

М. И. Будыко

КЛИМАТ

в прошлом и будущем



Ленинград Гидрометеониздат 1980

Рассматриваются закономерности естественных и антропогенных изменений климата. Обсуждается физический механизм климатических изменений в геологическом прошлом и в современную эпоху. Предлагается теория, позволяющая рассчитывать изменения климата. Эта теория проверяется на данных о климатических условиях прошлого и используется для изучения климата будущего. Предполагается, что в дальнейшем глобальный климат будет существенно зависеть от антропогенных факторов и в особенности от увеличения количества углекислого газа в атмосфере. Приводятся выводы о климатических условиях ближайших десятилетий. Обсуждается вопрос о влиянии изменений климата на природные условия и хозяйственную деятельность.

Книга предназначена для специалистов, интересующихся проблемами глобального изменения климата.

The book by M. I. Budyko "Climate in the Past and Future" considers regularities of natural and anthropogenic climatic change. A physical mechanism of climatic variations in the geological past and at the present epoch is discussed. A theoretical model of climatic changes is proposed. To verify this model, data on the past climatic conditions are used. The model is employed for estimating a future climate. The future global climate is assumed to be considerably affected by anthropogenic factors and, particularly, by an increased carbon dioxide amount in the atmosphere. Conclusions on climatic change within near decades are set forth. The influence of climatic change on natural conditions and man's economic activities is discussed.

От автора

С 1961 г. автор с группой сотрудников занимался изучением проблемы изменения глобального климата под влиянием естественных факторов и хозяйственной деятельности человека.

В последних работах по данной проблеме были получены новые результаты, которые пока еще не освещены в монографической форме. Эти результаты дополняют полученные ранее выводы о причинах естественных изменений климата и подтверждают заключение о неизбежности при продолжении современных тенденций развития энергетики крупного изменения глобального климата в сторону потепления, которое произойдет в течение ближайших десятилетий. Если несколько лет тому назад такое заключение высказывалось только отдельными специалистами, в настоящее время оно разделяется большинством климатологов различных стран, изучающих проблему изменения климата.

Указанное заключение было поддержано в решениях нескольких научных конференций, состоявшихся во второй половине 70-х годов, что привлекло к вопросу об антропогенном изменении климата внимание Всемирной метеорологической организации и правительственных учреждений многих стран.

Учитывая широко признанное сейчас значение возможности глобального изменения климата, автор счел целесообразным представить в этой книге материалы исследований данной проблемы, уделив главное внимание результатам, которые были получены в течение последних лет.

Ленинград, 1979

1. Введение

1.1. Проблема климатических условий будущего

Человек и климат. Климатические условия оказывали воздействие на жизнь и деятельность человека начиная с первых этапов его существования. Неоднократно высказывалось мнение, что на эволюцию человека существенно влияли изменения климата в плиоцене и плейстоцене. Эти изменения явились следствием общего похолодания, которое было наиболее значительным в высоких широтах, что приводило к увеличению среднего меридионального градиента температуры воздуха. В результате менялась система атмосферной циркуляции, причем пояс высокого давления перемещался в более низкие широты. Так как в пределах этого пояса выпадает мало атмосферных осадков, в обширных тропических районах изменялись условия увлажнения, что привело к смене тропических лесов в ряде областей саваннами и полупустынями.

Есть основания считать, что до этого изменения климата предки человека обитали в тропических лесах Африки и по образу жизни мало отличались от других высших приматов. В открытой местности, где укрыться на деревьях часто было невозможно, предки человека оказались почти беззащитными даже перед не очень крупными представителями многочисленных хищников африканских саванн. Кроме того, исчезновение многих съедобных растений, которыми люди питались в тропических лесах, значительно затрудняло их обеспечение растительной пищей. Главными факторами, которые могли содействовать выживанию предков человека, было наличие у них сравнительно развитого головного мозга и способность к прямохождению, полностью освободившая их руки. Можно думать, что возникшие тогда условия исключительно жесткого естественного отбора привели к высоким темпам эволюции, особенно эволюции высшей нервной деятельности.

Возникновение современного человека произошло в эпоху колебаний климата, связанных с развитием последнего четвер-

тичного оледенения. Резкие изменения экологических условий, по-видимому, значительно обострили борьбу за существование и способствовали формированию вида *Homo sapiens* (Герасимов, 1970; Будыко, 1977 и др.).

Хотя расселение первобытных людей во многом зависело от климатических условий, следует отметить способность человека даже на ранних стадиях его существования защищать себя от неблагоприятной погоды. Уже в эпоху палеолита человек использовал огонь не только для приготовления пищи, но и для защиты от холода. Громадное значение для освоения территорий с холодным климатом имело строительство жилищ и применение одежды. В результате этого десятки тысяч лет тому назад человек расселился на всех континентах, кроме Антарктиды.

Следует, однако, иметь в виду, что, несмотря на громадные успехи технического развития человечества, до настоящего времени степень заселения различных территорий сильно зависит от климатических условий.

В современную эпоху обширные пространства полярных пустынь — Антарктида, центральные области Гренландии и другие — лишены постоянного населения. Значительная часть областей с засушливым климатом имеет очень низкую плотность населения, а некоторые районы с наиболее сухим климатом вообще не заселены. Очень мала численность населения в Арктике и Субарктике, во многих высокогорных районах, в ряде районов избыточного увлажнения с преобладанием болот и т. д. По этой причине большая часть человечества сосредоточена в ограниченной области суши, где климатические условия наиболее благоприятны для жизни и деятельности человека. Размеры этой области постепенно увеличиваются, но даже при современном резком росте численности населения районы с менее благоприятным климатом заселяются сравнительно медленно.

Известно, что климатические условия оказывают заметное влияние на эффективность хозяйственной деятельности человека. Существенно зависит от метеорологических условий сельское хозяйство, формы которого совершенно различны в разных климатических зонах. В пределах одной и той же зоны продуктивность сельского хозяйства может значительно изменяться в соответствии с особенностью метеорологического режима отдельных районов. Повсеместно продуктивность сельского хозяйства в большей или меньшей степени колеблется во времени в зависимости от изменений погоды и климата. Особенно значительна изменчивость урожая зерновых культур в областях с континентальным климатом неустойчивого увлажнения. Так как вклад указанных областей в общее производство зерна

велик, колебания режима увлажнения в этих областях существенно влияют на глобальный баланс продовольствия.

В последние годы в связи с быстрым ростом численности населения производство продовольствия во многих зарубежных странах начинает отставать от уровня, необходимого для обеспечения минимальных потребностей. В этих условиях любые колебания климата, уменьшающие урожай, могут иметь тяжелые последствия. Очень велико значение учета изменений климата для планирования развития сельского хозяйства, так как для эффективного применения современной агротехники необходимы достоверные сведения о метеорологическом режиме будущего. Такие сведения необходимы также для планирования гидротехнического строительства, проектирования отопительных сооружений в зоне холодного климата и решения многих других задач, имеющих большое экономическое значение.

В связи с быстрым ростом запросов различных отраслей народного хозяйства о климатических условиях будущего ранее принятый метод обеспечения этих запросов, заключающийся в предоставлении сведений о климате прошлого, полученных по данным наблюдений, теперь часто оказывается недостаточным.

В современных исследованиях установлено, что в последние десятилетия человек начинает оказывать воздействие на глобальный климат. Существуют три главных пути такого воздействия:

- 1) увеличение содержания углекислого газа в атмосфере;
- 2) рост производства энергии, потребляемой человеком;
- 3) изменение концентрации атмосферного аэрозоля.

• Наиболее значительное влияние на климат может оказать рост концентрации атмосферного углекислого газа в результате сжигания все возрастающих количеств угля, нефти и других видов топлива. Так как углекислый газ почти прозрачен для коротковолновой солнечной радиации и заметно ослабляет длинноволновое излучение, он является одним из факторов, создающих парниковый эффект в атмосфере, который существенно повышает температуру нижнего слоя воздуха. В связи с этим увеличение массы углекислого газа должно привести к развитию глобального потепления.

• Второй путь воздействия человека на климат связан с тем, что потребление энергии при различных видах хозяйственной деятельности приводит к дополнительному нагреванию атмосферы. Вся энергия, потребляемая человеком, превращается в тепло, причем основная часть этого тепла является дополнительным источником энергии для атмосферы, способствующим повышению ее температуры.

• Из всех существенных современных компонент потребляемой человеком энергии только гидроэнергия и энергия, заключен-

ная в древесине и в продуктах сельскохозяйственного производства, представляет собой преобразованную энергию солнечной радиации, ежегодно поглощаемой Землей. Расход таких видов энергии не меняет теплового баланса Земли и не приводит к ее дополнительному нагреванию. Однако указанные виды энергии составляют малую часть всей энергии, потребляемой человеком. Энергия угля, нефти, природного газа, а также атомная энергия являются новым источником тепла, не зависящим от преобразований энергии солнечной радиации в современную эпоху.

При дальнейшем росте потребления энергии количество тепла, выделяемого в ходе хозяйственной деятельности, может составить заметную часть энергии солнечной радиации, поглощаемой на земной поверхности, что приведет к изменению глобального климата в сторону потепления.

Более сложное влияние на климатические условия оказывает атмосферный аэрозоль, на частицах которого происходит рассеяние и поглощение коротковолновой и длинноволновой радиации. Поскольку под влиянием хозяйственной деятельности масса атмосферного аэрозоля увеличивается, это приводит к изменению радиационного режима атмосферы, что в определенных случаях может способствовать развитию как похолодания, так и потепления.

Вывод о том, что деятельность человека становится важным фактором изменения глобального климата, превращает исследования изменений климата в одну из центральных проблем современной науки об атмосфере. Значение этой проблемы определяется, с одной стороны, зависимостью многих отраслей хозяйства от климатических условий, с другой стороны, неизбежным влиянием глобальных изменений климата на все природные процессы в биосфере.

Известно, что современная деятельность человека оказывает большое влияние на многие природные процессы, формирующие географическую среду, причем это влияние проявляется почти во всех районах земного шара.

Особенно сильно изменены флора и фауна нашей планеты. Многие виды животных полностью уничтожены человеком, а еще большее количество видов существует при резко пониженной численности их популяций и находится под угрозой исчезновения. Характерно, что в число этих видов входят не только почти все крупные животные суши, но и многие виды морских животных, в том числе морские млекопитающие, которые особенно сильно пострадали в результате преследования их человеком.

Растительный покров суши на большей части поверхности континентов претерпел громадные изменения. На обширных

пространствах дикая растительность уничтожена и заменена сельскохозяйственными полями, а сохранившиеся до настоящего времени леса в значительной части являются вторичными, т. е. сильно измененными по сравнению с естественным растительным покровом в результате воздействия человека. Большие изменения произошли также в растительном покрове многих районов степей и саванн из-за интенсивного выпаса домашнего скота.

Воздействие человека на естественный растительный покров оказало заметное влияние на процесс почвообразования в соответствующих районах и привело к изменению физических и химических свойств почв. Еще больше изменились почвы на сельскохозяйственных полях в результате их систематической обработки, применения удобрений и изъятия значительной части биомассы произрастающих растений.

Быстро возрастает влияние деятельности человека на гидрологический режим суши. Сток не только малых, но и многих крупных рек существенно изменен в результате его регулирования путем создания гидротехнических сооружений, значительная часть воды речного стока изымается для обеспечения нужд промышленности и городского населения и для орошения сельскохозяйственных полей. Создание крупных водохранилищ, площадь которых во многих случаях сравнима с площадью больших естественных озер, резко изменяет режим испарения и стока на обширных территориях.

Следует отметить, что все эти изменения природной среды, как правило, являются суммой локальных воздействий на природные процессы. Они приобрели планетарный характер не в результате изменения человеком природных процессов глобального масштаба, а потому, что локальные (или региональные) воздействия распространились на большие пространства.

Совершенно новое положение возникает при воздействии человека на глобальный климат. Антропогенное изменение климата оказывает влияние на режим рек и озер, растительность и животных, почвенный покров и другие компоненты природной среды на всей планете, в результате чего впервые деятельность человека становится основным фактором развития биосферы в целом. Очевидна необходимость выяснения грандиозных последствий такого воздействия.

Задача исследования. Практическое значение вопроса о климатических условиях будущего зависит от масштабов возможных изменений климата и времени их наступления. Если эти изменения будут достаточно велики и произойдут в не очень отдаленном будущем, то ясно, что в таком случае задача предсказания предстоящих изменений климата приобретает неотложный характер.

Значение этой задачи определяется, в частности, тем, что народное хозяйство всех стран существенно зависит от современных климатических условий, причем заметное изменение климата потребует громадных капиталовложений, чтобы обеспечить приспособление хозяйственной деятельности к новым условиям.

Период времени, для которого необходимо иметь сведения об изменениях климата, по-видимому, сравним с вероятной длительностью эксплуатации проектируемых сейчас промышленных и сельскохозяйственных сооружений и систем, работа которых зависит от климата. Для более долговечных сооружений такой период достигает 50—100 лет. Если в будущем климат может существенно изменяться, то очевидно, что такая возможность должна в той или иной степени учитываться при проектировании этих сооружений.

Другой критерий оценки длительности периода, для которого желательно иметь сведения о возможных изменениях климата,— время, необходимое для подготовки и проведения мероприятий по регулированию изменений климата и приспособлению народного хозяйства к этим изменениям. Учитывая, что осуществление таких мероприятий потребует решения многих сложных научных и технических проблем, следует думать, что это время не может быть меньше нескольких десятилетий.

Таким образом, желательно иметь сведения о возможных изменениях климатических условий на период времени до 50—100 лет.

Проблема предсказания изменений климата в результате деятельности человека существенно отличается от проблемы прогноза погоды. Если при разработке второй проблемы можно ограничиться анализом физических процессов в атмосфере и гидросфере, то для изучения первой проблемы кроме этого необходимо принять во внимание изменение во времени показателей хозяйственной деятельности человека.

В связи с этим задача предсказания изменений климата содержит два основных элемента — прогноз развития ряда аспектов хозяйственной деятельности (рост потребления топлива, увеличивающего концентрацию углекислого газа в атмосфере, рост производства энергии и т. д.) и расчет тех изменений климата, которые произойдут при изменении соответствующих видов деятельности человека.

Это приводит к двум важным особенностям указанных предсказаний. Во-первых, они неизбежно будут иметь условный характер. Хозяйственная деятельность человека не является процессом, независимым от его влияния на климатические условия. Так, в частности, если эта деятельность может привести к существенно неблагоприятным изменениям климата, то, вероятно, характер хозяйственной активности будет изменен до того, как

эти изменения наступят. Поэтому задача климатолога заключается не в том, чтобы предсказать реальный климат будущего, а в том, чтобы рассчитать параметры такого климата для ряда возможных вариантов («сценариев») хозяйственного развития. Учитывая результаты такого расчета, можно оптимизировать долгосрочное планирование развития народного хозяйства, приняв при этом меры против неблагоприятных изменений климата. Таким образом, прогноз возможных изменений климата является обоснованием мероприятий по регулированию климата.

Вторая особенность прогнозов климата будущего связана с их возможной точностью. Поскольку количественное предсказание хозяйственного развития на десятки лет вперед по ряду причин выполнить трудно, точность такого предсказания не может быть высокой. В связи с этим в расчетах климата будущего, по-видимому, оправдано применение приближенных методов, которые, однако, должны давать правильную оценку знака и порядка величин возможных изменений климата.

Практическое значение таких оценок определяется тем, что они позволяют выделить среди вариантов хозяйственного развития те, которые могут привести к большим, т. е. наиболее существенным для народного хозяйства, изменениям климата, превосходящим погрешности соответствующих расчетов.

Так как оценки климатических условий будущего должны использоваться в долгосрочном планировании хозяйственной деятельности, очевидна необходимость достижения возможно большей достоверности этих оценок. Получение достоверных оценок климатов будущего связано с большими трудностями, в частности, из-за несовершенства теорий климата, которые используются в расчетах влияния различных видов хозяйственной деятельности на климатические условия.

Для преодоления этой трудности в данном исследовании использованы два независимых метода определения климатических условий будущего. Один из них заключается в применении для решения указанной задачи материалов о климатах прошлого. В основу этого метода положено исследование эволюции химического состава атмосферы в геологическом прошлом, результаты которого освещены во второй главе книги. Второй метод заключается в использовании разработанной для изучения изменений климата полуэмпирической теории термического режима атмосферы, изложению которой посвящена третья глава. В четвертой главе приведены материалы, полученные при применении этой теории для объяснения физического механизма естественных изменений климата, происходивших как в геологическом прошлом, так и в современную эпоху. Удовлетворительное согласование результатов расчетов естественных изменений климата с эмпирическими данными является обоснованием

возможности применения указанной теории для оценки климатических условий будущего. В пятой главе изложены оценки влияния хозяйственной деятельности на современный климат. В заключительной шестой главе приведены выводы о климатических условиях будущего, полученные при применении обоих указанных выше методов исследования. Согласование результатов использования этих методов имеет существенное значение для подтверждения выводов, полученных в этой работе.

1.2. Развитие исследований

Причины изменения климата. Для решения вопроса о климатических условиях будущего большое значение имеет выяснение причин естественных изменений климата. Хотя эти причины интересовали многих исследователей, до последнего времени не имелось общепринятого мнения о физическом механизме изменений климата как для современной эпохи, так и для геологического прошлого. Из-за отсутствия точной теории климата и недостатка необходимых материалов специальных наблюдений противоречивые гипотезы о причинах изменений климата считались недоказанными и вызывали различные возражения. Значительный прогресс в этой области был достигнут в основном на протяжении последних десяти лет, в результате чего сейчас можно выделить правильные представления о физическом механизме изменений климата, оставив в стороне многочисленные ошибочные предположения. В этом коротком обзоре мы остановимся главным образом на тех ранее выполненных исследованиях изменений климата, которые оказались наиболее плодотворными с точки зрения современного состояния изучения рассматриваемой проблемы.

В работах, посвященных выяснению причин изменения климата, большое внимание уделялось изучению влияния на климат концентрации углекислого газа.

Свыше ста лет тому назад Тиндал указал, что, поскольку атмосферная углекислота наряду с водяным паром поглощает длинноволновое излучение в атмосфере, изменения концентрации углекислоты могут привести к колебаниям климата (Tyndall, 1861).

В дальнейшем вопрос о влиянии атмосферного углекислого газа на климат привлек внимание Аррениуса (Arrhenius, 1896, 1903) и Чамберлина (Chamberlin, 1897, 1898, 1899), которые предположили, что изменения количества CO_2 могли быть причиной четвертичных оледенений.

В работах Аррениуса было исследовано поглощение радиационных потоков в атмосфере и предложена численная модель

для определения температуры у земной поверхности в зависимости от свойств атмосферы. Используя эту модель, Аррениус нашел, что увеличение количества углекислого газа в 2,5—3 раза повышает температуру воздуха на 8—9°C, а уменьшение количества CO_2 на 38—45 % снижает температуру на 4—5°C.

Принимая во внимание материалы геологических исследований, Аррениус отметил, что количество CO_2 в современной атмосфере составляет малую часть того углекислого газа, который в прошлом был поглощен из атмосферы и израсходован на формирование карбонатных пород. В связи с этим Аррениус заключил, что концентрация CO_2 в атмосфере могла изменяться в широких пределах. Эти изменения, по мнению Аррениуса, оказали значительное влияние на температуру воздуха, достаточное для возникновения и исчезновения оледенений.

Исследования Чамберлина были посвящены главным образом геологическому аспекту этой проблемы. Рассматривая баланс CO_2 , Чамберлин отметил, что поступление углекислого газа из литосферы значительно изменялось в зависимости от уровня вулканической активности и других факторов. Расход углекислого газа в геологических процессах также сильно изменялся, в частности, в соответствии с изменением поверхности скал, подверженных действию атмосферной эрозии. При увеличении этой поверхности расход углекислого газа, обусловленный процессом выветривания, возрастал.

