхность сковывал мороз со средней температурой около $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Из-за разреженной атмосферы и отсутствия океанов климат того времени должен был характеризоваться довольно контрастной широтной зональностью. Поэтому в катархее средние температуры на экваторе, вероятно, достигали положительных значений, тогда как на географических полюсах они могли опускаться до $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже.

Дегазация мантии началась только в архее, после чего появились и первые морские бассейны, переросшие около 3,6 млрд лет назад в мелководный океан (см. рис. 9.5). В результате средняя приземная температура стала быстро повышаться. Однако в начале архея, около 3,9–3,8 млрд лет назад, средние температуры земной поверхности еще оставались очень низкими. Но тогда уже появилась вода, хоть ее было еще мало. Поэтому в раннем архее могли возникнуть условия для образования первых в истории Земли ледников, хотя они не могли быть покровными. По-видимому, из-за малой мощности первых ледников и сильной денудации раннеархейских зародышей континентов, следов от этого первого оледенения просто не сохранилось.

Около 3,4 млрд лет назад давление азотно-углекислотной атмосферы уже превысило 2 атм, а средняя температура достигла $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как широтная зональность к этому времени стала менее контрастной. Это значит, что в экваториальном поясе, в котором тогда располагались океанические бассейны и молодые континентальные массивы, температуры уже могли подниматься до $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$ и даже несколько выше. Однако наиболее значительное повышение давления углекислотно-азотной атмосферы и подъем средней приземной температуры произошли только в конце позднего архея, около 2,9–2,6 млрд лет назад. Давление атмосферы тогда достигло 6 атм, а средние температуры превышали $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$. В то же время сформировался и Мировой океан, распростершийся до географических полюсов, тогда как все континентальные массивы в конце архея собрались на низких широтах и возле экватора (несколько позже они столкнулись, образовав первый в геологической истории Земли суперконтинент – Монгоею). Поэтому контрастность климатической зональности в конце архея снизилась еще больше, но температуры на экваторе, по-видимому, все-таки могли достигать $+60\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приведенные теоретические определения средних температур в архее подтвердили жаркий климат этой эпохи, но выполнены они были независимо от малонадежных изотопно-кислородных определений палеотемператур архея по морским кремням.

Резкое снижение давления углекислого газа на рубеже архея и протерозоя за счет его связывания в карбонатных осадках привело к столь же резкому похолоданию климата. Так, судя по расчетам, средние температуры земной поверхности примерно за 100 млн лет снизились приблизительно с $+54\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2,6 млрд лет назад) до $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (около 2,5 млрд лет назад) (см. рис. 10.16). Климатической реакцией на это похолодание стало развитие наиболее грандиозного за всю историю Земли Гуронского оледенения, охватившего большую часть сформировавшегося тогда же суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2). Но весь кажущийся парадокс ситуации состоял в том, что Моногея, как и все другие суперконтиненты, должна была располагаться на экваторе, так как только в этом случае вращение Земли становилось устойчивым (Монин, 1988).

Исходя из рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли, Н.О. Сорохтин (2001) рассчитал происходившие в прошлом изменения среднего уровня стояния континентов и положения снеговой линии на экваторе (рис. 10.17). При этом оказалось, что в архее из-за высокой тектонической активности Земли и больших тепловых потоков плотная подкоровая литосфера под континентальными массивами была очень тонкой (см. рис. 8.1). В результате средний уровень стояния континентов в архее был аномально высоким – около 6 км. В раннем же протерозое после снижения тектонической активности Земли и возрастания мощности плотной подкоровой литосферы этот уровень стал постепенно снижаться, но все-таки оставался достаточно высоким – около 4–2 км. Положение же снеговой линии на экваторе рассчитывалось исходя из того, что у современной Земли она располагается на высоте около 5 км (Долгушин, Осипова, 1989), тогда как для других эпох ее положение принималось пропорциональным средней температуре земной поверхности в данное время (см. рис. 10.16).