Чамберлин предположил, что оледенения возникали в результате интенсивного процесса горообразования и поднятия уровня материков, что приводило к увеличению базиса эрозии, росту поверхности выветриваемых пород и снижению концентрации CO_2 в атмосфере. Для подтверждения этого предположения Чамберлин выполнил некоторые расчеты, которые, однако, нельзя рассматривать как сколько-нибудь полную количественную модель изучаемого процесса.

В дальнейшем выяснилось, что в полосе поглощения радиации углекислым газом, относящейся к длинам волн 13—17 мкм, происходит заметное поглощение радиации водяным паром, уменьшающее влияние изменений концентрации CO_2 на термический режим.

Учитывая влияние этого эффекта, Коллендер (Callender, 1938) получил меньшие изменения температуры у земной поверхности при колебаниях концентрации CO_2 по сравнению с результатами Аррениуса. По данным Коллендера, удвоение количества углекислого газа повышает температуру воздуха на 2°C, причем влияние изменения концентрации CO_2 на температуру уменьшается с ростом концентрации.

Вопрос о влиянии углекислого газа на термический режим атмосферы был рассмотрен в работе Мёллера (Möller, 1963),

который обратил внимание, что при изменении температуры воздуха обычно меняется абсолютная влажность, тогда как относительная влажность воздуха остается более или менее постоянной. Увеличение абсолютной влажности воздуха при повышении температуры усиливает поглощение длинноволновой радиации в атмосфере, что дополнительно повышает температуру. Мёллер нашел, что увеличение температуры у земной поверхности, обусловленное удвоением концентрации CO_2 , при постоянной абсолютной влажности воздуха составляет $1,5^\circ\text{C}$, тогда как при постоянной относительной влажности эта величина возрастает в несколько раз. Наряду с этим Мёллер отметил, что влияние изменений массы CO_2 на термический режим может быть компенсировано сравнительно небольшими изменениями абсолютной влажности воздуха или облачности.

Детальное исследование зависимости температуры воздуха от концентрации CO_2 в атмосфере выполнили Манабе и Везеролд (Manabe, Wetherald, 1967). В этой работе была отмечена неточность расчетов Мёллера, который оценивал изменения термического режима атмосферы только по данным о тепловом балансе земной поверхности, не рассматривая теплового баланса атмосферы в целом.

Манабе и Везеролд рассчитали вертикальное распределение температуры в атмосфере, принимая во внимание поглощение длинноволновой радиации водяным паром, углекислым газом и озоном. В расчете использовалось вертикальное распределение относительной влажности воздуха, заданное по эмпирическим данным. Предполагалось, что распределение температуры определяется условиями локального радиационного равновесия, если вертикальный градиент температуры не превышает $6,5^\circ\text{C}/\text{км}$. Указанное значение градиента температуры считалось максимально возможным из-за ограничивающего влияния конвективных процессов на рост вертикального градиента.

Манабе и Везеролд нашли, что для средних условий облачности удвоение концентрации углекислого газа при постоянной относительной влажности воздуха увеличивает температуру у земной поверхности на $2,4^\circ\text{C}$. Уменьшение существующей концентрации в два раза снижает температуру воздуха на $2,3^\circ\text{C}$.

В следующей работе Манабе и Везеролда расчет влияния углекислого газа на климат был выполнен при применении трехмерной модели теории общей циркуляции атмосферы, в которой учитывался влагооборот атмосферы, теплообмен в океанах и на континентах (при идеализированной топографии), обратная связь снежно-ледяного покрова с термическим режимом атмосферы (Manabe, Wetherald, 1975). В этом исследовании было найдено, что увеличение концентрации углекислого газа в два

раза повышает среднюю температуру воздуха у земной поверхности на $2,9^{\circ}\text{C}$. Сходные оценки были получены в ряде исследований последних лет, в которых для этой цели использовались различные упрощенные модели теории климата.

Выяснение зависимости термического режима атмосферы от концентрации углекислого газа сделало возможным изучение вопроса о влиянии колебаний этой концентрации на изменения климата. Предположение автора о том, что уменьшение концентрации атмосферного углекислого газа оказало существенное влияние на изменение климата в сторону похолодания в конце кайнозойской эры (Будыко, 1974), подтвердилось данными об эволюции химического состава атмосферы в фанерозое (Будыко, 1977; Будыко, Ронов, 1979). В результате анализа этих данных был получен вывод, что изменение концентрации CO_2 привело к снижению средней температуры воздуха, которое началось в конце мезозойской эры и продолжалось на протяжении кайнозойской эры.

Наряду с этим изучение колебаний климата в плейстоцене показало, что предположение Аррениуса и Чамберлина о связи этих колебаний с изменениями химического состава атмосферы не соответствует действительности, хотя основная идея исследований этих авторов о значении эволюции химического состава атмосферы для изменений климата была очень плодотворной.

Выяснение причин развития четвертичных оледенений было начато в работе французского математика Адемара (Adhèmar, 1842), который впервые указал на то, что изменения элементов земной орбиты могли быть причиной развития оледенений. В дальнейшем эту концепцию разрабатывали Кроль и другие авторы, причем наиболее полно она была рассмотрена в работах Миланковича (Milankovich, 1920, 1930, 1941).

Для объяснения изменений климата в четвертичное время Миланкович использовал материалы расчетов векового хода трех астрономических элементов: эксцентриситета земной орбиты, наклона земной оси к плоскости эклиптики и времени предварения равноденствий в результате прецессии земной оси, т. е. даты наибольшего приближения Земли к Солнцу в годовом ходе. Все эти элементы изменяются во времени из-за влияния Луны и других планет на движение Земли, причем период изменений эксцентриситета составляет около 92 тыс. лет, наклона оси — около 40 тыс. лет, предварения равноденствий — около 21 тыс. лет.

Хотя колебания указанных здесь элементов не влияют на количество солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы для Земли в целом, они изменяют суммы радиации, получаемые различными широтными зонами в отдельные сезоны года.

Миланкович разработал приближенную теорию радиационного и термического режимов атмосферы, из которой следовало, что в зависимости от соотношения указанных здесь астрономических элементов температура воздуха у земной поверхности в теплое время года в умеренных и высоких широтах может изменяться на несколько градусов.

Такое изменение обычно в большей или меньшей степени совпадало с обратным по знаку изменением температуры за холодный период года, однако, как известно из эмпирических исследований, режим оледенений в основном зависит от температуры теплого периода (когда ледники тают). Термические условия холодного сезона оказывают гораздо меньшее влияние на ледяной покров.

Используя материалы расчетов астрономических элементов на четвертичное время, Миланкович предположил, что периоды снижения температуры теплого времени года в зоне, где главным образом развивались оледенения ($60\text{--}70^\circ$ широты), соответствовали ледниковым эпохам, а периоды повышения температуры — интервалам между ними.

Первое сопоставление результатов расчетов Миланковича с климатическими условиями четвертичного времени сделал Кеппен, заключивший, что выводы Миланковича хорошо согласуются с историей четвертичных оледенений (Körpen, Wegener, 1924). В дальнейшем такие сопоставления проводились многими авторами, выводы которых, однако, были противоречивыми, в связи с чем вопрос о влиянии астрономических факторов на климат вызвал оживленную дискуссию.

Для выяснения причин четвертичных изменений климата оказалось возможным использование полуэмпирических теорий термического режима атмосферы (Будыко, 1968; Sellers, 1969), в которых, в частности, было количественно учтено влияние на термический режим обратной связи между полем температуры воздуха и полярными льдами.

При обсуждении вопроса о причинах развития четвертичных оледенений было сделано несколько попыток построить численные модели развития оледенений, применение которых позволяло бы оценить изменения размеров полярных ледяных покровов при колебаниях положения земной поверхности по отношению к Солнцу.

В ряде случаев такие попытки приводили к выводу о несущественности влияния астрономических факторов на развитие оледенений, что объяснялось отсутствием учета в соответствующих моделях обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом атмосферы. Принимая во внимание эту обратную связь удалось показать, что изменения положения земной поверхности по отношению к Солнцу оказывают существенное

влияние на развитие оледенений (Будыко, Васищева, 1971; Будыко, 1972; Berger, 1973). Наряду с этими работами, в которых для расчетов термического режима атмосферы использовались полуэмпирические модели, аналогичный вывод был получен при применении более общих моделей теории климата (Suarez, Held, 1976).

Существенное значение для выяснения причин четвертичных оледенений имело эмпирическое исследование, в котором было установлено близкое соответствие интервалов уменьшения летних сумм радиации в высоких широтах уточненной хронологии четвертичных оледенений (Hays et al., 1976).

Для понимания физического механизма современных изменений климата большое значение имеют исследования влияния на климатические условия атмосферного аэрозоля.

Предположение о том, что изменения прозрачности атмосферы влияют на климат, одним из первых высказал в XVIII в. Франклин.

Концепция о влиянии вулканических извержений на современные изменения климата была предложена в первой половине XX в. Гемфрисом (Humphreys, 1913, 1929 и др.).

Гемфрис отметил, что после вулканических извержений взрывного характера в стратосфере возникают облака мелких частиц, состоящих, по его мнению, из вулканической пыли. Он оценил влияние этих частиц на радиационный режим и пришел к выводу, что они могут заметно ослабить поток коротковолновой радиации, приходящей к земной поверхности, почти не изменяя длинноволнового излучения, уходящего в мировое пространство. Количество частиц, попавших в атмосферу северного полушария после извержения вулкана Катмай в 1912 г., по расчету Гемфриса, было достаточным для снижения средней температуры у земной поверхности на несколько градусов, если бы эти частицы достаточно долго находились в атмосфере. Из данных наблюдений Гемфрис нашел, что после крупных вулканических извержений действительно имели место понижения средней для больших территорий температуры воздуха, которые составляли несколько десятых градуса. Такое сравнительно небольшое изменение температуры после извержений, по мнению Гемфриса, объяснялось ограниченным временем нахождения частиц вулканической пыли в атмосфере.

В дальнейшем взгляды Гемфриса были поддержаны и развиты Векслером (Wexler, 1953, 1956), который предположил, что наиболее мелкая пыль может задерживаться в стратосфере в течение ряда лет после вулканических извержений. По мнению Векслера, потепление 20—30-х годов объяснялось постепенным очищением атмосферы от вулканической пыли после нескольких крупных извержений, имевших место в начале XX в.

Существенное значение влиянию вулканизма на климат придавал Брукс (Brooks, 1950), который по данным о мощности вулканических пород составил сводку интенсивности вулканической деятельности от начала палеозоя до нашего времени. Брукс считал, что усиление вулканизма было одним из факторов, способствовавших развитию континентальных оледенений.

Из более поздних исследований, посвященных изучению влияния вулканизма на климат, следует назвать работу Лэма (Lamb, 1970), содержащую сводку произошедших после 1500 г. вулканических извержений взрывного характера, которые существенно снижали прозрачность атмосферы для коротковолновой радиации. Лэм, так же как Гемфрис и Векслер, считал, что вулканические извержения являются одним из основных факторов современных изменений климата.

Расчет векового хода средней температуры воздуха для северного полушария, выполненный по данным измерений солнечной радиации при использовании полуэмпирической теории термического режима, показал, что главная причина современных естественных колебаний климата — изменение концентрации аэрозольных частиц в нижней стратосфере (Будыко, 1969). Этот вывод был в дальнейшем получен в ряде других исследований (Pollack *et al.*, 1975; Oliver, 1976 и др.).

В этом параграфе изложены результаты исследований физического механизма современных изменений климата и изменений климата в конце кайнозойской эры, когда форма континентов не очень сильно отличалась от современной. В более отдаленном прошлом заметное влияние на климат оказывали изменения структуры земной поверхности (см. главу 4).

Из этого краткого обзора следует, что основные причины изменений климата, произошедших за последние десятки миллионов лет и в современную эпоху, в значительной мере выяснены.

В связи с большим значением вопроса о причинах естественных изменений климата для изучения влияния человека на климат этот вопрос подробнее рассматривается в главе 4.

Антропогенные изменения климата. Убеждение, что современная хозяйственная деятельность человека, увеличивая массу углекислого газа в атмосфере, приведет к развитию глобального потепления, было впервые высказано в работе Коллендера (Callender, 1938). Хотя не все выводы этого исследования в дальнейшем оказались правильными, многие заключения Коллендера значительно опередили состояние современной ему науки.

Учитывая количество топлива, израсходованного за 50 лет, предшествовавших времени выполнения его исследования, Коллендер оценил, какая часть CO_2 , образованного при сжигании топлива, задерживается в атмосфере. Найденная им оценка

этой части равнялась $\frac{3}{4}$, что значительно отличалось от распространенных как тогда, так и гораздо позже представлений о том, что почти весь углекислый газ, создаваемый человеком, растворяется в водах океана.

Коллендер впервые рассчитал зависимость температуры воздуха от изменений массы углекислого газа при учете влияния водяного пара на радиационный режим атмосферы. В этом расчете он получил эффект «насыщения», т. е. уменьшения скорости роста температуры воздуха при увеличении количества CO_2 . Хотя найденная им путем довольно элементарного расчета величина повышения средней температуры воздуха при удвоении концентрации углекислого газа была занижена, она согласуется с несколькими результатами аналогичных вычислений по довольно сложным моделям теории климата, выполненным через много лет после исследования Коллендера.

Заслуживает внимания попытка Коллендера оценить изменения климата до XXII столетия под влиянием образования антропогенного углекислого газа. Он считал, что сжигание существующих запасов топлива приведет приблизительно к десятикратному увеличению массы атмосферного углекислого газа (что мало отличается от некоторых из современных оценок). Предполагая, что скорость образования углекислого газа на протяжении рассмотренного им интервала времени будет постоянна, Коллендер заключил, что к XXII столетию средняя температура воздуха повысится примерно на $0,6^\circ\text{C}$, в результате чего произойдет смещение климатических зон в более высокие широты приблизительно на 130 км.

Хотя Коллендер не учел, что из-за быстрого возрастания ежегодного расхода топлива такой расчет скорости повышения температуры должен был дать очень преуменьшенные результаты, выполненная им попытка определения климатических условий будущего с учетом влияния на них антропогенных факторов представляет выдающийся интерес.

Заслуживает внимания сделанное Коллендером сопоставление потепления, которое происходило в конце XIX—начале XX в., с влиянием на температуру воздуха роста массы углекислого газа. Коллендер рассчитал среднюю скорость потепления по данным наблюдений сравнительно небольшого числа станций, причем он выполнил анализ возможного влияния на полученные результаты локального повышения температуры в городах. Найденное им значение скорости потепления оказалось заметно заниженным. Неточности в расчетах Коллендера привели к тому, что его вывод о связи потепления с ростом массы CO_2 оказался недостаточно обоснованным.

Интересно познакомиться с напечатанными вместе со статьей Коллендера материалами ее обсуждения, в котором приняли

участие выдающиеся английские метеорологи того времени Симпсон, Брент, Брукс и другие. Создается впечатление, что участники обсуждения не поняли значения результатов, полученных Коллендером. Недооценка его исследования, возможно, объяснялась тем, что Коллендер не был метеорологом по профессии (он был специалистом в области технических наук).

В нашей стране проблема антропогенного изменения глобального климата привлекла внимание в 1961—1962 гг., когда были проведены первые научные совещания, посвященные указанной проблеме. Как видно из обзоров работы этих совещаний (Гальцов, 1961; Гальцов, Чаплыгина, 1962) и из публикаций некоторых докладов (Будыко, 1961, 1962 и др.), в это время были получены материалы, позволившие утверждать, что при дальнейшем развитии энергетики существенные изменения глобального климата произойдут в сравнительно близком будущем. В упомянутых работах выяснилось особое значение для изменений климата устойчивости морских полярных льдов, площадь которых оказалась связанной положительной обратной связью с температурой воздуха в высоких широтах. Из-за влияния этой связи сравнительно небольшое начальное повышение температуры, вызванное хозяйственной деятельностью человека может привести к частичному или полному таянию морских льдов, что должно сопровождаться резким изменением климата в высоких и средних широтах северного полушария.

Систематические исследования антропогенного изменения глобального климата были организованы Гидрометслужбой в 1961 г. В 1975 г. для более широкого проведения этих исследований в Государственном гидрологическом институте был создан отдел исследований изменений климата. В 60—70-х годах в нашей стране проблема антропогенного изменения климата обсуждалась на многих научных совещаниях, проведенных Гидрометслужбой (Госкомгидрометом) и Академией наук СССР.

Так как перспектива изменения глобального климата имеет значение для всех стран мира, в изучении этой проблемы значительную роль играло международное научное сотрудничество.

Первое совещание по этой проблеме, проведенное при участии советских и американских ученых, состоялось в 1966 г. в Лос-Анджелесе, где особое внимание было уделено вопросу об устойчивости морских полярных льдов в условиях антропогенного изменения климата (Proc. of Symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation, 1966). В 70-х годах состоялась серия советско-американских симпозиумов, посвященных проблеме антропогенного изменения климата (1976 г. в Ташкенте, 1977 г. в Ленинграде, 1978 г. в Душанбе, 1979 г. в Тбилиси), и связанных с ними симпозиумов по палеоклиматологии (1976 г. в СССР, 1978 г. в США). Участниками этих

симпозиумов были ведущие специалисты в области исследований климата обеих стран.

В зарубежных странах с 1970 г. и особенно с 1975 г. значительно повысился интерес к вопросу о возможности антропогенных изменений климата. В 1970 г. в США было проведено совещание по проблеме воздействия человека на окружающую среду, результаты которого опубликованы в виде монографии (SCEP, 1970). Одним из выводов этой монографии было заключение «... мы подчеркиваем, последствия влияния CO_2 на климат для длительного периода времени и связанная с этим угроза для общества столь серьезны, что необходимо значительно расширить исследования климатических условий будущего». Вместе с этим в указанной монографии было высказано мнение, что вероятность заметного изменения климата под влиянием хозяйственной деятельности до конца XX в. невелика.

Более подробное обсуждение проблемы антропогенного изменения климата было проведено в 1971 г. на международном научном совещании в Стокгольме, где была подготовлена монография, посвященная указанной проблеме (SMIC, 1971). В этой монографии основное внимание было уделено обсуждению физического механизма воздействия человека на климат и формулировке задач дальнейших исследований в данной области. Хотя по сравнению с отчетом SCEP монография SMIC включала ряд новых идей, она не содержала определенных выводов о характере антропогенных изменений климата в будущем и о времени их проявления.

В указанных монографиях был упомянут вывод, полученный Манабе (Manabe, 1970), о возможности повышения средней температуры воздуха к 2000 г. на $0,8^\circ\text{C}$ по сравнению с 1900 г. в результате роста массы CO_2 . Однако этот результат не был использован для оценки климатических условий будущего.

Главная причина сомнения в реальности результата Манабе заключалась в том, что существовавшие тогда теории климата не считались достаточно совершенными для использования их в расчетах изменений климата. В частности, многие исследователи разделяли упомянутое выше мнение, что даже очень незначительное изменение облачности, связанное с изменениями температуры, может компенсировать любое антропогенное изменение климата. Наряду с этим было широко распространено представление, что изменение средней планетарной температуры воздуха на несколько десятых градуса не имеет большого практического значения.

Другая точка зрения была высказана в работе автора (Будыко, 1972), опубликованной вскоре после издания упомянутых монографий.

В этой работе полуэмпирическая теория термического режима атмосферы была использована для количественного расчета естественных изменений климата в четвертичное время и в течение последнего столетия. Поскольку результаты этих расчетов хорошо согласовались с данными наблюдений, был сделан вывод о возможности применения указанной теории климата для прогноза антропогенных изменений климата. В указанной работе был построен график вероятного изменения температуры под влиянием хозяйственной деятельности человека для ближайшего столетия. Из этого графика видно, что до середины следующего века главное влияние на климат окажет увеличение массы углекислого газа в атмосфере, которое приведет к повышению средней температуры воздуха у земной поверхности. В дальнейшем на климат может воздействовать рост потребления энергии, не связанной с преобразованиями приходящей в наше время энергии солнечной радиации. Этот фактор ускорит развитие потепления.

Выполненные в данной работе схематичные расчеты показали, что потепление может привести в 2000 г. к отступлению границы морских полярных льдов в Арктике на 2° широты и в 2050 г. — к полному таянию льдов, причем предполагалось, что эти оценки скорости таяния льдов являются преуменьшенными. Из других выводов указанной работы заслуживает упоминания заключение, что даже сравнительно небольшое потепление приведет к увеличению частоты засух в ряде районов континентов, уменьшению речного стока и падению уровней многих озер и внутренних морей. Для предотвращения неблагоприятных последствий изменений климата в сторону потепления был предложен основанный на увеличении концентрации аэрозоля в нижних слоях стратосферы метод воздействия на атмосферные процессы, применение которого могло бы приостановить развитие потепления.

В заключении рассматриваемой работы отмечалось, что хотя было бы преждевременным применять полученные в ней результаты для планирования хозяйственной деятельности, эти результаты можно использовать для оценки времени, в течение которого необходимо получить точные сведения о климатических условиях будущего. Было высказано мнение, что это время не превосходит десяти лет, так как более позднее решение вопроса о климате будущего может затруднить своевременное принятие необходимых мер для предотвращения вредного влияния изменений климата на народное хозяйство.

Следует указать, что сделанный в этой работе вывод о вероятности развития в ближайшее время потепления был высказан, когда, по общему мнению, происходило понижение средней

температуры воздуха, которая для северного полушария с конца 30-х до середины 60-х годов опустилась приблизительно на $0,3^{\circ}\text{C}$.

В середине 70-х годов выяснилось, что в середине или конце 60-х годов процесс похолодания прекратился и, возможно, сменился потеплением. Это повысило актуальность изучения проблемы влияния углекислого газа на климат.

В 1976—1979 гг. был опубликован ряд заключений о возможных последствиях роста массы углекислого газа. В «Заявлении Всемирной метеорологической организации по изменению климата» (1976) и «Техническом докладе группы экспертов Исполнительного Комитета ВМО по изменениям климата» (1977) была признана возможность существенного изменения климатических условий в результате сжигания все возрастающего количества угля, нефти и других видов топлива. Во введении к сборнику материалов конференции «Глобальные химические циклы и их изменения человеком» (Stumm, 1977) сделан следующий вывод: «Согласно большинству расчетов, концентрация CO_2 повысится на 30—40 % по сравнению с доиндустриальной эпохой в 2000 г. и приблизительно удвоится в 2025 г. Хотя имеются некоторые разногласия в отношении величин концентрации, которая может быть достигнута без существенного влияния на климат, предполагается, что удвоение и, возможно, даже меньшее увеличение массы CO_2 в атмосфере может привести к неприемлемым изменениям климата».

В 1977 г. в США был издан отчет комиссии Национальной академии наук в которую вошли известные американские ученые (Energy and Climate, 1977). Этот отчет включает анализ перспектив развития энергетики, характеристику естественных изменений климата, обзор влияния на климат антропогенных факторов (включая аэрозоль, выбросы газов, образование тепла), обсуждение состояния и задач моделирования климата и цикла углекислого газа, обоснование методов наблюдения за изменениями климата.

Вводная часть отчета начинается словами: «Мировая промышленная цивилизация может быть вынуждена в течение нескольких десятилетий принять ответственное решение — продолжать ли использовать ископаемое топливо как основной источник энергии или израсходовать достаточно средств и усилий научных и технических организаций для перехода к использованию других видов энергии в течение 50 лет. Вторая альтернатива представляет много трудностей, но возможное влияние использования ископаемого топлива в течение одного или двух столетий на климат может быть столь опасным, что другого пути не будет».

В отчете указано, что основное влияние на климат следующих столетий окажет рост концентрации углекислого газа в атмосфере. Это может привести к повышению средней температуры воздуха у земной поверхности примерно на 6°C , причем повышение температуры в высоких широтах будет в несколько раз больше.

Особенно большое значение изменения состава атмосферы и климата будут иметь для сельского хозяйства, поскольку они приведут к увеличению скорости фотосинтеза, перемещению агроклиматических областей в более высокие широты, изменению границ засушливых зон и т. д.

После перечисления нескольких возможных путей воздействия на климат с целью предотвращения его изменений под влиянием антропогенных факторов авторы отчета высказывают предположение, что наиболее реальный метод решения этой проблемы может заключаться в уменьшении использования ископаемого топлива.

Отчет Национальной академии наук широко обсуждался в печати. В ряде случаев его авторы выступали с заявлениями, дополнявшими выводы отчета. Так, например, председатель комиссии по энергии и климату Ревел заявил: «Мы должны подготовиться к использованию других источников энергии за ограниченное время, около 50 лет... Мы должны отказаться от использования ископаемого топлива к 2050 г.». Ревел высказал мнение, что на изучение этой проблемы необходимо расходовать в течение ближайших 50 лет от 20 до 100 млн. дол. в год (Coal and Climate..., 1977).

Вопрос о перспективах антропогенного изменения климата обсуждался в 1978 г. на советско-американском симпозиуме по проблеме углекислого газа. В заключительном документе симпозиума была указана возможность значительного изменения глобального климата под влиянием роста массы CO_2 в атмосфере, что окажет существенное влияние на природные условия и хозяйственную деятельность.

В 1979 г. в Женеве состоялась Первая всемирная конференция по климату, организованная Всемирной метеорологической организацией и другими международными органами.

В числе докладчиков на конференции были ведущие советские специалисты в области географии и геофизики И. П. Герасимов, Ю. А. Израэль, Г. И. Марчук, Е. К. Федоров. В докладе Е. К. Федорова говорилось: «Изменения климата в будущем неизбежны. Они станут заметными и может быть необратимыми в ближайшие несколько десятилетий... В связи с этим очевидно, что необходимо было бы выработать некоторую стратегию, т. е. систему заранее спланированных действий, которые обеспечили бы для человечества избежание негативных последствий

возможных изменений климата... Каковы основные элементы такой стратегии? Первым и основным является, разумеется, прогноз изменений климата... Вторым элементом стратегии является оценка последствий того, к чему могут привести те или иные естественные или антропогенные изменения климата... Третьим элементом стратегии является выработка рекомендаций о таких действиях, которые позволили бы избежать негативных последствий изменений климата или избежать самих его изменений».

И. П. Герасимов (1979), Ю. А. Израэль (1979), Г. И. Марчук (1979) и Е. К. Федоров (1979) изложили обоснования основных разделов советской программы изучения климата, позволяющей, в частности, оценить происходящие сейчас изменения климата и предсказать их тенденции в будущем.

Конференция приняла декларацию, обращенную ко всем странам мира, в которой, в частности, отмечается, что сжигание ископаемого топлива, уничтожение лесов и обработка почвы повысили содержание углекислого газа в атмосфере за последнее столетие на 15 %, причем это повышение продолжается. В связи с этим ожидается развитие потепления, которое будет особенно значительным в средних и высоких широтах. Так как антропогенные изменения климата будут в некоторых районах благоприятными, а в некоторых неблагоприятными, возникнут сложные социальные и технические проблемы, имеющие международный характер. Для их решения необходимы беспрецедентные усилия по организации исследований проблемы изменений климата и создание новых форм международного сотрудничества.

Наряду с заявлением ряда научных совещаний и организаций в последние годы были опубликованы высказывания многих ученых по вопросу об изменении климата, обусловленном ростом концентрации углекислого газа в атмосфере.

В числе первых иностранных специалистов, обративших внимание на этот вопрос, были Брекер и Болин. В работе Брекера (Björck, 1975) было высказано мнение, что под влиянием роста концентрации CO_2 процесс естественного похолодания в ближайшее время прекратится и сменится быстро развивающимся глобальным потеплением. Это потепление приведет к значительным изменениям влагооборота, что окажет существенное влияние на сельское хозяйство различных стран.

Аналогичное заключение было сделано в исследовании Болина. В заключении его брошюры «Энергия и климат» (Bolin, 1975) говорится: «...перспектива того, что значительное изменение (климата) может произойти в течение времени, меньшего 100 лет, возможно в течение 50 лет, представляет собой факт исключительной важности. За десять или двадцать лет станет

ясно, насколько это опасение обосновано. Но даже сейчас следует учитывать такую перспективу при планировании развития энергетики, стараясь сохранить максимальную свободу маневрирования в этой области».

Книга, написанная коллективом сотрудников американской Окриджской национальной лаборатории, «Глобальная проблема углекислого газа» начинается словами: «Большинство ученых, изучающих все ускоряющееся сжигание ископаемого топлива, теперь согласны, что избыток CO_2 значительно повысит температуру Земли» (Baes e. a., 1976). В докладе на упомянутой выше Далемской конференции Г. Флен дал прогноз вероятных изменений климата в следующем столетии под влиянием роста концентрации CO_2 в атмосфере (Flohn, 1977). Во вступительной статье к первому номеру нового международного научного журнала «Изменение климата» Флен подчеркнул опасность возникновения крупного изменения климата без предварительной подготовки хозяйственной деятельности к такому изменению. Свою статью Флен закончил словами: «Наше поколение несет ответственность за глобальную проблему, с которой столкнутся наши внуки,— постараемся оказаться на высоте этой ответственности» (Flohn, 1977).

На заседании комиссии конгресса США в мае 1976 г. Шнайдер сказал: «Профессор Болин уже отметил, что к 2000 г. потепление возможно достигнет 1° . Я считаю, что это может иметь существенные последствия. Мы не знаем, не растают ли при этом полярные льды. Мы предполагаем, что климат в высоких широтах гораздо сильнее изменится при потеплении, чем в низких широтах, так что при повышении средней глобальной температуры на 1° температура у полюсов может повыситься на 5° . Это приведет к изменению разности температур между экватором и полюсами, что окажет большое влияние на метеорологический режим. В частности, основные зоны производства зерна могут переместиться на сотни миль к северу. Будет ли это глобальной катастрофой?... Если это случится во время, когда положение с балансом продовольствия будет очень напряженным, потенциальная серьезность ситуации оправдывает применение слова «катастрофа». В дополнение к этому, Шнайдер указал: «Всегда найдутся люди, которые будут утверждать, что мы точно не знаем того, что случится, и они всегда будут правы, потому что в науке нельзя добиться абсолютной точности... Вопрос заключается в том, сколько доказательств нужно представить и на какой риск можно пойти». Шнайдер отметил, что точность расчетов климата будущего при росте концентрации CO_2 выяснится к концу столетия, но тогда будет поздно для принятия необходимых мер для перестройки энергетики (Hearing ..., 1976).

Аналогичные взгляды были высказаны многими другими зарубежными учеными (Landsberg, 1976, 1977; Olson e. a., 1978, и др.).

В 1976—1978 гг. Конгресс США рассматривал законопроекты об организации исследований указанной проблемы. Внимание Конгресса к этому вопросу объясняется большим значением современных изменений климата, выясненным в ряде публикаций американских ученых. К их числу относится книга «Стратегия Бытия», написанная С. Шнайдером совместно с Л. Мезиров (Schneider, Mesirov, 1976). В этой книге, написанной для широкого читателя, дается обзор исследований изменений климата и подробно обсуждается связь климатических изменений с экологическими, экономическими и политическими проблемами.

Принятый в США в 1978 г. закон о климатической программе отмечает важное значение изменений климата для проблем, связанных с производством продовольствия и энергетикой. В законе говорится, что необходимо значительно улучшить методы предсказания изменений климата, для чего имеются необходимые предпосылки. В соответствии с законом о климатической программе для разработки методов предвидения естественных и антропогенных изменений климата, которые могут быть использованы в долгосрочном планировании хозяйственной деятельности, организуются комплексные научные исследования.

Одним из критериев возросшего внимания к проблеме изменений климата является количество научных публикаций, посвященных этой проблеме. После середины 70-х годов число таких публикаций, издаваемых ежегодно, возросло в несколько десятков раз по сравнению с 60-ми годами. Недавно было начато издание упомянутого выше международного научного журнала «Изменение климата», редактором которого является Шнайдер.

Поскольку широкие исследования по этой проблеме за рубежом начаты позже, чем в нашей стране, во многих случаях иностранные авторы получают результаты, уже известные из материалов советских исследований. Имеется ряд направлений исследований изменений климата, которые в большей мере изучаются в нашей стране. К их числу относятся применение упрощенных моделей теории климата в расчетах его изменений, исследования эволюции химического состава атмосферы в прошлом, использование палеоклиматических данных для определения климата будущего. Наряду с этим можно назвать некоторые вопросы, которые в основном разрабатываются за рубежом, например изучение баланса углекислого газа в современную эпоху.

Хотя быстрое и не всегда хорошо организованное развитие исследований по проблеме изменений климата часто приводит к более или менее существенным разногласиям в решении отдельных вопросов, заметно все большее согласование основных выводов, получаемых при изучении современных изменений климата в работах ведущих специалистов различных стран. К числу этих выводов относится заключение о неизбежности громадного изменения глобального климата при сохранении современной тенденции развития энергетики, основанной на сжигании ископаемого топлива.

В последнее время построены первые карты климата, который будет иметь место при значительном повышении концентрации углекислого газа. Эти карты основаны как на расчетах при применении теорий климата, так и на палеоклиматических материалах, причем применение этих двух независимых методов оценки климата будущего дает сходные результаты.

Имеющиеся сейчас сведения о климате будущего подробно обсуждаются в заключительной главе книги. Эти сведения подтверждают вывод о том, что климатические условия будущего должны резко отличаться от современных. Так как антропогенное изменение глобального климата окажет большое влияние на все компоненты природной среды и хозяйственную деятельность человека, вопрос о климате будущего становится наиболее актуальной проблемой современной науки об атмосфере.

2. Эволюция атмосферы

2.1. Атмосфера

Общие сведения. Атмосфера Земли состоит главным образом из азота и кислорода, количество которых в сухом воздухе составляет соответственно 78 и 21 % (объемные проценты). Из малых по массе постоянных составляющих атмосферного воздуха следует выделить углекислый газ и озон, которые оказывают заметное влияние на физическое состояние атмосферы и биологические процессы.

Атмосферный воздух включает водяной пар, количество которого колеблется в широких пределах. Обычно оно равно 0,1—1 %, а иногда достигает нескольких процентов от объема атмосферы. Среднее содержание водяного пара составляет около 2,4 г/см².

Относительное количество азота, кислорода и углекислого газа в воздухе тропосферы и нижних слоев стратосферы мало изменяется с высотой. В противоположность этому концентрация водяного пара быстро убывает от земной поверхности до верхней границы тропосферы; в стратосфере эта концентрация мала и не зависит существенно от высоты. Относительное количество озона в тропосфере невелико, оно достигает максимума в нижних слоях стратосферы, где озон образуется в результате фотохимической реакции под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца.

Общая масса атмосферы равна около $5,3 \cdot 10^{21}$ г (менее 10^{-6} от массы Земли), для единицы земной поверхности над уровнем моря — около 1030 г/см².

Плотность воздуха и атмосферное давление убывают с высотой, причем давление уменьшается вдвое при увеличении высоты приблизительно на 5 км.

Нижний слой атмосферы — тропосфера — простирается до высоты 8—10 км в полярных широтах и до 16—18 км в тропиках. В тропосфере температура воздуха обычно понижается с высотой, в среднем на 6°С/км. Выше тропосферы расположена стратосфера, где примерно до уровня 50 км температура

воздуха увеличивается с высотой. Свыше двух третей массы атмосферы сосредоточено в тропосфере.

Физические процессы, развивающиеся в тропосфере, определяют изменения погоды и оказывают основное влияние на климатические условия различных районов нашей планеты. К числу этих процессов относится поглощение солнечной радиации, формирование потока длинноволнового излучения (который мало меняется в более высоких слоях воздуха), общая циркуляция атмосферы, влагооборот, связанный с образованием облаков и выпадением осадков.

Атмосферный воздух более или менее прозрачен для коротковолновой радиации, в связи с чем большая часть поглощаемого Землей излучения Солнца поглощается земной поверхностью, которая является основным источником тепла для атмосферы. От земной поверхности тепловая энергия передается в атмосферу путем длинноволнового излучения, посредством турбулентного теплообмена и в результате затраты тепла на испарение с поверхности суши и водоемов (это тепло затем поступает в атмосферу при конденсации водяного пара, образованного в ходе испарения).

Из-за шарообразной формы Земли наибольшее количество солнечной энергии поглощается в низких широтах, где температура воздуха у земной поверхности обычно выше, чем в средних и высоких широтах. Эта разность температур является основным источником энергии для движения воздушных масс в атмосфере и водных масс в океанах. Атмосферная циркуляция представляет собой сложную систему горизонтальных и вертикальных движений воздуха. В отличие от тропосферы, где большую роль играют вертикальные движения, в стратосфере эти движения обычно ослаблены. Общая циркуляция атмосферы и океанов обеспечивает перенос значительного количества тепла из низких широт в средние и высокие широты, что уменьшает меридиональный градиент температуры воздуха.

Нагревание земной поверхности солнечной энергией способствует развитию восходящих потоков воздуха, которые при достаточно высокой влажности приводят к образованию облаков и выпадению осадков.

Основным источником водяного пара для атмосферы служит испарение с поверхности океанов. Атмосфера над континентами, кроме переноса водяного пара с океанов, получает водяной пар также в результате испарения с поверхности суши, хотя в районах с малым количеством осадков это испарение обычно незначительно.

Некоторое значение для погоды и климата имеют процессы, происходящие в стратосфере, в частности, в связи

с рассеянием и поглощением радиационных потоков на жидких или твердых частицах атмосферного аэрозоля. Эти частицы, размер которых заключен в пределах от десятков ангстрем до десятков микрометров, наблюдаются как в тропосфере, так и в верхних слоях атмосферы. Аэрозоль образуется на земной поверхности в результате эрозии почв и испарения капель морской воды, попадает в атмосферу при выбросе твердых частиц во время вулканических извержений, формируется из сернистого газа, поступающего в атмосферу при вулканических извержениях и в результате других естественных процессов, а также проникает в верхние слои атмосферы из космоса. Наряду с естественными источниками образования аэрозоля значительное количество его частиц возникает под влиянием антропогенных факторов: создание промышленных загрязнений, усиление разрушения почв, лесные пожары и др.

Концентрация аэрозоля быстро убывает с высотой, причем на ее распределение налагаются вторичные максимумы, связанные с существованием аэрозольных слоев.

Атмосфера оказывает огромное влияние на биологические процессы, которые развиваются на суше и в водоемах. Наибольшее значение для биологических процессов имеют: содержащийся в атмосфере кислород, используемый в процессе дыхания организмов и при минерализации органического вещества; углекислый газ, расходуемый в ходе фотосинтеза автотрофных растений, а также озон, задерживающий вредную для организмов ультрафиолетовую радиацию Солнца. Без атмосферы невозможно существование сколько-нибудь сложных живых организмов, что видно на примере лишенной жизни Луны, у которой нет атмосферы.

Развитие атмосферы тесно связано с геологическими и геохимическими процессами, а также с деятельностью живых организмов. Существуют различные предположения о начальном химическом составе атмосферы, которые трудно проверить на основании имеющихся данных. Вероятно, уже на ранних стадиях истории Земли эта первичная атмосфера сменилась смесью водяного пара, углекислого газа и азота, которые выделялись из глубин земной коры, в основном при вулканических извержениях.

Относительно большое количество углекислого газа в древней атмосфере, вероятно, оказывало существенное влияние на климат даже в том случае, если общая масса атмосферы была значительно меньше современной. Возможно, что этот фактор, усиливая парниковый эффект, компенсировал пониженный по сравнению с современной эпохой приток тепла от Солнца и обеспечивал сравнительно высокий уровень температуры воздуха (см. главу 4).

Со времени возникновения автотрофных растений (вероятно, около 3 млрд. лет тому назад) в атмосфере начал накапливаться кислород — сначала медленно, а затем, после развития в палеозое растительного покрова на континентах, значительно быстрее. Неравномерность вулканической деятельности в геологическом прошлом приводила к колебаниям в составе атмосферы и к изменениям ее массы, о чем подробно говорится ниже.