В результате оказалось, что положение экваториальной снеговой линии пересекается со средней высотой стояния континентов только в раннем архее и в раннем протерозое, именно в то время, когда древние континентальные массивы и сами континенты находились на экваторе и в низких широтах. Следовательно экваториальные оледенения могли существовать только в самом начале архея около 3,9–3,8 млрд лет назад, и в раннем протерозое, приблизительно с 2,5 до 2,2 млрд лет назад. Во все остальные эпохи оледенений на экваторе быть не могло. И действительно, все последующие континентальные оледенения были только высокоширотными.

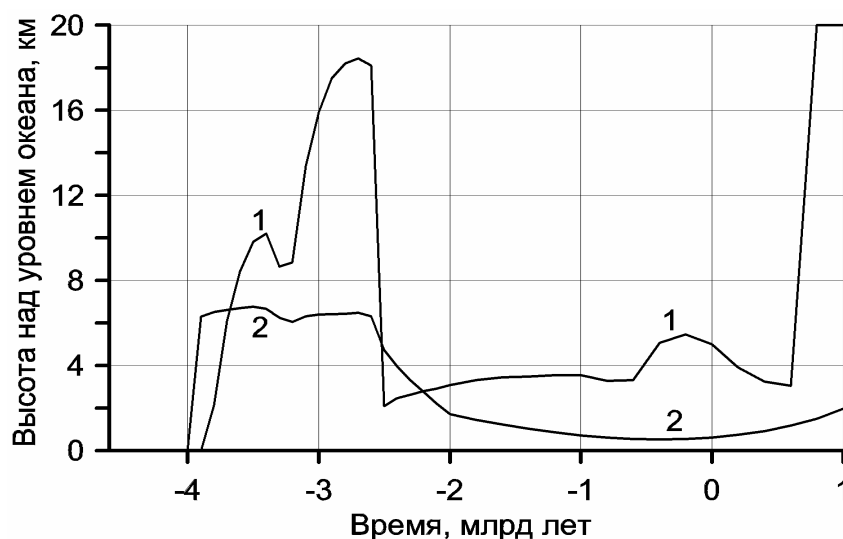


Рис. 10.17. Эволюция средней высоты стояния континентов над уровнем океана (1) и положение снеговой линии ($T=0$) на экваторе (2), по работе (Сорохтин, Сорохтин, 1997), с изменениями

О возможном экваториальном оледенении начала архея мы уже говорили. Что же касается раннепротерозойского Гуронского оледенения (то же экваториального), то оно, по-видимому, было наиболее грандиозным в геологической истории Земли и оставило неизгладимые следы своего существования в виде тиллитов, тиллоидов и ледниковой штриховки скал (бараньих лбов) практически на всех древних континентальных щитах (Чумаков, 1978), соединенных тогда в единый суперконтинент – Моногею (см. рис. 8.2). Судя по данным Н.М. Чумакова, это оледенение продолжалось в период с 2,5 до приблизительно 2,2–2,0 млрд лет назад. Впрочем, в середине раннего протерозоя, около 2,3 млрд лет назад, уже начались расколы Моногеи и центробежный дрейф ее фрагментов, поэтому часть обособившихся материков ко времени 2,2–2,0 млрд лет назад могла уже переместиться в более высокие широты (см. рис. 8.3). Все же остальные оледенения, возникавшие на южных и северных материках в конце протерозоя и в первой половине палеозоя, а также кайнозойские оледенения Антарктиды, Гренландии, Канады и Евразии были только высокоширотными.