Атмосфера в свою очередь оказывала большое влияние на эволюцию литосферы: на протяжении всей истории последней она была мощным фактором процесса физического выветривания, формировавшего поверхность континентов. В этом процессе участвовали атмосферные осадки и ветер, переносивший мелкие фракции горных пород на большие расстояния. Существенно влияли на разрушение горных пород колебания температуры и другие атмосферные факторы.

Еще большее влияние на эволюцию литосферы имело химическое выветривание, в особенности действие атмосферного кислорода и поступающей из атмосферы воды на горные породы.

Эволюция атмосферы во многом определяла эволюцию гидросферы, так как водный баланс водоемов непосредственно зависел от режима осадков и испарения. С другой стороны, атмосферные процессы находились под влиянием состояния гидросферы, в особенности состояния океанов. В целом эволюция атмосферы и гидросферы была, по существу, единым процессом.

Атмосферные факторы оказывали существенное влияние на эволюцию живых организмов. Более или менее сложные организмы смогли возникнуть после накопления в атмосфере количества кислорода, достаточного для развития аэробных процессов, обеспечивающих необходимый для этих организмов уровень притока энергии.

Существование автотрофных растений было тесно связано с содержанием в атмосфере углекислого газа, изменения этого содержания в ходе эволюции атмосферы оказывали определенное воздействие на структуру растительного покрова и, следовательно, на все организмы, жизнедеятельность которых была связана с автотрофными растениями.

Современный климат. Климатические условия характеризуют физическое состояние атмосферы в различных районах земного шара. Это состояние значительно изменялось в прошлом и продолжает изменяться в современную эпоху.

Климатические условия последнего столетия определены на основе данных инструментальных метеорологических наблюдений, проведенных мировой сетью климатических станций,

сложившейся во второй половине XIX в. Материалы этих наблюдений показывают, что элементы метеорологического режима заметно изменяются во времени. Наряду с их периодическими колебаниями (суточный и годовой ход) существуют непериодические колебания метеорологических элементов с различными временными масштабами. Для коротких интервалов времени (порядка дней или месяцев) непериодические изменения метеорологического режима соответствуют колебаниям погоды; эти неоднородные в пространстве изменения объясняются главным образом неустойчивостью атмосферной циркуляции.

Для более длительных интервалов времени (порядка нескольких лет) наряду с неупорядоченными колебаниями элементов метеорологического режима часто обнаруживаются долгопериодические изменения, имеющие на обширных территориях сходный характер. Такие изменения характеризуют колебания климата.

Поскольку современные колебания климата сравнительно невелики, для характеристики климата нашей эпохи можно использовать средние значения метеорологических элементов за период в несколько десятилетий. Такое осреднение позволяет исключить влияние неустойчивости атмосферной циркуляции на элементы метеорологического режима.

Приведем краткие сведения о современном климате, уделив главное внимание двум метеорологическим элементам — температуре воздуха у земной поверхности и сумме осадков, выпадающих на земную поверхность.

В табл. 2.1 представлены данные о средних широтных значениях температуры для января и июля и средних широтных значениях атмосферных осадков, выпадающих ежегодно на земную поверхность.

Как видно из этой таблицы, средняя широтная температура воздуха у земной поверхности меняется почти на 70°C от максимального значения у экватора до минимального у Южного полюса.

Вопрос о причинах изменения средних широтных температур подробнее рассмотрен в следующей главе. Как отмечено выше, существенное влияние на распределение этих температур оказывает шарообразная форма Земли, обуславливающая изменение с широтой сумм радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы.

В высоких широтах, где в течение всего года или большей его части температура воздуха не поднимается выше точки замерзания, существуют постоянные ледяные покровы. В Арктике основная часть такого покрова состоит из сравнительно тонких морских льдов, в Антарктике — из мощного континен-

Таблица 2.1

Средние широтные значения температуры воздуха и осадков

	Северная широта								
	90—80°	80—70°	70—60°	60—50°	50—40°	40—30°	30—20°	20—10°	10—0°
Температура января, °С	—31	—25	—22	—10	—1	11	19	25	27
Температура июля, °С	1	2	12	14	20	26	28	29	27
Осадки, см/год	19	26	52	80	75	77	73	114	201

	Южная широта								
	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°	80—90°
Температура января, °С	27	26	25	20	12	5	0	—8	—13
Температура июля, °С	26	24	18	14	8	1	—12	—30	—42
Осадки, см/год	150	122	91	103	108	101	67	25	11

тального оледенения, занимающего почти всю поверхность Антарктиды.

Морские полярные льды северного полушария представляют собой огромную линзу, в центре которой средняя толщина льда достигает 3—4 м, постепенно уменьшаясь к ее периферии. В южном полушарии морские льды имеют форму широкого кольца, окружающего антарктический материк. Толщина льдов в этом кольце убывает с удалением от полюса. Так как морские льды состоят из множества разделенных ледяных полей, они постоянно перемещаются под воздействием воздушных и морских течений, что приводит к колебаниям границ ледяного покрова.

Площадь морских льдов увеличивается в холодное время года и уменьшается летом и в начале осени. Ледяной покров, имеющий большое альбедо, оказывает существенное влияние на климат, понижая температуру воздуха в высоких широтах, что увеличивает меридиональный градиент температуры.

Наряду с существенным изменением в меридиональном направлении средняя температура воздуха у земной поверхности в большинстве широтных зон также заметно изменяется на

различных долготах, что в основном связано с размещением континентов и океанов.

Влияние теплового режима океана распространяется на значительную часть поверхности континентов, на которой в средних и высоких широтах наблюдается так называемый морской климат со сравнительно небольшой годовой амплитудой температуры воздуха. В тех внетропических областях материков, где влияние термического режима океанов менее заметно, годовые амплитуды температуры резко возрастают, что соответствует условиям континентального климата.

Распределение средних широтных значений осадков характеризуется главным максимумом в экваториальной зоне, уменьшением осадков в субтропических широтах, двумя вторичными максимумами в умеренных широтах и уменьшением осадков с ростом широты при переходе в полярные районы.

Изменения средних широтных значений осадков объясняются распределением средней температуры воздуха и особенностями циркуляции атмосферы. При прочих равных условиях, включая одинаковую относительную влажность воздуха, сумма осадков возрастает с повышением температуры, так как при этом увеличивается количество водяного пара, которое может быть использовано в процессе конденсации. Очевидно, что если бы другие факторы не оказывали существенного влияния на осадки, распределение их средних широтных значений имело бы один максимум в низких широтах.

Однако для выпадения осадков большое значение имеет режим вертикальных скоростей воздуха, от которого зависит перенос водяного пара через уровень конденсации, приводящий к образованию облаков и осадков.

Общая циркуляция атмосферы тесно связана с географическим распределением устойчивых барических систем, из которых наибольшее значение имеют полоса пониженного давления у экватора, области повышенного давления в тропических и субтропических широтах и области с частой повторяемостью циклонических образований в средних широтах.

Так как в зоне высокого давления преобладают нисходящие движения воздуха, количество осадков в этой зоне значительно понижается, что приводит к образованию двух минимумов на кривой широтного распределения осадков.

Значительная интенсивность восходящих движений воздуха в экваториальных широтах и в ряде районов умеренных широт увеличивает количество выпадающих там осадков.

В субтропической зоне высокого давления расположены наиболее крупные пустыни земного шара, где количество осадков незначительно. Суммы осадков уменьшаются также в удаленных от океанов районах континентов умеренных широт, где

количество водяного пара, переносимого воздушными течениями с океанов, мало, что приводит к понижению относительной влажности воздуха и ослаблению процесса конденсации водяного пара.

Таким образом, зоны влажного климата на континентах размещены в основном в экваториальных широтах и в областях морского климата умеренных и высоких широт. В высоких тропических, в субтропических широтах и в областях континентального климата преобладают условия недостаточного увлажнения.

Климат оказывает глубокое и часто определяющее влияние на природные процессы, формирующие географическую среду. От климата зависит водный режим суши, основной характеристикой которого является величина речного стока, равная для средних годовых условий разности осадков и испарения с поверхности речных бассейнов. Поскольку испарение существенно зависит от осадков, прихода радиации и термических условий и в меньшей мере от строения земной поверхности, ясно, что влияние климатических факторов на речной сток является преобладающим.

Связь климатических условий с гидрологическим режимом океанов имеет двухсторонний характер. Если режим морских течений зависит от ветра, радиационных и термических условий на поверхности океанов, то перенос тепла течениями в свою очередь является существенным климатообразующим фактором. В районах теплых и холодных морских течений климатические условия резко изменяются, причем эти изменения в ряде случаев распространяются на большие расстояния.

Очень значительно влияние климатических условий на естественный растительный покров суши. Из метеорологических факторов, от которых зависит развитие растений, наиболее существенны термический режим, режим радиации и условия увлажнения. Связи животного мира суши с климатическими факторами могут быть непосредственными (для всех животных имеются интервалы климатических условий, благоприятных для их существования) или обусловленными зависимостями животных от природного растительного покрова, в свою очередь зависящего от климатических факторов.

Размещение географических зон, которые отражают зональность природного растительного покрова, животного мира, почв, режима рек, интенсивности поверхностных геоморфологических процессов и т. д., определяется климатическими условиями, в основном радиационным балансом земной поверхности, термическим режимом, суммами осадков.

В результате существенной зависимости разнообразных природных процессов от климатических условий при изменении

глобального климата обычно происходят изменения природных условий на всей Земле.

2.2. Круговорот углерода

Углекислый газ, или двуокись углерода (CO_2), представляет собой бесцветный газ, который при температуре $-78,5^\circ\text{C}$ превращается в твердое вещество, напоминающее снег («сухой лед»). Современная атмосфера содержит сравнительно небольшое количество углекислого газа, равное $2,3 \cdot 10^{18}$ г, или 0,033 % объема атмосферного воздуха. В океанах и других водоемах растворено около $130 \cdot 10^{18}$ г углекислого газа, что составляет около 0,01 % массы вод гидросферы.

Между атмосферой и гидросферой осуществляется постоянный обмен углекислым газом путем молекулярной и турбулентной диффузии.

Измерения концентрации CO_2 в атмосфере показывают, что она мало изменяется в различных географических районах, а также с высотой в пределах тропосферы и нижних слоев стратосферы. Сравнительное постоянство содержания углекислого газа в атмосфере по сравнению с водяным паром объясняется меньшей относительной изменчивостью мощности источников и стоков углекислого газа на земной поверхности и отсутствием существенной зависимости содержания CO_2 от температуры. Из данных наблюдений следует, что концентрация углекислого газа немного возрастает в области экватора и уменьшается примерно на 0,005 % в высоких широтах. Такое изменение объясняется более высокой растворимостью углекислого газа в холодных водах океанов высоких широт по сравнению с теплыми водами тропиков. В результате этого в высоких широтах атмосфера теряет часть CO_2 , которая растворяется в океанах, где избыток углекислого газа переносится холодными глубинными течениями в низкие широты, после чего он возвращается в атмосферу. Величина обусловленного этим механизмом потока CO_2 между экватором и Северным полюсом составляет около $2 \cdot 10^{16}$ г/год (Bolin, Keeling, 1963).

Наряду с обменом CO_2 между атмосферой и океаном существует постоянный обмен углекислым газом между атмосферой и гидросферой, с одной стороны, и живыми организмами и литосферой, с другой. Этот круговорот является одним из основных механизмов, обеспечивающих поддержание жизни на нашей планете.

Относительно малая масса углекислого газа, содержащаяся в атмосфере и гидросфере, имеет громадное значение для

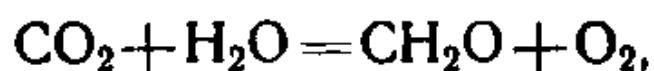
живых организмов. Как известно, углекислый газ усваивается автотрофными растениями в процессе фотосинтеза. Так как производительность второго источника органического вещества — хемосинтеза — ничтожна по сравнению с фотосинтезом, подавляющее большинство растений и животных существует за счет энергии, получаемой в результате деятельности автотрофных растений.

В ряде случаев углекислый газ может оказывать и непосредственное влияние на животных. Хотя его обычная концентрация в атмосферном воздухе безвредна для аэробных животных, повышение этой концентрации до нескольких процентов и в особенности до нескольких десятков процентов может привести к отравлению многих аэробных организмов. Это, в частности, подтверждается случаями массовой гибели животных в вулканически активных районах, что происходит, когда обильное выделение углекислого газа из глубин литосферы совпадает со слабым действием атмосферной циркуляции, рассеивающей CO_2 . Менее ядовит углекислый газ для почвенных аэробных животных (которые обычно существуют в воздухе с высокими концентрациями CO_2).

В предыдущей главе отмечено, что наряду с большим значением углекислого газа для живых организмов, он оказывает существенное влияние на климат. Эти вопросы обсуждаются в следующих разделах книги.

Фотосинтез и окисление органического вещества. Углекислый газ атмосферы расходуется и поступает в атмосферу в ходе нескольких природных процессов. Значительное количество углекислого газа ежегодно растворяется в водах океанов и, выделяясь из океанов, возвращается в атмосферу. Эта форма круговорота CO_2 мало меняет его общее количество в атмосфере, так как поглощение углекислого газа почти точно равно выделению.

Важная компонента расхода атмосферного углекислого газа — поглощение CO_2 зелеными растениями при фотосинтезе. Основное содержание суммарной реакции фотосинтеза упрощенно выражается формулой



из которой следует, что расход углекислого газа при синтезе органического вещества сопровождается выделением кислорода.

Наземные растения используют в фотосинтезе главным образом углекислый газ атмосферы и в значительно меньшем количестве углекислый газ почвенного воздуха. Водные растения поглощают углекислый газ, растворенный в водах гидросферы. Значительное количество органического вещества, создаваемого

путем фотосинтеза, расходуется на дыхание растений и при отмирании их отдельных органов, что приводит к возвращению затраченного углекислого газа. В результате этого продуктивность автотрофных растений и, следовательно, суммарный расход углекислого газа обычно составляют половину—две трети расхода CO_2 при фотосинтезе.

В ряде исследований делались попытки оценить суммарную продуктивность автотрофных растений для различных географических районов. Данные наблюдений показали, что продуктивность существенно зависит от характера растительного покрова, климатических, почвенных и других внешних факторов. По мере накопления материалов наблюдений оказалось возможным построить карты средних годовых значений продуктивности (Lieth, 1964—1965, 1972; Родин, Базилевич, 1965; и др.).

В работе Н. А. Ефимовой (1977) для построения мировой карты продуктивности растений на континентах была использована эмпирическая связь продуктивности с суммой осадков и радиационным балансом земной поверхности. В этом исследовании были найдены значения продуктивности естественного растительного покрова для различных континентов (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Продуктивность естественного растительного покрова
(сухое органическое вещество)

	Суммарная продуктивность, 10^{16} г	Продуктивность на единицу поверхности, г/см ²
Европа	8,9	0,085
Азия	38,3	0,098
Африка	31,0	0,103
Северная Америка	18,1	0,082
Южная Америка	37,2	0,209
Австралия (с островами Океании)	7,6	0,086
Суша в целом	141,1	0,095

Установлено, что продуктивность наземных растений достигает наибольших значений в условиях влажного и теплого климата, тогда как в холодных районах высоких широт и в наиболее сухих областях пустынь продуктивность приближается к нулю. В морях и океанах наибольшее количество органического вещества создается планктоном, находящимся в слое глубиной до нескольких десятков метров. Продуктивность растений в открытом океане часто существенно ограничена из-за недо-

статка необходимых для растений минеральных соединений в океанической воде. По этой причине в мелких водоемах и в шельфовой зоне океана продуктивность обычно выше, чем в открытом океане.

Общая продуктивность для океанов, по В. Г. Богорову (1969), составляет около $55 \cdot 10^{15}$ г/год, что соответствует $0,015$ г/(см²·год). Таким образом, продуктивность для океанов в целом и в особенности для единицы их поверхности заметно меньше продуктивности для суши.

Из приведенных выше данных следует, что годовая продуктивность для земного шара в целом равна около $200 \cdot 10^{15}$ г/год, или $0,04$ г/(см²·год). При таком уровне продуктивности на создание органического вещества ежегодно расходуется около $300 \cdot 10^{15}$ г углекислого газа, т. е. более 10 % количества CO₂, содержащегося в атмосфере. Почти вся эта масса возвращается в атмосферу и гидросферу в результате окисления организмов и продуктов их жизнедеятельности.

Скорость фотосинтетического круговорота атмосферного углекислого газа в основном зависит от продуктивности растений на континентах. Принимая это во внимание, из приведенных выше данных можно найти, что время одного цикла круговорота CO₂ атмосферы примерно равно десяти годам. Фактическая продолжительность цикла меньше этой величины, так как на круговорот углекислого газа влияют его поглощение в океанах и выделение его океаническими водами, как связанные с фотосинтезом, так и независимые от него.

Заслуживает внимания, что некоторая часть органического углерода возвращается в атмосферу при окислении организмов и продуктов их жизнедеятельности в виде метана (CH₄) и угарного газа (CO). Метан образуется в основном в болотных районах, на затопленных рисовых полях и, возможно, в океанах. Поступающий в атмосферу метан довольно быстро окисляется и превращается в угарный газ. К этому источнику окиси углерода добавляется относительно небольшое количество CO, непосредственно образующееся при разложении организмов и сжигании топлива. Угарный газ в свою очередь окисляется и превращается в CO₂. Имеющиеся оценки показывают, что количество углекислого газа, образованного из CO, составляет около $2 \cdot 10^{15}$ г/год (Gargels e. a., 1975).

Определенное влияние на изменения концентрации CO₂ в пространстве и во времени оказывают процессы фотосинтеза и окисления органического вещества.

Из наблюдений за распределением концентрации углекислого газа над растительным покровом выяснено, что при наличии интенсивного фотосинтеза концентрация CO₂ в нижнем слое воздуха значительно понижается, особенно на уровне,

близком к верхним частям растений. По этой же причине над растительным покровом часто отмечается заметный суточный ход концентрации CO_2 , которая достигает минимума в дневные часы при усилении фотосинтеза. Если колебания концентрации CO_2 в суточном ходе в основном ограничены приземным слоем воздуха, то ее изменения в годовом ходе распространяются до значительных высот и охватывают большие пространства. Наблюдения в Мауна-Лоа (Гавайские острова) и на других станциях показывают, что концентрация CO_2 повышается на несколько процентов в сезоны, когда фотосинтез ослаблен, по сравнению со значениями в месяцы с наиболее интенсивным фотосинтезом.

Суммарная масса живого органического вещества, которая поддерживается в результате фотосинтетической деятельности зеленых растений, известна только приблизительно. Не вызывает сомнений, что основная часть этой массы состоит из растений (масса животных составляет малую долю общего количества вещества живых организмов) и что в общей массе растений основное значение имеют деревья. В связи с этим планетарная величина биомассы в значительной мере определяется распространением лесов на континентах.

По оценке В. А. Ковда (1969), общая величина биомассы для континентов приблизительно равна $3 \cdot 10^{18}$ г. Количество углерода в наземных растениях, по Кестеру и Питковичу (Kester, Pytkowicz, 1977), составляет $0,83 \cdot 10^{18}$ г, что соответствует массе сухого органического вещества около $2 \cdot 10^{18}$ г. Это значение удовлетворительно согласуется со значением, принятым В. А. Ковда. Учитывая, что биомасса наземных растений мало отличается от глобальной биомассы, найдем, что среднее время круговорота углерода в живых организмах, равное 10—15 годам, близко к значению аналогичного показателя для атмосферы.

Значительное количество углерода содержится в продуктах разложения живых организмов на континентах, где масса углерода в детрите равна около $1,1 \cdot 10^{18}$ г (Kester, Pytkowicz, 1977). Таким образом, масса углерода в атмосфере сравнима с массой углерода в живых организмах и в продуктах их разложения на континентах.

Важно подчеркнуть, что цикл круговорота углерода в результате создания органического вещества растениями и окисления этого вещества почти полностью замкнут. Из общей массы органического углерода, ежегодно поглощаемого растениями, только очень небольшая часть переходит в литосферу и выходит из этого круговорота.