В течение большей части протерозоя атмосфера Земли оставалась существенно азотной (см. рис. 10.6), при этом ее давление со временем слабо падало (за счет связывания азота в органическом веществе и погребения его в осадочных толщах). Однако на температурном режиме земной тропосферы это снижение давления почти не сказывалось, поскольку компенсировалось слабым повышением солнечной активности от $1,14 \cdot 10^6$ кал/см²·с 2,4 млрд лет назад до ее современного значения $1,37 \cdot 10^6$ кал/см²·с. Поэтому температурный режим протерозоя оставался равномерно прохладным со средними температурами земной поверхности около +10...+11 °С. Парциальное же давление углекислого газа тогда, вероятно, не поднимались выше 0,5–0,6 мбар, а давление кислорода, по-видимому, только около 1,1 млрд лет назад достигло уровня 1 мбар. В результате снижения общего давления атмосферы, а также благодаря дрейфу части континентов Гондваны и Лавразии в высокие широты в позднем рифее, венде, в раннем и среднем палеозое наблюдалась новая эпоха оледенений.

С наступлением фанерозоя и особенно в конце палеозоя давление земной атмосферы вновь начало подниматься за счет усиленной генерации кислорода и достигло своего относительного максимума около 200 млн лет назад (см. рис. 10.6). Этому же времени соответствует и наиболее теплый период мезозоя со средней приземной температурой около +16,2 °С. По-видимому, в это же время в связи с широким распространением цветковых растений парциальное давление кислорода достигло равновесного значения, после чего суммарное давление земной атмосферы вновь стало снижаться. Климатической реакцией на это событие стало постепенное снижение средней поверхностной температуры Земли с +16,2 °С в мезозое до +14,8 °С в настоящее время (см. рис. 10.16). Такое казалось бы, совсем незначительное похолодание, за десятки и сотни миллионов лет достигает заметной величины. В это же время происходил распад последнего суперконтинента – вегенеровской Пангеи. В результате часть из обособившихся материков (Антарктида, северные районы Евразии и Северной Америки, включая Гренландию) попала в высокие широты, после чего произошло наступление новой, ледниковой эпохи: возникновение в середине кайнозоя покровного оледенения Антарктиды, а в четвертичное время – периодических оледенений на континентах Северная Америка, Европа и Азия. Если наши предположения о постепенном изъятии азота из атмосферы Земли и его захоронении в земной коре справедливы, а принятое нами содержание органического азота в осадках отвечает действительности, то, даже несмотря на постепенное повышение солнечной активности, медленное похолодание климата продолжится и в будущем, до достижения нового равновесного состояния прохладного климата. Но этот новый климатический уровень, определяемый метаболизмом азотпоглощающих микроорганизмов, может оказаться не очень благоприятным для процветания на Земле высших форм жизни.

10.6. Апокалипсис далекого будущего

Рассмотрим здесь еще один вывод, важный для понимания путей дальнейшего развития жизни на Земле. В настоящее время, как уже неоднократно отмечалось, рост земного ядра происходит за счет выделения из мантийного вещества эвтектического расплава $\text{Fe}\cdot\text{FeO}$, образующегося по реакции $2\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}\cdot\text{FeO} + \text{O}$ (см. раздел 4.3). Однако сейчас освобождающийся кислород не может дегазироваться из мантии, поскольку он, соединяясь с оставшейся окисью железа, образует молекулу магнетита $3\text{FeO} + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4$. Приблизительно через 600 млн лет все железо в мантии окажется окисленным до устойчивой фазы магнетита Fe_3O_4 (см. рис. 4.10), поэтому кислород, освобождающийся при образовании “ядерного” вещества по реакции (4.6), уже не сможет более связываться с железом, а начнет дегазироваться из мантии в атмосферу. В результате давление атмосферы станет быстро возрастать, и уже через 1 млрд лет оно превысит 14 атм, а к моменту прекращения тектонической активности Земли (и ее дегазации), через 1,6 млрд лет, парциальное давление кислорода достигнет 43 атм.