Газообмен литосферы и атмосферы. В осадочном слое земной коры содержится значительное количество углерода, соот-

ветствующее $245 \cdot 10^{21}$ г углекислого газа, причем большая часть углерода заключена в земной коре континентов. Около одной пятой этого количества составляет органический углерод, из общей массы которого, равной $12,5 \cdot 10^{21}$ г, кора континентов содержит $9,2 \cdot 10^{21}$ г (Ронов, Ярошевский, 1976).

Имеется две гипотезы об источниках образования углерода в осадочных отложениях: предположение о том, что он постепенно извлекается из атмосферы, первоначально содержащей большое количество углекислого газа, и предположение, что источником углерода является углекислый газ, поступающий в атмосферу в результате продолжающейся до настоящего времени дегазации верхней мантии из-за разогрева ее при распаде ряда изотопов долгоживущих радиоактивных элементов.

Существует много оснований для принятия второй из этих гипотез. В частности, А. Б. Ронов отметил, что если бы древняя атмосфера содержала количество углерода, достаточное для формирования осадочных отложений, давление углекислого газа в ней составляло бы несколько десятков атмосфер. В таком случае природные условия на земной поверхности были бы сходными с условиями на Венере, что противоречит имеющимся данным о геологическом прошлом Земли (Ронов, 1976).

Можно думать, что процесс дегазации верхней мантии связан с развитием в ней термической конвекции, в результате чего скорость дегазации в прошлом значительно изменялась. Наиболее заметной формой поступления газов из глубин литосферы в атмосферу являются газовые выбросы вулканических извержений. Несомненно, что кроме извержений вулканов большое количество газов поступает из литосферы в атмосферу другими путями — из горячих источников и т. д.

Существует несколько форм возвращения свободного углекислого газа из атмосферы и гидросферы в литосферу. Большая масса углерода поступает в литосферу при образовании карбонатных пород, а также в результате отложения органического углерода.

Для оценки скорости поступления свободного углекислого газа в литосферу можно использовать материалы геохимических исследований А. Б. Ронова (1976, и др.). Поскольку в этих работах данных об образовании осадочных пород для четвертичного периода не имеется, наиболее близкую к современным условиям характеристику скорости процесса усвоения CO_2 можно получить по материалам для последнего отдела третичного периода — плиоцена.

Из данных Ронова следует, что в плиоцене в среднем отлагалось $0,014 \cdot 10^{21}$ г органического углерода за 1 млн лет. Это соответствует расходу около $0,05 \cdot 10^{21}$ г углекислого газа. Учитывая эту оценку и используя приведенные выше данные

о продуктивности фотосинтеза, можно рассчитать, какая доля органического вещества, созданного зелеными растениями, переходит в литосферу. Эта доля оказывается очень малой и примерно равной 0,02 %.

По данным о скорости поглощения CO_2 можно оценить время возобновления массы атмосферного CO_2 за счет образования осадочных отложений. Это время составляет около 30 000 лет.

Наряду с расходом CO_2 атмосферы на формирование осадочных пород, которые сохраняются длительное время, значительное количество CO_2 поглощается на континентах при реакциях с породами. Гаррелс и Маккензи считают это количество равным $0,7 \cdot 10^{15}$ г/год и отмечают, что «этот углекислый газ должен в конце концов возвращаться в атмосферную систему при реакциях, происходящих в океанах или в отложившихся осадках» (Garrels, Mackenzie, 1971). По их оценке, время круговорота атмосферного углерода в ходе указанного процесса составляет около 3 тыс. лет.

Отметим, что приведенная выше оценка скорости отложения органического углерода может быть использована для расчета итоговой скорости поступления свободного кислорода в результате деятельности зеленых растений. Эта скорость оказывается равной примерно $0,04 \cdot 10^{15}$ г/год. Поступающий в атмосферу кислород расходуется при выветривании минералов, при окислении газов, выбрасываемых вулканическими извержениями, и в других процессах взаимодействия атмосферы с литосферой.

Из приведенных выше представлений о газообмене между атмосферой и литосферой ясно, что суммарная скорость расхода атмосферного углекислого газа, зависящая от его концентрации, непосредственно не зависит от скорости поступления CO_2 в атмосферу. В связи с этим цикл круговорота углекислого газа в системе атмосфера — литосфера не замкнут и, следовательно, количество углекислого газа в атмосфере может за заданный интервал времени увеличиться или уменьшиться. Аналогичный вывод можно сделать в отношении атмосферного кислорода. Более подробно этот вопрос рассматривается в следующем разделе.

Таким образом, углекислый газ атмосферы участвует в двух круговоротах, из которых первый связан с деятельностью автотрофных растений, а второй зависит от газообмена литосферы и атмосферы.

Хотя первый из этих кругооборотов осуществляется с гораздо большей скоростью, чем второй, он сравнительно мало влияет на баланс углекислого газа из-за относительно быстрого окисления почти всего органического вещества, создаваемого зелеными растениями. Несмотря на то, что в ходе фотосинтеза

масса CO_2 в атмосфере возобновляется за короткое время — порядка десяти лет, в результате этого круговорота количество CO_2 в атмосфере изменяется сравнительно медленно. Скорость расхода CO_2 за счет отложения органического углерода в осадочных отложениях соответствует гораздо большему времени круговорота атмосферного углекислого газа, равному десяткам тысяч лет. Поскольку круговорот углерода в системе литосфера—атмосфера не замкнут, газообмен между литосферой и атмосферой может вызвать значительные изменения массы углекислого газа за интервалы времени, которые являются длительными для деятельности человека, но очень короткими для геологической истории Земли.

2.3. Изменения химического состава атмосферы

Геохронологическая шкала. При рассмотрении вопроса об изменении химического состава атмосферы в геологическом прошлом необходимо использовать сведения об истории Земли, которые связаны с геохронологической шкалой, представленной в табл. 2.3.

Геохронологическая шкала, приведенная в этой таблице, основана на последовательных изменениях в характере литогенеза, флоры и фауны, установленных при исследовании земной коры. Наиболее известны связи различных интервалов истории Земли с изменениями живой природы.

Сведения об ископаемых организмах быстро убывают по мере удаления в глубь прошлого. Хотя архей и протерозой были в несколько раз более продолжительными по сравнению с фанерозоем (включающим в себя палеозой, мезозой и кайнозой), количество данных о докембрийских организмах мало по сравнению с организмами фанерозоя.

Предполагается, что автотрофные растения возникли около 3 млрд. лет тому назад. Крайняя бедность остатков растений и животных докембрийского времени объясняется слабым развитием у этих организмов твердых тканей, может быть, также тем, что столь древние остатки организмов почти полностью исчезли при метаморфизме горных пород.

О существовании организмов архейского времени имеются главным образом косвенные данные. Так, например, карбонатные отложения архея могли возникнуть в результате деятельности бактерий или водорослей, поглощавших минеральное вещество океанических вод. Для протерозоя характерны различные остатки водных организмов, к числу которых относятся синезеленые водоросли, а также разнообразные животные.

Таблица 2.3
Геохронологическая шкала

Эра	Период	Отдел	Длительность периода (млн лет)	Абсолютный возраст начала периода, (млн лет)
Кайнозойская	Четвертичный	Голоцен	2	2
	Третичный	Плейстоцен	61	66
		Плиоцен		
		Мiocен		
		Олигоцен	Палеоген	
		Эоцен		
		Палеоцен		
Мезозойская	Меловой		66	132
	Юрский		53	185
	Триасовый		50	235
Палеозойская	Пермский		45	280
	Каменноугольный		65	345
	Девонский		55	400
	Силурийский		35	435
	Ордовикский		55	490
	Кембрийский		80	570
Протерозойская				
Архейская				

В верхнем протерозое появились многоклеточные организмы—кишечнополостные и другие.

В кембрийском периоде существовало множество водных животных, в том числе сотни видов трилобитов, брахиоподы, археоциаты, ракообразные, различные моллюски, медузы и другие. Растительность кембрия включала различные водоросли.

В ордовикском и силурийском периодах количество видов

беспозвоночных животных значительно возросло, наряду с трилобитами распространились многие виды членистоногих, включая древних раков и скорпионов. Некоторые членистоногие явились первыми жителями суши. В это время появились первые позвоночные — примитивные бесчелюстные рыбы, а также возник растительный покров суши, включавший различные псилофиты.

Девонский период характеризуется значительными изменениями в составе флоры и фауны; в это время появились кистеперые рыбы, а затем амфибии, которые произошли от кистеперых рыб. В конце девонского периода возникли первые насекомые. Наряду с новыми группами животных появились новые растения — древние псилофиты заменяются хвощами, папоротниками и голосеянными растениями. Эта флора достигла расцвета в каменноугольном периоде, когда на обширных территориях распространились леса, из остатков которых затем образовались залежи каменного угля.

В каменноугольное время возникло много форм наземных насекомых, некоторые из них имели гигантские размеры. В конце каменноугольного периода появились первые рептилии.

Пермский период характеризуется распространением голосемянных растений (саговниковых и гингковых), ставших к концу периода преобладающими. В перми процветали амфибии и быстро прогрессировали рептилии.

На границе мезозойской эры органический мир значительно изменился. Многие формы морских беспозвоночных, включая трилобитов, вымерли, другие стали малочисленными.

С триасового периода началась эпоха расцвета рептилий, которая продолжалась в течение всего мезозоя. В триасе возникли черепахи и динозавры, а также морские рептилии — ихтиозавры и плезиозавры. В конце триаса появились первые примитивные млекопитающие.

В юрском периоде гигантские амфибии вымерли, но появились многие еще более крупные рептилии, в том числе разнообразные динозавры. В это время распространились летающие рептилии — птеродактили. Наряду с ними появились первые птицы (археоптерикс — археорнис), во многом близкие рептилиям. Вместе с древними рыбами — акулами и скатами — в морях юрского времени существовали первые костистые рыбы. Млекопитающие юрского периода, так же как и последующего мелового периода, не занимали заметного места в фауне того времени.

В меловом периоде возникли змеи, появились новые формы динозавров и крупные летающие ящеры — птеродонты.

На протяжении большей части мезозойской эры на континентах преобладали хвойные растения и папоротники. В середине мелового периода появились первые покрытосемянные

растения, которые быстро распространились на всех континентах, образовав леса из дубов, тополей, буков, пальм и других деревьев.

Начало кайнозойской эры является важным рубежом в истории органического мира. В конце мелового периода вымерло подавляющее большинство групп рептилий, включая наземных динозавров, морских ящеров — ихтиозавров и плезиозавров, летающих ящеров. В фауне кайнозоя из разнообразных рептилий мезозоя сохранились только крокодилы, черепахи, ящерицы и змеи.

В начале третичного периода резко ускорилась эволюция плацентарных млекопитающих, возникших в меловом периоде. В короткое время млекопитающие заняли экологические ниши, освобожденные вымершими рептилиями, многие из них достигли крупных или даже гигантских размеров; одни группы заселили океан, другие приобрели способность летать. Наряду с млекопитающими большое место в фауне кайнозоя заняли птицы, которые также частично заполнили экологические ниши, ранее занятые рептилиями.

На протяжении кайнозоя растительность менялась сравнительно мало, однако зоны с разными типами растительного покрова при колебаниях климата перемещались на большие расстояния, особенно в четвертичном периоде.

Конец кайнозойской эры ознаменовался появлением человека. Хотя родственные человеку приматы существовали еще в палеоцене, долгое время их эволюция была сравнительно медленной. В нижнем олигоцене появились первые человекообразные обезьяны, а в плиоцене — близкие человеку австралопитеки и затем первые ископаемые люди. Современный человек появился в эпоху последнего оледенения, 35—40 тыс. лет тому назад, его деятельность оказала огромное влияние на эволюцию биосферы.

Балансы кислорода и углекислого газа. Как отмечено выше, кислород и углекислый газ входят в круговорот, который охватывает взаимодействие этих газов с живыми организмами и продуктами их деятельности. В этом круговороте кислород создается в процессе фотосинтеза автотрофных растений и расходуется при окислении органического вещества. По приведенным выше данным, в результате фотосинтеза ежегодно образуется около $2 \cdot 10^{17}$ г сухого органического вещества, причем около $\frac{3}{4}$ дает растительный покров континентов и около $\frac{1}{4}$ — океаны (Ефимова, 1977; Богоров, 1969). В ходе этого процесса ежегодно выделяется $2 \cdot 10^{17}$ г кислорода.

Почти вся масса кислорода, создаваемого зелеными растениями, поглощается при минерализации органического вещества. Разность между приходом и расходом кислорода в биоти-

ческом цикле соответствует количеству органического углерода, который накапливается в осадочных породах.

Относительно небольшие различия между приходом и расходом кислорода и углекислого газа в рассматриваемом круговороте имеют существенное значение для эволюции атмосферы, так как они сравнимы с основными компонентами баланса этих газов за длительные интервалы времени.

Изменение количества атмосферного кислорода за заданный интервал времени равно разности между его приходом (который определяется итогом прихода и расхода в биотическом круговороте и фотодиссоциацией водяного пара в атмосфере) и расходом (главным образом на окисление различных минералов и газов, поступающих из земной коры).

Не вызывает сомнения значение избытка прихода кислорода над расходом в результате деятельности автотрофных растений для баланса атмосферного кислорода в фанерозое. Более сложен вопрос о влиянии, которое оказывает на этот баланс образование кислорода, в результате диссоциации молекул водяного пара под действием ультрафиолетового излучения Солнца.

Количественные оценки процесса фотодиссоциации, выполненные в имеющихся исследованиях, существенно различаются. Так, например в работах Беркнера и Маршалла (Berkner, Marshall, 1965, 1966 и др.) получен вывод, что при отсутствии фотосинтеза в ходе фотодиссоциации водяного пара может образоваться количество кислорода, не превышающее 0,1 % его современной массы. Большое значение для этой оценки имеет учет «эффекта Юри», который заключается в том, что очень малое количество кислорода поглощает наиболее существенную для данного процесса часть спектра ультрафиолетовой радиации. В связи с этим экранирующее действие кислорода делает невозможным накопление его сколько-нибудь значительной массы.

Имеются исследования (Бютнер, 1961, Brinkman, 1969), авторы которых получили более высокие оценки эффекта фотодиссоциации водяного пара, сравнимые с результатами процесса фотосинтеза.

В большинстве современных обзоров (Rutten, 1971; Gargels, Mackenzie, 1971; Cloud 1974; и др.) высказывается убеждение, что фотодиссоциация может поддержать только очень малую концентрацию атмосферного кислорода, поскольку характер биологических и геологических процессов в эпоху, предшествующую возникновению фотосинтезирующих растений, указывает на почти полное отсутствие кислорода в древней атмосфере.

Принимая эту точку зрения, следует заключить, что основным источником кислорода для атмосферы в фанерозое был процесс фотосинтеза.

Сведения о приходе кислорода в результате биотического круговорота для различных интервалов времени можно получить по данным о количестве органического углерода в осадочных породах.

Углекислый газ поступает в атмосферу и гидросферу из земной коры в значительной мере при вулканических извержениях, в ходе которых выбрасывается как двуокись (CO_2), так и окись углерода (CO), которая затем окисляется при взаимодействии с атмосферным кислородом до двуокиси. Кроме расхода углекислого газа на отложение органического углерода, большое значение имеет его расход на карбонатообразование и выветривание различных минералов.

Расход содержащегося в атмосфере и гидросфере свободного углекислого газа для различных интервалов времени можно оценить по данным об общем количестве CO_2 в осадочных породах различного возраста.

Данные, необходимые для изучения эволюции атмосферы в фанерозое, получены в исследованиях осадочных и вулканических пород континентов, которые проводились А. Б. Роновым (1959, 1964, 1976 и др.). Эти данные, несколько уточненные по сравнению с предыдущими публикациями, представлены в табл. 2.4.

Состав атмосферы в фанерозое. Приведем результаты исследования эволюции химического состава атмосферы в фанерозое, выполненного автором, А. Б. Роновым и А. Л. Яншиным (Будыко, 1977; Будыко, Ронов, 1979).

Из данных, приведенных в табл. 2.4, следует, что в фанерозое в отложениях накопилось $7,3 \cdot 10^{21}$ г органического углерода и образовалось около $19 \cdot 10^{21}$ г кислорода. Так как эти данные относятся только к поверхности континентов, фактическое поступление кислорода в течение фанерозоя было больше указанной величины (за счет фотосинтеза в океане), однако можно думать, что различие этих значений сравнительно невелико.

Как отмечено выше, суммарный фотосинтез в водоемах в современную эпоху значительно меньше фотосинтеза на континентах. Имеющиеся материалы показывают, что количество органического углерода, отложенное в осадках океанов за последние 150 млн. лет, значительно меньше этого количества в осадках континентов (Ронов, 1976).

Принимая во внимание, что наибольшая продуктивность процесса ассимиляции в гидросфере обычно достигается в водоемах с небольшими глубинами, находящимися в пределах континентальной платформы, можно считать, что материалы об отложениях органического углерода на континентах в первом

Таблица 2.4

Скорость формирования отложений на континентах (10^{21} г/млн лет)

Стратиграфический интервал	Абсолютный возраст, млн лет	Вулканогенные породы	Отложение CO_2 в осадочных породах	Отложение органического углерода в осадочных породах
Нижний кембрий	490—570	0,36	0,45	0,009
Средний кембрий		0,18	0,32	0,005
Верхний кембрий		0,14	0,32	0,003
Ордовик	435—490	0,33	0,27	0,009
Силур	400—435	0,19	0,22	0,005
Нижний девон	345—400	0,62	0,24	0,003
Средний девон		1,43	0,66	0,018
Верхний девон		1,76	0,68	0,024
Нижний карбон	280—345	1,02	0,70	0,022
Средний и верхний карбон		0,27	0,30	0,010
Нижняя пермь		0,95	0,61	0,009
Верхняя пермь	235—280	0,35	0,23	0,005
Нижний триас	185—235	0,32	0,18	0,004
Средний триас		1,10	0,34	0,004
Верхний триас		0,85	0,28	0,009
Нижняя юра	132—185	0,33	0,31	0,016
Средняя юра		0,38	0,39	0,033
Верхняя юра		0,31	0,40	0,028
Нижний мел	66—132	0,67	0,32	0,023
Верхний мел		0,65	0,44	0,018
Палеоцен		0,31	0,20	0,012
Эоцен	2—66	0,37	0,31	0,020
Олигоцен		0,17	0,08	0,017
Миоцен		0,35	0,18	0,019
Плиоцен		0,32	0,09	0,014

приближении отражают динамику глобального процесса образования кислорода в фанерозое.

Учитывая, что современная атмосфера содержит $1,2 \cdot 10^{21}$ г кислорода, заключим, что свыше 90 % суммарного прихода кислорода в фанерозое было израсходовано на окисление минеральных соединений.

Изменение массы атмосферного кислорода во времени $\frac{dM}{dt}$ определяется уравнением

$$\frac{dM}{dt} = A - B, \quad (2.1)$$

где A и B — скорость прихода и расхода кислорода. Значения прихода кислорода A для различных интервалов времени можно рассчитать по данным о количестве органического углерода в отложениях.

При оценке расхода кислорода на окисление минеральных веществ V примем во внимание, что скорость этого расхода не могла быть постоянной. Она зависела от массы атмосферного кислорода, приближаясь к нулю при отсутствии кислорода в атмосфере и возрастая с ростом этой массы. Учитывая это, можно принять приближенное предположение, что $V = \alpha M$, где α — коэффициент пропорциональности.

Считая, что в начальный момент времени $M = M_0$, из (2.1) получим

$$M - \frac{A}{\alpha} = \left(M_0 - \frac{A}{\alpha} \right) e^{-\alpha t}. \quad (2.2)$$

При помощи этого уравнения по приведенным в табл. 2.4 данным о количестве органического углерода можно рассчитать изменения массы кислорода в фанерозое. В таком расчете следует сделать предположение о массе кислорода в начале кембрийского периода, после чего можно рассчитать изменение этой массы в течение нижнего кембрия, причем найденное в расчете значение массы кислорода для конца нижнего кембрия будет соответствовать начальному значению массы для следующего расчета, относящегося к среднему кембрию, и т. д. Таким образом, все необходимые для расчета значения параметра M_0 определяются в ходе самого расчета, кроме первого значения, относящегося к началу фанерозоя.

Можно показать, что выбор этого первого значения сравнительно мало сказывается на результатах расчета изменения массы кислорода. Так, например, если использовать два крайних предположения о массе кислорода в начале кембрия — считать ее равной или нулю, или современному значению, то результаты расчета для последующих периодов, начиная с ордовика, будут практически совпадать.

Принимая это во внимание, предположим, что в нижнем кембрии величина $\frac{dM}{dt}$ была значительно меньше прихода кислорода в биотическом круговороте, в связи с чем в течение этого интервала времени $M = A/\alpha$.

Для вычисления изменений массы кислорода необходимо определить значение параметра α . Можно думать, что этот параметр изменялся во времени, возрастая в эпохи активного вулканизма и орогенеза. Однако выполнить учет этих изменений затруднительно, в связи с чем в расчете мы ограничимся использованием среднего значения параметра α , которое можно оценить различными способами по имеющимся эмпирическим материалам. В частности, из условия равенства найденной в расчете массы кислорода для конца фанерозоя ее значению для современной атмосферы получим $\alpha = 3,1 \cdot 10^{-8}$ лет⁻¹.

Изложенный выше метод расчета массы кислорода включает гипотезу, что приведенные здесь данные об отложении органического углерода близки к их глобальным значениям. Для выяснения, как такое предположение влияет на результаты расчета, можно выполнить аналогичный расчет, считая, что эти данные для каждого интервала времени пропорциональны глобальному значению, но составляют малую часть его.

В таком случае скорость изменения массы кислорода будет мала по сравнению со скоростью его прихода или расхода, и эта масса (которую обозначим M') оказывается пропорциональной массе органического углерода за соответствующий интервал времени.

При определении изменений массы углекислого газа в атмосфере по аналогии с расчетом для кислорода будем считать, что эта масса связана с общим расходом углекислого газа на формирование осадочных отложений. Предполагая, что расход атмосферного углекислого газа на формирование отложений при незначительной массе CO_2 близок к нулю и что этот расход возрастает при увеличении концентрации углекислого газа, естественно принять приближенное предположение о пропорциональности массы углерода в отложениях за единичный интервал времени концентрации углекислого газа в атмосфере.

Коэффициент пропорциональности в этом случае можно найти путем сравнения современной концентрации углекислого газа с количеством CO_2 в отложениях конца четвертичного периода, полученным путем экстраполяции изменений массы CO_2 в течение третичного периода по данным приведенной здесь таблицы.

Результаты расчета изменений количества кислорода и углекислого газа в течение фанерозоя представлены на рис. 2.1, где кривые M и M' характеризуют колебания массы кислорода, рассчитанной двумя указанными выше способами. Из сравнения этих кривых видно, что они довольно сходны. Это доказывает отсутствие существенного влияния предположения о глобальном характере использованных данных на результаты расчета.

Как видно из указанного рисунка, масса атмосферного кислорода в начале фанерозоя составляла около одной трети ее современного значения. В течение фанерозоя количество кислорода росло, однако этот рост не был равномерным. Первое резкое повышение количества кислорода произошло в девоне—карбоне, когда оно достигло современного уровня. В конце палеозоя масса кислорода уменьшилась, достигнув в триасе значений, характерных для первой половины палеозоя. В середине мезозойской эры произошло второе резкое увеличение

количества кислорода, которое сменилось процессом его медленного убывания.

Заслуживает внимания повышение массы кислорода в девоне—карбоне, когда растительный покров на континентах достиг большого развития. Значительное уменьшение количества кислорода в пермский период и на протяжении большей части

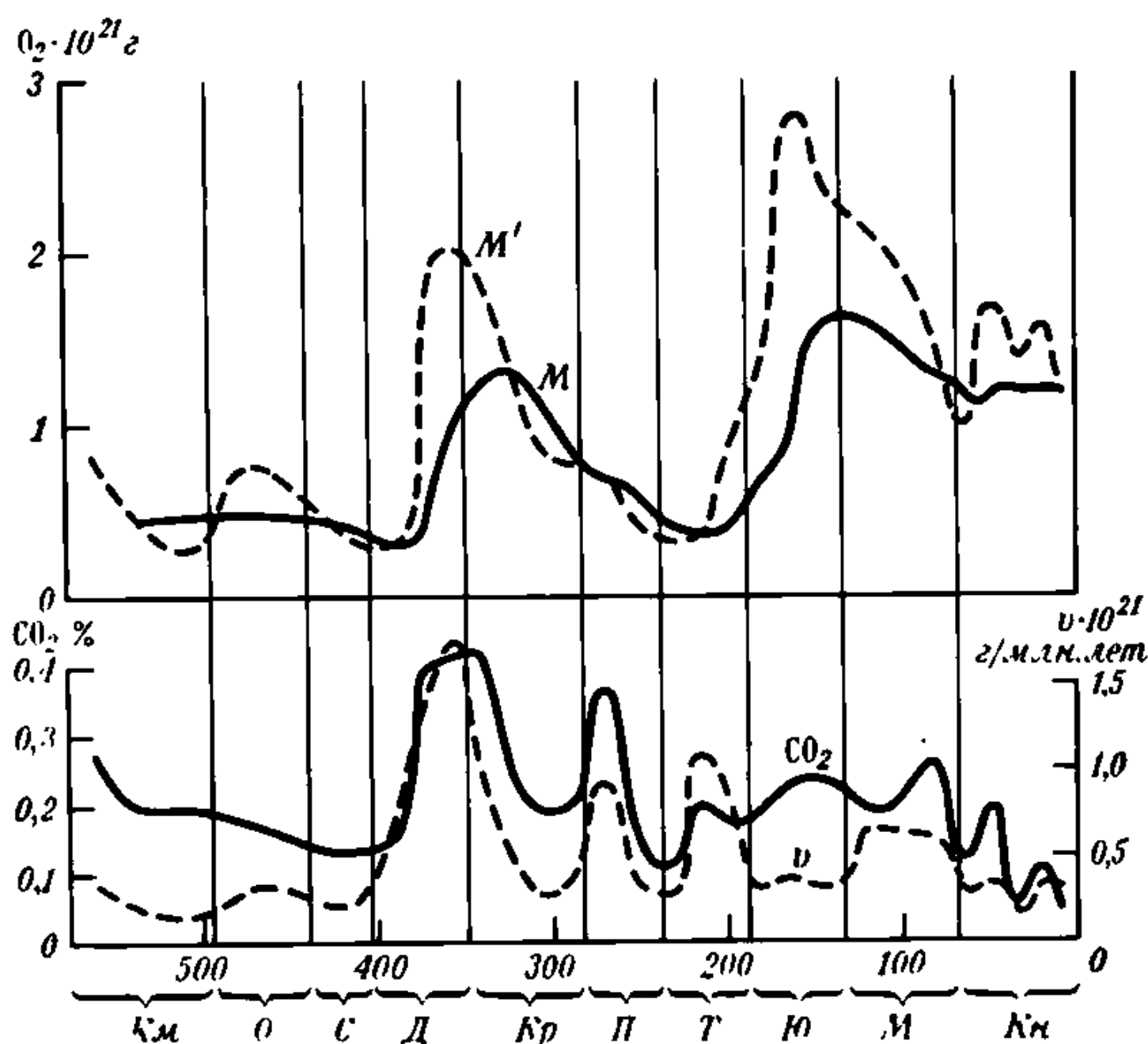


Рис 21 Эволюция химического состава атмосферы.

Буквы на горизонтальной оси соответствуют периодам палеозоя, мезозоя и кайнозойской эре

триаса, по-видимому, связано с распространением в эту эпоху аридных условий на континентах.

Высокое содержание кислорода в атмосфере второй половины мезозоя и кайнозоя соответствовало росту продуктивности автотрофных растений, связанному с распространением их прогрессивных форм. Тенденция к некоторому уменьшению количества кислорода, заметная с мелового периода, вероятно, отражает влияние на продуктивность растительного покрова снижения концентрации углекислого газа.

Как видно из кривой CO_2 , характеризующей изменения массы углекислого газа, на протяжении большей части фанерозоя концентрация углекислого газа изменялась от 0,1 до 0,4 %.

В конце мезозойской эры началось постепенное уменьшение концентрации углекислого газа, причем процесс этого уменьшения был неравномерным и неоднократно сменялся ростом массы CO_2 . Последнее снижение количества углекислого газа произошло в плиоцене, в результате чего современная концентрация CO_2 достигла беспрецедентно низкого значения, в несколько раз меньшего средней концентрации, которая ранее имела место в фанерозое.

Для выяснения причин колебаний массы атмосферного углекислого газа следует рассмотреть данные о количестве вулканогенных пород, образованных за единичный интервал времени (рис. 2.1, кривая v). Считая, что изменения массы вулканогенных пород отражают колебания уровня вулканической активности, можно заключить, что в течение фанерозоя в деятельности вулканов происходили значительные изменения. Из рисунка видно, что вулканическая активность изменялась ритмически, причем ее максимумы были разделены интервалами времени около 100 млн. лет. В работе А. Н. Тихонова и его сотрудников (Тихонов и др., 1969) в результате теоретического исследования процесса термической конвекции в литосфере был получен вывод, что этот процесс имеет ритмический характер с интервалами между поднятиями нагретого вещества к земной поверхности порядка 100 млн. лет. Этот вывод хорошо подтверждается эмпирическими данными.

Сравнение кривых v и CO_2 показывает, что колебания вулканической активности оказывали несомненное влияние на количество углекислого газа в атмосфере. Наиболее высокие максимумы активности сопровождались повышением массы углекислого газа. Интересно отметить, что сравнительно небольшие по амплитуде колебания вулканической активности в кайнозое также отражаются в соответствующих изменениях массы углекислого газа.

Существенное значение для эволюции атмосферы в конце фанерозоя имела тенденция к ослаблению вулканической активности, преобладавшая с середины мелового периода. Это ослабление сопровождалось уменьшением массы углекислого газа.

Наряду с указанными здесь элементами сходства в изменениях массы вулканогенных пород и количества углекислого газа имеются и различия, которые, вероятно, можно объяснить ограниченной точностью материалов, использованных в соответствующих расчетах, и главным образом тем, что масса вулканогенных пород является только косвенным показателем количества углекислого газа, поступившего из земной коры в атмосферу.

Полученные здесь данные об эволюции состава атмосферного воздуха в фанерозое можно сопоставить с предположе-

ниями о характере этой эволюции, высказанными в нескольких современных исследованиях. Следует отметить, что эти предположения строились на косвенных соображениях и не были обоснованы какими-либо количественными расчетами.

В обзорах исследований эволюции атмосферы обычно используются упомянутые выше работы Беркнера и Маршалла. В этих работах предполагалось, что в начале фанерозоя масса кислорода составляла 1 % его современного значения, в девоне она поднялась до 10 %, в карбоне количество кислорода достигло максимума, превышавшего его современное значение в 2—3 раза.

Заслуживает внимания одна из гипотез Беркнера и Маршалла об изменении массы кислорода в послекарбоновое время (Berkner, Marshall, 1965a). Из графика, приведенного в их работе, следует, что после достижения максимума в карбоне количество кислорода в пермский период уменьшилось и составило небольшую долю современного значения. Затем начался медленный рост массы кислорода, и в мезозое ее значение приблизилось к современному.

Сравнивая эти предположения с данными нашего расчета, можно убедиться, что в качественном отношении они довольно хорошо согласуются, однако количественные оценки колебаний массы кислорода в работе Беркнера и Маршалла оказались сильно преувеличенными. Следует также отметить, что принятое в их работах значение количества кислорода для начала фанерозоя по сравнению с нашими данными очень преуменьшено (примерно в 30 раз). Причина этой ошибки проста — оценка Беркнера и Маршалла была основана на предположении, что в докембрии не существовало многоклеточных организмов. С их точки зрения это объяснялось преобладанием анаэробных процессов в атмосфере с малым количеством кислорода. Полученный в современных исследованиях докембрия вывод, что в позднем протерозое существовали разнообразные многоклеточные организмы, лишает предположение Беркнера и Маршалла достаточного обоснования.

Отметим, что авторы обзоров, написанных в последние годы (Rutten, 1971; Cloud, 1974), использовавшие материалы работ Беркнера и Маршалла, отказались от точки зрения о столь малой массе кислорода в начале фанерозоя, хотя их оценки этой массы все еще являются заниженными.

В обзорной статье о происхождении атмосферы, включенной в последнее издание Британской энциклопедии, Клауд отмечает, что в фанерозое несомненно происходили значительные колебания массы кислорода, однако характер этих колебаний он считает пока еще неизвестным.

В отношении изменений массы атмосферной углекислоты уже давно высказывалось предположение, что эта масса в течение фанерозоя уменьшалась. При этом отдельные авторы преувеличивали диапазон изменений количества CO_2 , считая, что в начале фанерозоя углекислый газ был одной из главных компонент атмосферного воздуха. Более правильное предположение о колебаниях массы атмосферного CO_2 сделано в монографии Руттена, который считал, что в фанерозое эта масса не превышала значений, превосходящих в десять раз ее современное значение. Это предположение хорошо согласуется с результатами нашего исследования.

Следует остановиться на взглядах об эволюции количества углекислого газа в атмосфере, высказанных Гаррелсом. Наиболее подробно они изложены в его брошюре, изданной на русском языке (Гаррелс, 1975). Гаррелс отмечает, что нижний уровень концентрации CO_2 в фанерозое был не менее одной трети современного значения, так как при более низкой концентрации автотрофные растения не могли бы существовать, и что хотя верхний предел парциального давления CO_2 трудно определить, он, вероятно, не превышал 0,1 атм ($1 \text{ атм} = 1,01 \cdot 10^5 \text{ Па}$). В связи с этим Гаррелс ссылается на мнение многих авторов, которые считают верхний предел превышающим современное количество CO_2 не более чем в 100 раз.

Далее, Гаррелс значительно сужает вероятный интервал колебаний концентрации CO_2 в атмосфере. Он предполагает, что скорость поступления CO_2 в атмосферу изменялась не более чем в 9 раз, и считает, что эти колебания были ограничены изменениями в количестве отлагаемого органического вещества в результате изменений фотосинтеза, соответствующих колебаниям концентрации CO_2 . Допуская, что скорость фотосинтеза пропорциональна концентрации CO_2 , и считая, что нижний предел этой концентрации равен 0,01 %. Гаррелс заключает: «в течение фанерозоя содержание CO_2 в атмосфере колебалось, не выходя за пределы 0,01—0,09 %».

Это заключение сходно с приведенным выше выводом о том, что концентрация CO_2 изменялась в фанерозое примерно в 10 раз. Однако нижний и верхний пределы этих изменений, по Гаррелсу, примерно в 3 раза ниже полученных нами значений.

Причина этого различия ясна. Принятая Гаррелсом оценка нижнего предела концентрации CO_2 соответствует случаю полного или почти полного прекращения деятельности автотрофных растений. Никаких данных о том, что подобная концентрация действительно имела место в прошлом, не существует. Более того, очевидно, что такая концентрация не могла быть достигнута на протяжении последних сотен миллионов лет, так

как при этом произошла бы грандиозная экологическая катастрофа, следы которой остались бы в геологической летописи.

В отличие от этой произвольной оценки, принятый нами нижний предел концентрации CO_2 является результатом количественного расчета. Выводы этого расчета совпадают с заключением Гаррелса, если нижний предел концентрации CO_2 считать равным не 0,01 %, а 0,03 %, т. е. ее современному значению.

В отношении связи эволюции количества CO_2 и O_2 в атмосфере в ряде работ (Ронов, 1959; Сочава и Гликман, 1973; и др.) высказывалось мнение, что при увеличении массы кислорода в атмосфере количество атмосферного углекислого газа убывает, а при уменьшении этой массы — увеличивается. Полученные здесь данные показывают, что это предположение справедливо не во всех случаях.

Количественный расчет изменения химического состава атмосферы на протяжении всей истории Земли выполнил недавно Харт (Hart, 1978). В отличие от нашего исследования, Харт при расчете изменений масс O_2 и CO_2 не использовал эмпирических данных о составе осадочных отложений, в результате чего некоторые из полученных им выводов оказались мало реалистическими. Так, в частности, считая, что в фанерозое карбонаты не образовывались за счет дегазации литосферы, Харт сделал заключение об отсутствии в это время изменений концентрации CO_2 в атмосфере. Так как в действительности основная масса карбонатов образовалась из газов, выделяемых литосферой в фанерозое, то это заключение нельзя считать правильным.

Подводя итог обсуждению вопроса об изменении химического состава атмосферы в фанерозое, отметим, что приведенные здесь данные о количестве кислорода и углекислого газа в атмосфере прошлого по нескольким причинам являются приближенными. К числу этих причин относится, в частности, неполнота имеющихся материалов о количестве углерода в отложениях. Можно надеяться, что в дальнейшем аналогичные расчеты будут выполнены при использовании более полных материалов, относящихся, в частности, не только к континентам, но и к океанам.

Для изучения изменений климата большое значение имеют результаты расчетов количества углекислого газа в геологическом прошлом. Можно думать, что приведенные здесь данные об изменениях количества CO_2 в первом приближении характеризуют реально происходившую эволюцию состава атмосферного воздуха. Это предположение основано на нескольких независимых основаниях. Во-первых, найденные в расчете максимальные концентрации CO_2 в большинстве случаев совпадают с эпохами повышенной вулканической активности. Во-вторых приведенные ниже результаты расчетов изменений климата, обусловлен-

ных колебаниями количества CO_2 , хорошо согласуются с эмпирическими данными о климатических условиях прошлого. В-третьих, найденная в расчетах средняя концентрация CO_2 для фанерозоя оказалась близкой к оптимуму этой концентрации для процесса фотосинтеза, что подтвердило представление о приспособлении автотрофных растений к химическому составу атмосферы, более богатой углекислым газом. В-четвертых, диапазон изменений концентрации CO_2 , найденный в расчетах, согласуется с ранее высказанными предположениями, во сколько раз могла меняться эта концентрация исходя из закономерностей формирования осадочных отложений.

Влияние изменений состава атмосферы на живую природу. Из представленных здесь данных видно, что в течение фанерозоя концентрация углекислого газа в атмосфере изменялась приблизительно в десять раз, а концентрация кислорода — примерно в четыре раза.

Учитывая материалы физиологических исследований, можно думать, что если колебания количества CO_2 не оказывали постоянного влияния на жизнедеятельность животных, то они имели громадное значение для процессов фотосинтеза автотрофных растений.

В лабораториях и полевых исследованиях установлено (Rabinovich, 1951 и др.), что современное содержание углекислого газа в атмосфере почти в 10 раз меньше его концентрации, при которой достигается наивысшая продуктивность фотосинтеза у большинства автотрофных растений. В связи с этим уже давно высказывалось упомянутое выше предположение, что основные группы автотрофных растений сформировались в эпоху с гораздо более высоким уровнем содержания углекислого газа в атмосфере.

Это предположение полностью подтверждается материалами нашего исследования изменения химического состава атмосферы, из которых следует, что на протяжении почти всего фанерозоя концентрация углекислого газа в атмосфере была значительно выше современной. Наряду с этим эта концентрация никогда не поднималась до нескольких процентов, когда продуктивность фотосинтеза у многих растений начинает снижаться.

Уменьшение массы углекислого газа в конце третичного периода, по-видимому, оказало большое влияние на живую природу.

Можно думать, что в отличие от углекислого газа колебания массы кислорода оказывали наибольшее влияние не на растения, а на животных. Отметим, что вопрос о значении изменений концентрации кислорода для эволюции животных в фанерозое обсуждался в ряде работ (MacAlester, 1970; Schopf e. a.,

1971; Сочава, Гликман, 1973; и др.). Изучение этого вопроса было затруднено отсутствием более или менее достоверных материалов об изменении массы кислорода в фанерозое.