Согласно расчетам, уже через 1 млрд лет средняя поверхностная температура Земли достигнет температуры около 110 °С. Далее температура земной поверхности быстро возрастет до кипения воды при повышенных давлениях. После этого общее давление земной атмосферы превысит критическое давление воды (225,7 атм), тогда как температура соответственно поднимется выше ее критического значения (374 °С) и достигнет 440 °С. Парниковый эффект при этом возрастет до 550 °С, т.е. станет большим, чем у Венеры (~512 °С). Но при таких высоких температурах должна начаться дегидратация земной коры и диссоциация карбонатов, а это может добавить к давлению атмосферы еще около 150–180 атм. Если это произойдет, то общее давление земной атмосферы в далеком будущем может достичь 470–500 атм. В этом случае поверхностная температура Земли значительно превысит 470 °С, т.е. станет выше температуры на поверхности Венеры (467 °С). Безусловно, после таких катастрофических событий ни о какой жизни на Земле говорить не придется.

Однако самые большие “неприятности” в будущем ожидают Землю со стороны Солнца. Известно, что звезды подобные Солнцу по мере исчерпания своего ядерного горючего (водорода, гелия, углерода и некоторых других элементов) постепенно расширяются за счет перемещения зоны “ядерного горения” из центральных областей звезды к ее периферии, а это приводит не только к увеличению радиуса и поверхностной температуры звезды, но и ее светимости (Аллер, 1976). Так, за 4,7 млрд лет своего существования светимость Солнца увеличилась приблизительно на 30%. В дальнейшем она будет возрастать еще быстрее (рис. 10.18), что неизбежно еще более обострит и без того сильный парниковый эффект на Земле. Но самое худшее впереди. Звезды солнечной массы заканчивают свой эволюционный путь развития приблизительно через 9–10 млрд лет гигантским взрывом, превращаясь при этом в белый карлик. Сброшенная же звездная оболочка, грандиозным шквалом проносясь мимо нашей планеты, должна будет не только полностью сдуть с нее плотную углекислотно-кислородно-паровую атмосферу, но и частично испарить верхние слои земной коры.

Живописуя эволюционный конец нашей планетной системы, астрофизик Л. Аллер (1976) так описывает эти события: “Солнце будет постепенно становиться ярче, и соответственно температура на Земле будет повышаться, пока в конце концов океаны не выкипят, а Земля не превратится в раскаленный шлак. Сравнительно ненадолго Солнце станет гигантом, но вскоре его внешняя оболочка улетучится в космическое пространство, а ядро сморщится до белого карлика с плотностью, превышающей от ста тысяч до миллиона раз плотность воды.

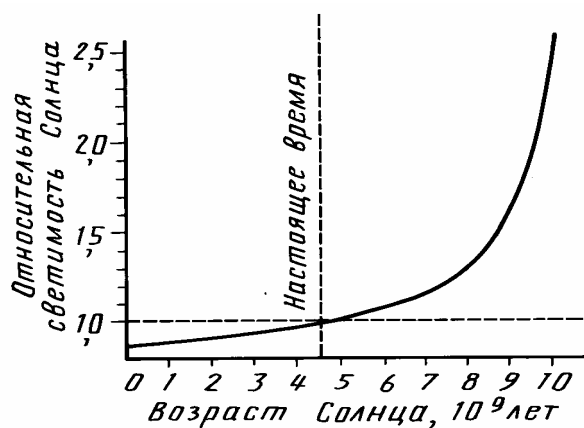


Рис. 10.18. Зависимость светимости Солнца от времени, по Аллеру (1976)

С этого времени каждому электрону и каждому ядру определено место в том гигантском невероятно плотном кристалле, который когда-то был звездой. Ни одна частица не может шевельнуться без того, чтобы другая не заняла ее место. Никаких отклонений нигде и никогда. Это полная смерть, из которой нет воскрешения, так как вещество, замурованное в подобном состоянии, останется таким до скончания времен.

А что произойдет с веществом, которое покинет умирающее Солнце и постепенно смешается с облаками межзвездного смога и газа? Мы никогда не узнаем об этом, но, возможно, оно послужит материалом для тех грандиозных преобразований, которые приведут к возникновению молодых звезд и новых планет”.

Однако все эти катастрофические события произойдут, на наше счастье, еще очень и очень не скоро, только через 5–5,5 млрд лет.