Примем во внимание, что при прочих равных условиях увеличение кислорода более благоприятно для животных, принадлежащих к следующим группам.

1. Животные, расходующие много энергии на передвижение. Так, например, наземные формы обычно тратят больше энергии по сравнению с водными животными, для которых влияние силы тяжести сравнительно невелико. Еще больше энергии расходуют летающие формы. При прочих равных условиях крупные животные расходуют относительно больше энергии на передвижение, чем мелкие. Из наземных животных больше энергии на передвижение обычно затрачивают животные с более высоким положением центра тяжести, например, двуногие животные по сравнению с четвероногими.

2. Крупные и в особенности гигантские животные. Уровень метаболизма на единицу массы животных при увеличении их размеров, как правило, уменьшается, что отражает, в частности, трудность обеспечения кислородом внутренних органов крупного животного.

3. Теплокровные животные, которые по сравнению с холоднокровными имеют более высокий уровень метаболизма.

Отметим, что выход позвоночных на сушу в девоне и широкое распространение многих форм амфибий и рептилий в карбоне произошли в эпоху резкого увеличения количества кислорода. В карбоне значительное развитие получили летающие насекомые, причем заслуживает внимания появление среди них гигантских форм.

Уменьшение количества кислорода, особенно заметное в триасе, сопровождалось вымиранием многих групп палеозойских наземных позвоночных.

Теплокровные животные возникли после значительного повышения количества кислорода, млекопитающие — в конце триаса, птицы — в середине юры. Более позднее появление птиц (которые морфологически ближе к рептилиям, чем млекопитающие), вероятно, объясняется высоким уровнем метаболизма, необходимым для обеспечения громадного расхода энергии при полете. Резкое повышение количества кислорода в первой половине юрского периода, вероятно, сделало возможным достижение этого уровня. Характерно, что другая группа летающих позвоночных — птеродактили — появилась также в юрский период при большом количестве кислорода в атмосфере.

Следует отметить распространение самых крупных наземных позвоночных в юрском и меловом периодах, т. е. в периодах с наивысшим уровнем содержания кислорода в атмосфере.

В это время существовали, в частности, гигантские двуногие динозавры, расход энергии на движение которых требовал потребления большого количества кислорода.

Таким образом, создается впечатление, что изменение массы атмосферного кислорода оказывало определенное влияние на эволюцию животных.

Хотя значение изменений массы кислорода для эволюции растений было, вероятно, меньшим по сравнению со значением для эволюции животных, можно предположить, что быстрый прогресс наземной растительности в девоне и карбоне частично зависел от увеличения массы атмосферного кислорода, созданного этими растениями.

Заслуживает внимания зависимость общей массы животных организмов от концентрации углекислого газа. Основная часть биомассы состоит из вещества автотрофных растений, количество которого регулируется величиной их фотосинтеза. Учитывая зависимость скорости фотосинтеза от концентрации CO_2 , можно заключить, что в те геологические периоды, когда концентрация углекислого газа была больше современной, масса растительного покрова на суше могла превосходить ее современное значение. Это относится главным образом к растительности зоны достаточного увлажнения. Таким образом, процесс изменения концентрации углекислого газа, по-видимому, сопровождался изменением массы автотрофных растений и, следовательно, всей массы организмов на нашей планете.

3. Полуэмпирическая теория изменений климата

3.1. Энергетический баланс Земли

Энергетический баланс земной поверхности. Излагаемая ниже полуэмпирическая теория термического режима атмосферы основана на материалах исследований энергетического (теплового) баланса земной поверхности и атмосферы.

Изучение теплового баланса земного шара было начато в XIX в., когда были изобретены актинометрические приборы и сделаны расчеты количества солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, в зависимости от широты и времени года. В 10—30-х годах нашего столетия В. Шмидт, А. Онгстрем, Ф. Альбрехт и С. И. Савинов определили составляющие теплового баланса земной поверхности для отдельных районов земного шара.

В работах автора и его сотрудников был построен цикл мировых карт составляющих теплового баланса земной поверхности для каждого месяца и средних годовых условий; карты опубликованы в 1955 г. в «Атласе теплового баланса». В результате дальнейших исследований они были уточнены и дополнены и вместе с несколькими картами составляющих теплового баланса системы Земля — атмосфера опубликованы в 1963 г. в «Атласе теплового баланса земного шара».

За время, прошедшее после издания второго атласа теплового баланса, был накоплен значительный материал актинометрических наблюдений на континентах, выполненных в ряде районов, где раньше актинометрических станций не было. Особенное значение имеет получение в эти годы обширного материала актинометрических наблюдений на океанах, что позволило выяснить особенности радиационного режима водоемов. Развитие исследований турбулентной диффузии позволило уточнить ранее применявшиеся методы расчета затраты тепла на испарение и турбулентного теплообмена земной поверхности с атмосферой для океанов.

Накопление материалов наблюдений и развитие расчетных методов определения составляющих теплового баланса сделало возможным построение новых мировых карт составляющих

теплового баланса, уточненных по сравнению с ранее опубликованными картами (Будыко и др., 1978).

При построении этих карт уравнение теплового баланса земной поверхности использовалось в форме

$$R = LE + P + B, \quad (3.1)$$

где R — радиационный баланс земной поверхности; LE — затрата тепла на испарение или приход тепла от конденсации на земной поверхности (L — удельная теплота парообразования, E — скорость испарения или конденсации); P — турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой; B — поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями водоемов или почвы.

В уравнении (3.1) радиационный баланс R считается равным $Q(1 - \alpha) - I$ (Q — суммарная коротковолновая радиация, приходящая на земную поверхность, α — альбедо земной поверхности, I — эффективное длинноволновое излучение), величина R положительна при приходе радиационной энергии к земной поверхности. Другие члены уравнения теплового баланса положительны, когда они соответствуют расходу тепла.

Ниже приводятся мировые карты составляющих теплового баланса земной поверхности для средних годовичных условий, построенные в упомянутом выше последнем исследовании теплового баланса. Значения составляющих теплового баланса на этих картах представлены в ккал/(см²·год) и ккал/(см²·мес). Следует напомнить, что 1 ккал/(см²·мес) = 15,9 Вт/м².

Как видно из рис. 3.1, годовая суммарная радиация на земном шаре меняется от значений, меньших 60, до значений, больших 200 ккал/(см²·год). Наибольшие значения суммарной радиации как на суше, так и на океанах соответствуют поясам высокого давления северного и южного полушарий. По направлению к полюсам суммарная радиация уменьшается. Некоторое уменьшение рассматриваемых значений характерно также для экваториальных широт, что связано с большой повторяемостью пасмурного состояния неба в течение всего года.

Распределение изолиний суммарной солнечной радиации носит в основном зональный характер, который существенно нарушается неравномерным распределением облачности. Нарушения зональности имеют место в умеренных широтах обоих полушарий, где интенсивно развита циклоническая деятельность (западное побережье Канады, север Европы, юго-западное побережье Южной Америки и др.), в восточных районах тропических зон океанов под влиянием пассатных инверсий и холодных морских течений; в областях действия муссонной циркуляции (Индостан, восточное побережье Азии, северо-запад Индийского океана).

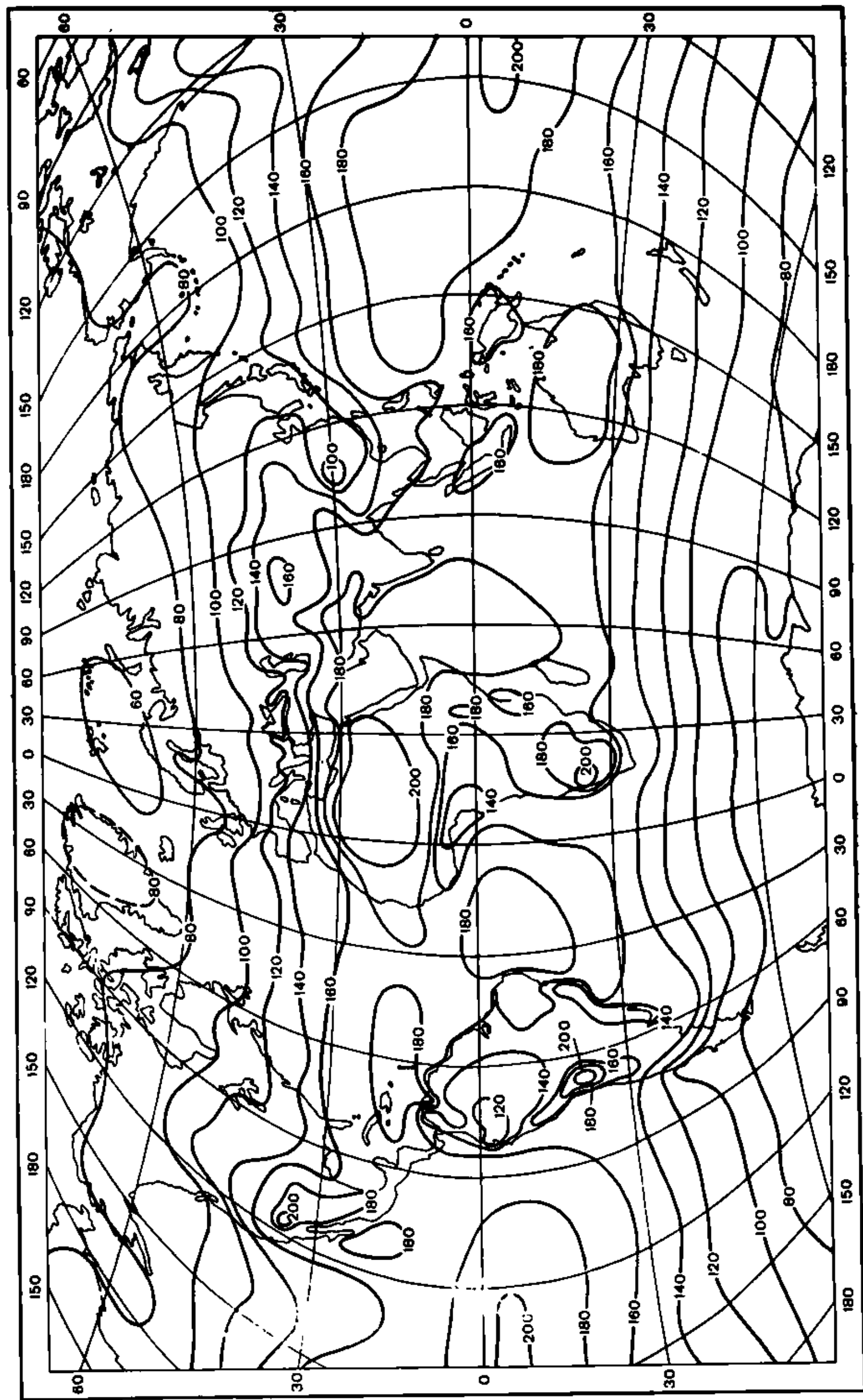


Рис. 3.1. Суммарная радиация.

При рассмотрении данных о распределении суммарной радиации для зимних месяцев следует отметить быстрое уменьшение ее в направлении к полюсам соответствующих полушарий, что связано со снижением полуденной высоты Солнца и сокращением продолжительности дня. Вместе с тем для зимнего периода характерны значительные межширотные изменения сумм радиации: от значений около $14 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$ в низких широтах до значений, равных нулю в полярных широтах, куда в этот период суммарная радиация не поступает.

Наибольшие месячные суммы солнечной радиации в низких широтах соответствуют областям действия экваториальных муссонов, где в это время года облачность мала.

Отличительными чертами летнего распределения суммарной радиации является установление высоких ее значений на всем полушарии при малой их географической изменчивости. Максимальное количество солнечного тепла получают тропические и субтропические пустыни — свыше $20 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$. Большое количество солнечной энергии летом поступает также в полярные районы, где влияние небольших высот Солнца компенсируется значительной продолжительностью дня. Самые большие значения солнечной радиации в летние месяцы отмечаются на Центральном плато Антарктиды. Так, в январе месячные суммы меняются от $16\text{—}18 \text{ ккал}/\text{см}^2$ на побережье до $30 \text{ ккал}/\text{см}^2$ внутри материка, что заметно превышает значения для областей тропических пустынь.

Данные о радиационном балансе земной поверхности представлены на рис. 3.2. Годовые суммы радиационного баланса поверхности суши земного шара изменяются от значений, меньших — $5 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в Антарктиде и близких к нулю в центральных районах Арктики, до $90\text{—}95 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в тропических широтах.

Влияние астрономических факторов обуславливает зональный характер распределения годовых и месячных сумм радиационного баланса на равнинных территориях, расположенных в высоких и умеренных широтах северного полушария. Широтное распределение нарушается в областях, где циркуляционные факторы существенно изменяют условия облачности по сравнению со средними.

Географические зоны высоких и умеренных широт характеризуются определенными годовыми суммами радиационного баланса: арктические тундры менее $10 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$; тундры, лесотундры $10\text{—}20 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$; северная и средняя тайга $20\text{—}30 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$; южная тайга $30\text{—}35 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$; смешанные, лиственные, широколиственные леса, лесостепи и степи умеренных широт $35\text{—}50 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

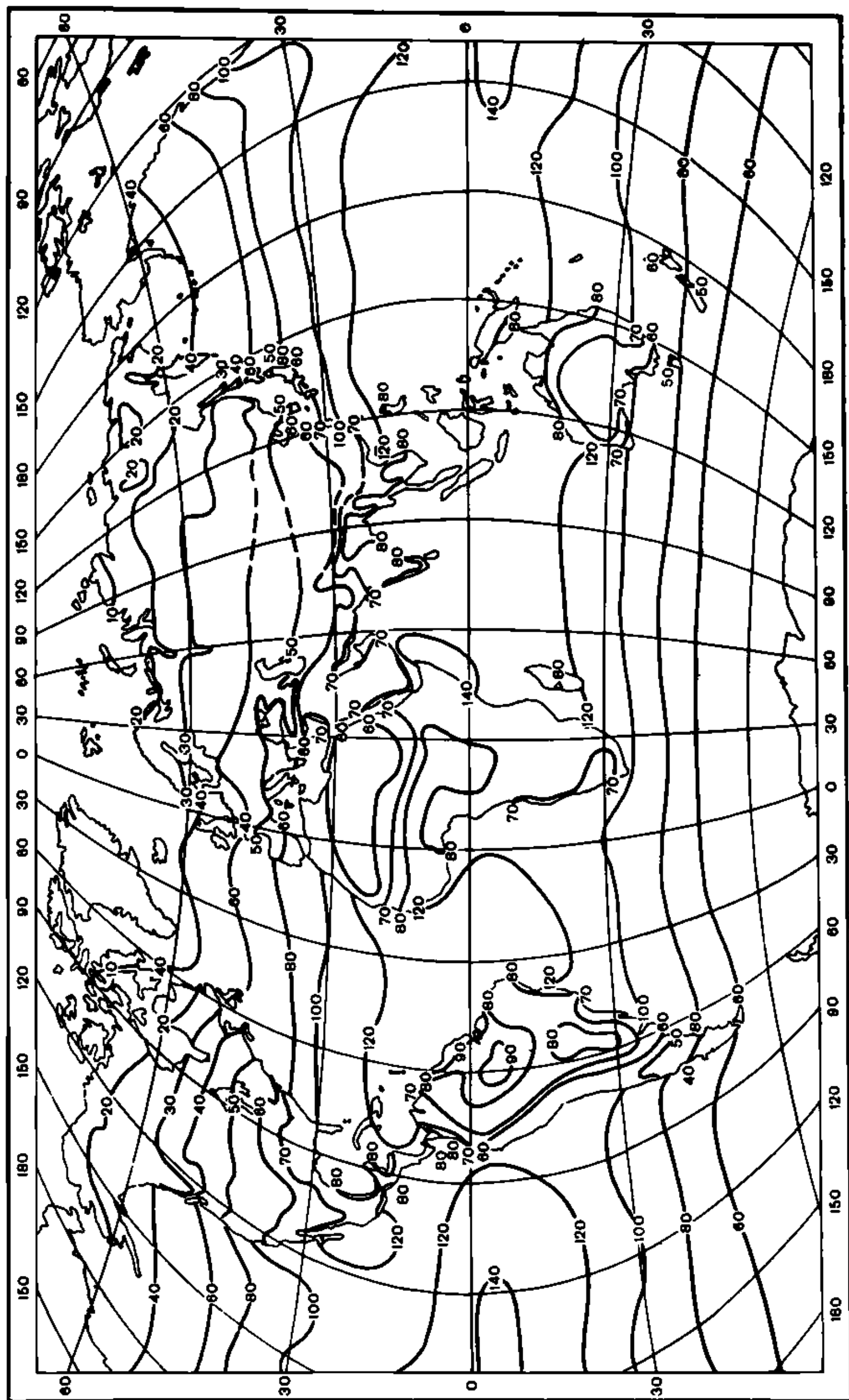


Рис. 3.2. Радиационный баланс.

В субтропической, тропической и экваториальной зонах особенности циркуляции атмосферы создают резкие различия в режиме облачности и увлажнения, вследствие чего годовые значения радиационного баланса изменяются в этих зонах от 55 до 95 ккал/см². При этом минимальные значения радиационного баланса соответствуют областям субтропических и тропических пустынь и являются следствием большой отражательной способности поверхности пустынь и больших потерь тепла путем длинноволнового излучения при условиях малооблачной погоды, большой сухости воздуха и высокой температуры поверхности почвы.

Из данных о распределении радиационного баланса в отдельные месяцы следует, что наименьшие значения радиационного баланса отмечаются в высоких полярных широтах: от —1 до —2 ккал/(см²·мес) зимой и около 4 ккал/(см²·мес) летом. В умеренных широтах северного полушария наблюдаются значения радиационного баланса от —1 до —2 ккал/(см²·мес) в январе и от 7 до 9 ккал/(см²·мес) в июле. В тропических внеэкваториальных широтах в период зимнего солнцестояния значения радиационного баланса составляют 3,5—4,0 ккал/см² × × мес), а в летние месяцы максимальные значения достигают 9—10 ккал/(см²·мес), уменьшаясь до 5,5—6,0 ккал/(см² × × мес) в областях пустынь и экваториальных муссонов.

Распределение значений радиационного баланса на поверхности океанов, представленное на карте, аналогично распределению суммарной радиации. Максимальное значение радиационного баланса на океанах превышает 140 ккал/(см²·год). Наименьшие значения для свободной от льдов поверхности океанов прослеживаются у границы плавучих льдов и составляют около 20—30 ккал/(см²·год). Следует отметить, что годовые суммы радиационного баланса на всей безледной поверхности океанов положительны.

В зимние месяцы радиационный баланс океанов изменяется от 8—10 ккал/(см²·мес) в экваториальных широтах до небольших отрицательных значений (около —4 ккал/(см²·мес) в высоких широтах. При этом в январе радиационный баланс становится отрицательным в обоих полушариях выше широт 45°.

В летние месяцы значения радиационного баланса океанов достигают максимальных значений: более 14 ккал/(см²·мес) в тропических широтах и 8—9 ккал/(см²·мес) в высоких. В эти месяцы распределение радиационного баланса в отличие от зимы заметно отклоняется от зонального, причем области повышенных и пониженных значений соответствуют областям повышенной и пониженной облачности.

Годовая карта затраты тепла на испарение представлена на рис. 3.3. Распределение значений затраты тепла на испарение

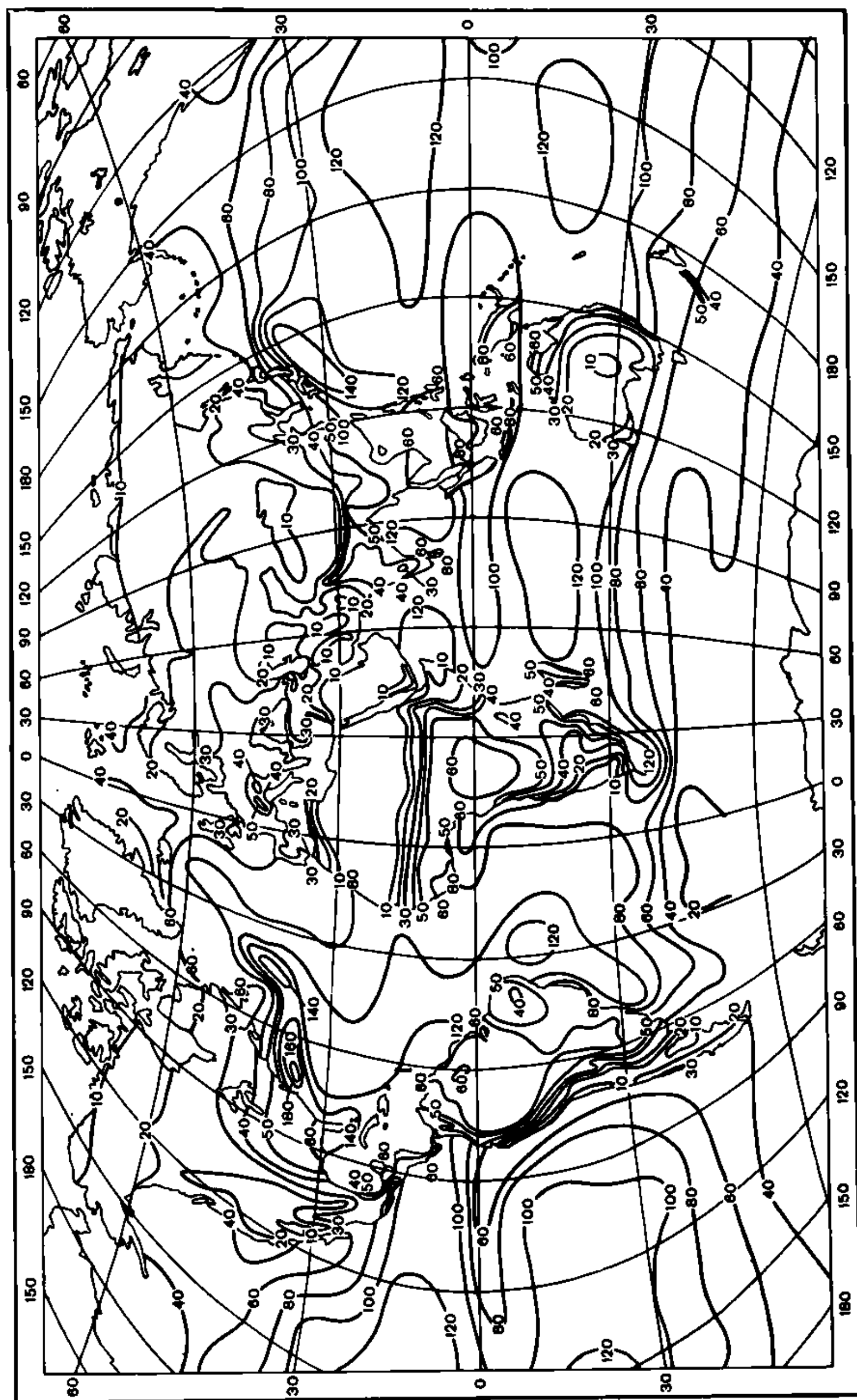


Рис. 3.3. Затрата тепла на испарение.

для суши построено на основании расчетов средних многолетних месячных значений испарения для пунктов, расположенных на равнинной территории. Для горных районов затрата тепла на испарение оценивалась на основании данных об изменении испарения с высотой (Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли, 1974).

Средние месячные значения затраты тепла на испарение (и турбулентного теплообмена с атмосферой) на океанах рассчитаны по материалам многолетних судовых наблюдений на акваториях Атлантического, Индийского и Тихого океанов (Атлас океанов, 1974).

Рассматривая особенности распределения затраты тепла на испарение на суше, можно отметить, что диапазон изменения ее значений составляет около $80 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$. В районах достаточного увлажнения затрата тепла на испарение возрастает вместе с увеличением радиационного баланса от высоких широт к экватору, изменяясь от значений, меньших $10 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ на северных побережьях континентов, до $70\text{—}80 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ во влажных экваториальных лесах Южной Америки, Африки и Малайского архипелага. В районах недостаточного увлажнения величина затраты тепла на испарение определяется засушливостью климата, уменьшаясь с увеличением засушливости. Наименьшие значения затраты тепла на испарение отмечаются в тропических пустынях, где они составляют всего несколько $\text{ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Годовой ход затраты тепла на испарение также определяется ресурсами тепла и влаги. Во внетропических широтах с условиями достаточного увлажнения наибольшие значения затраты тепла на испарение в соответствии с годовым ходом радиационного баланса имеют место летом, достигая $5\text{—}6 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$. Зимой затрата тепла на испарение мала. В районах недостаточного увлажнения максимум затраты тепла на испарение также обычно наблюдается во время теплого периода, однако время достижения максимума существенно зависит от режима увлажнения. В пустынях годовой ход LE определяется годовым ходом осадков.

В тропических широтах с влажным климатом затрата тепла на испарение велика в течение всего года и составляет около $6\text{—}8 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$. В районах с сезонами пониженных осадков отмечается некоторое уменьшение затраты тепла на испарение, однако амплитуда ее годового хода сравнительно невелика. В областях с хорошо выраженным сухим периодом наибольшие значения затраты тепла на испарение отмечаются в конце влажного периода, наименьшие — в конце сухого.

В целом для суши земного шара (включая Антарктиду) затрата тепла на испарение составляет $27 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Распределение годовых значений затраты тепла на испарение на океанах в общем сходно с распределением радиационного баланса. Как видно на рис. 3.3, изменение затраты тепла на испарение довольно велико: от значений, больших $120 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ в тропических широтах, до значений около $30 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ у границы льдов. В экваториальных широтах затрата тепла на испарение несколько понижена по сравнению с более высокими широтами (меньше $100 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$), что является следствием увеличения облачности и влажности.

Помимо радиационного тепла, расходуемого на испарение с океанов, в ряде районов на испарение затрачивается также тепло, переносимое течениями. Поэтому зональный характер распределения затраты тепла на испарение нарушается заметными отклонениями в районах действия теплых и холодных течений. Это отчетливо видно на представленной карте (рис. 3.3). Наибольший расход тепла на испарение имеет место в северном полушарии: более $180 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ в районе Гольфстрима и около $140 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ в районе Куросио, где дефицит влажности воздуха оказывается повышенным не только из-за высокой температуры воды, но и из-за сравнительно низкой влажности воздуха, притекающего в эти районы с континентов Северной Америки и Азии в холодное время года.

Годовые суммы затраты тепла на испарение с океанов складываются в основном из величин осенне-зимнего периода. Распределение затраты тепла на испарение в зимние месяцы аналогично годовому распределению. В это время усиливается влияние теплых течений, в связи с чем отчетливо проявляются особенности отдельных океанов: затрата тепла на испарение с поверхности Северной Атлантики в умеренных широтах вдвое больше, чем в тех же широтах Тихого океана. Самые низкие значения затраты тепла на испарение отмечаются в умеренных широтах южного полушария в Атлантическом и Индийском океанах. В эти районы со сравнительно невысокими температурами воды из низких широт поступают более теплые воздушные массы, что уменьшает затраты тепла на испарение.

При переходе к лету влияние теплых течений на величину затраты тепла на испарение ослабевает из-за уменьшения энергетических ресурсов течений. Поскольку в летние месяцы происходит снижение средних скоростей ветра и ослабление контраста температуры вода—воздух, расход тепла на испарение заметно падает. Вместе с этим уменьшается различие в значениях затраты тепла на испарение с поверхности отдельных океанов.

Карта турбулентного потока тепла для года представлена на рис. 3.4.

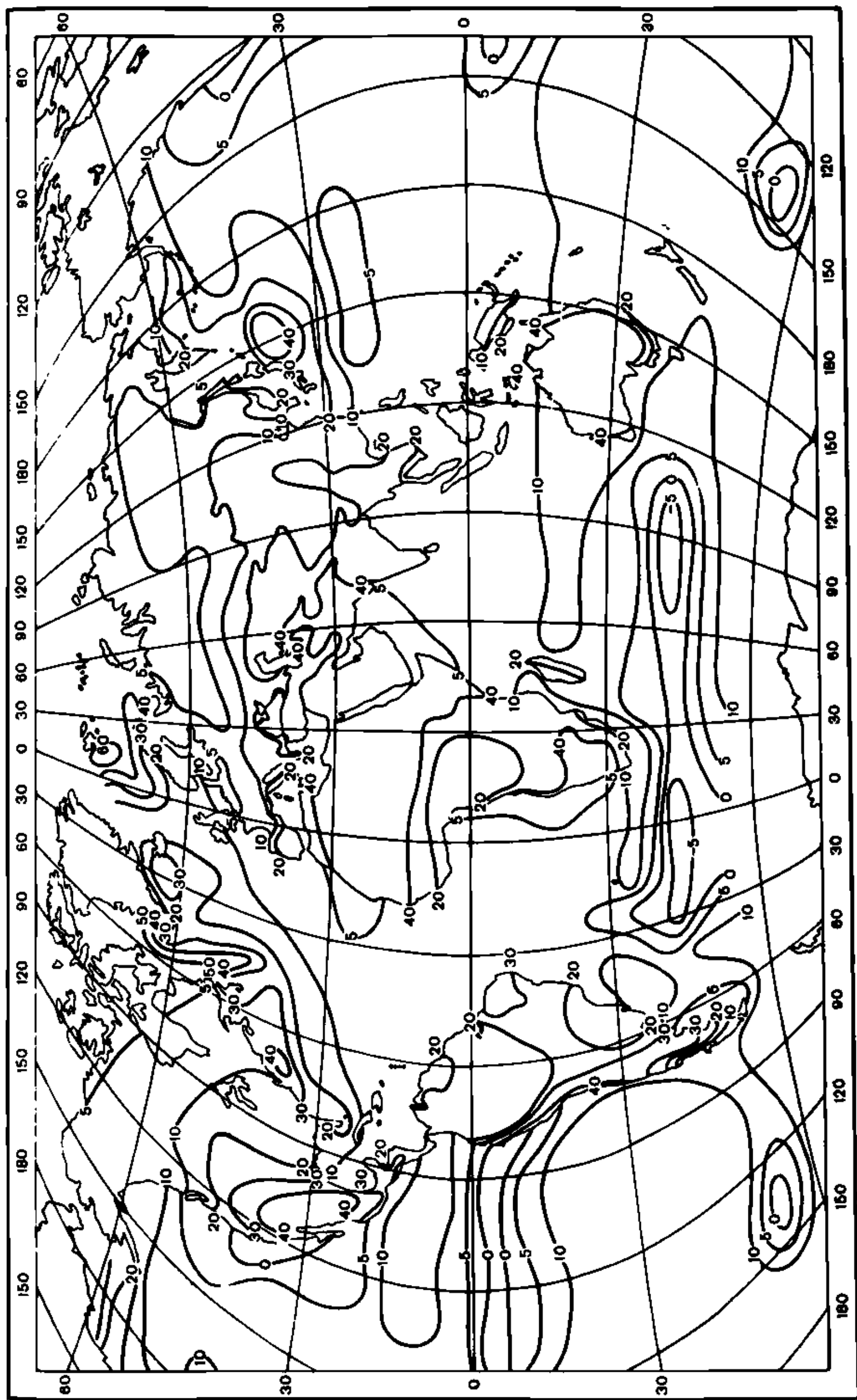


Рис. 3.4. Турбулентный поток тепла от земной поверхности к атмосфере.

Наибольшие значения турбулентного потока тепла между поверхностью суши и атмосферой отмечаются в тропических пустынях, где они достигают 55—60 ккал/(см²·год). С увеличением увлажненности климата турбулентный поток уменьшается. Так, в районах влажных тропических лесов турбулентный поток составляет 10—20 ккал/(см²·год). С продвижением в более высокие широты турбулентный поток уменьшается вместе с понижением радиационного баланса. На северных побережьях континентов северного полушария турбулентный поток составляет менее 5 ккал/(см²·год). Такие же значения отмечаются в районах достаточного увлажнения умеренных широт.

В годовом ходе наблюдается та же закономерность — возрастание турбулентного потока с увеличением радиационного баланса. В силу этого во внетропических широтах наибольшие в годовом ходе значения турбулентного потока отмечаются летом, наименьшие — зимой. При этом для территории, расположенной выше 40° северной и южной широт, характерна смена направления турбулентного потока в течение года. В зимнее время земная поверхность получает тепло из атмосферы путем турбулентного теплообмена, однако значения теплоотдачи от атмосферы невелики, даже на крайнем севере они составляют менее 1 ккал/(см²·мес).

Поверхность континентов от экватора до 40° северной и южной широт в течение всего года отдает тепло посредством турбулентной теплопроводности. При этом в низких широтах годовой ход турбулентного потока существенно зависит от увлажнения. Наибольшие месячные значения турбулентного потока наблюдаются в период минимума атмосферных осадков. В субтропических широтах со средиземноморским типом климата максимальные значения турбулентного потока наблюдаются летом и достигают 6 ккал/(см²·мес). В пустынях, особенно прибрежных, где существенное влияние на турбулентный теплообмен оказывают процессы трансформации воздушных масс на границе вода—суша, значения турбулентного потока превосходят 6 ккал/(см²·мес). Во влажных тропических районах турбулентный поток невелик в течение всего года, его месячные значения составляют менее 2 ккал/см².

В целом на турбулентный теплообмен с атмосферой за год расходуется 45 % годового значения радиационного баланса поверхности континентов.

Карта турбулентного теплообмена поверхности океана с атмосферой (рис. 3.4) показывает, что почти всюду происходит потеря тепла океанами. Наибольшая теплоотдача с поверхности океанов (как и затрата тепла на испарение) имеет место в западных и северо-западных районах океанов северного полушария. Здесь турбулентный поток тепла превышает 40 ккал/

($\text{см}^2 \cdot \text{год}$). В более южных районах, особенно вблизи экватора, где в течение года температурные различия между поверхностными водами и протекающими над ними воздушными потоками малы, турбулентный поток тепла с поверхности океанов менее $10 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

В южном полушарии ввиду отсутствия резких контрастов температур вода — воздух турбулентный поток значительно меньше, чем в северном полушарии, и нигде не превосходит $15 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Отрицательные годовые суммы турбулентного теплообмена с атмосферой (т. е. приток тепла от атмосферы) наблюдаются в зонах холодного Калифорнийского течения и течения Западных ветров в южном полушарии. По абсолютным значениям эти отрицательные значения турбулентного потока тепла невелики.

Так же как и для затраты тепла на испарение, годовые суммы турбулентного теплообмена с атмосферой складываются в основном из величин осенне-зимнего периода. Наиболее тесная связь условий теплообмена с действием морских течений и атмосферной циркуляцией наблюдается зимой. Потеря тепла океанами в зимние месяцы в северном полушарии достигает $8-10 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$, в южном полушарии около $5 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \times \text{мес})$. В летние месяцы для обоих полушарий турбулентный теплообмен между поверхностью океанов и атмосферой всюду близок к нулю — его значения лежат в пределах от 1 до $-1 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$.

Величины теплообмена поверхности океанов с более глубокими слоями в связи с действием течений определены путем алгебраического сложения значений радиационного баланса, затраты тепла на испарение и турбулентного теплообмена поверхности океанов с атмосферой. При этом алгебраическая сумма членов уравнения теплового баланса для Мирового океана в целом составила 2 % по отношению к значению радиационного баланса, что свидетельствует о надежности предложенных методов расчета составляющих теплового баланса океанов. Указанная невязка уравнения теплового баланса Мирового океана была устранена при построении карт затраты тепла на испарение и турбулентного теплообмена с атмосферой.

На рис. 3.5 представлена годовая карта остаточного члена уравнения теплового баланса — тепла, получаемого или теряемого поверхностью океанов в связи с действием морских течений. Эта карта показывает роль течений и атмосферной циркуляции в тепловом взаимодействии поверхностных вод океанов с нижележащими слоями воды. Одновременно с этим указанная карта характеризует перераспределение тепла между различными районами океанов.

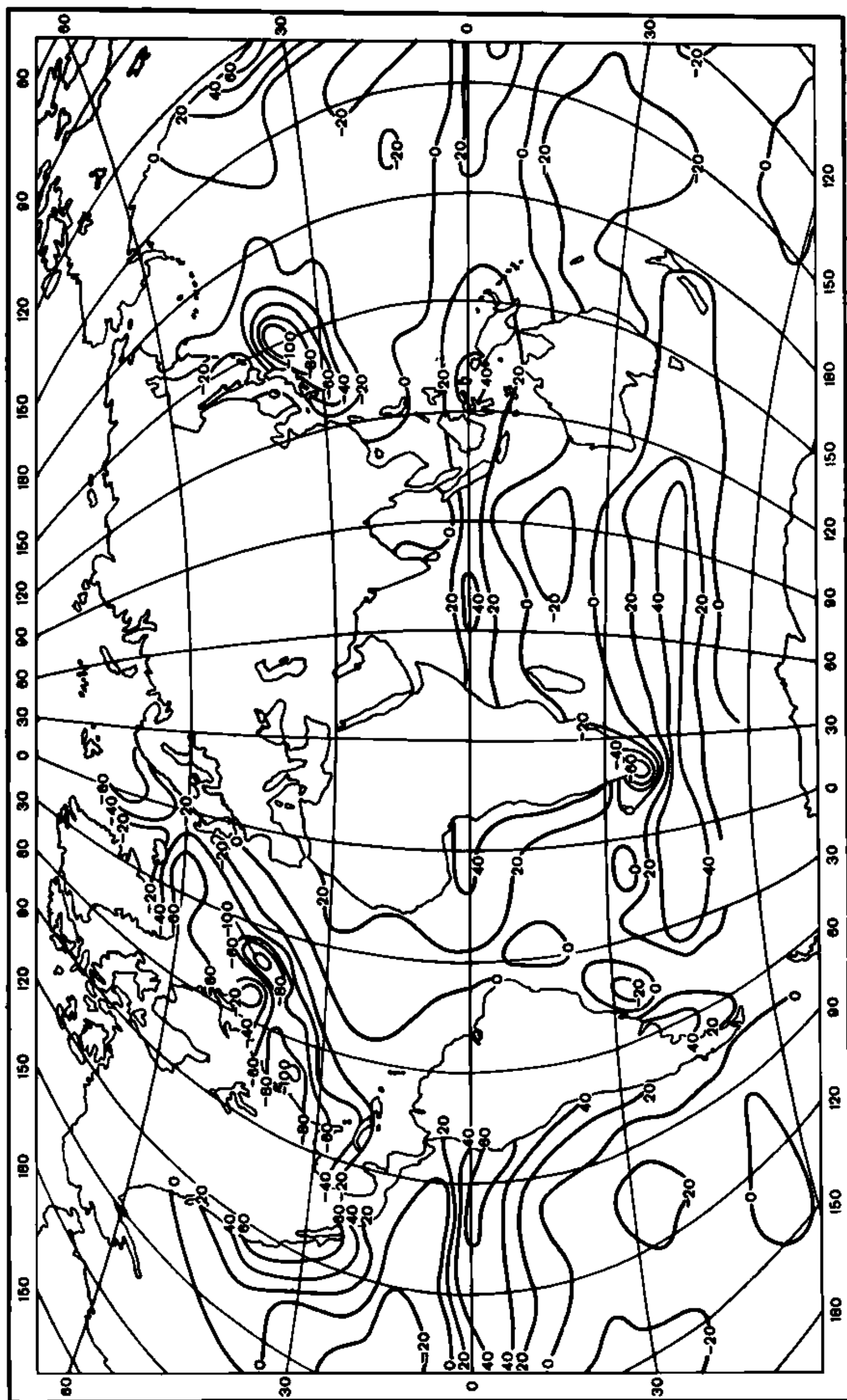


Рис. 3.5. Поток тепла от поверхности океанов к нижележащим слоям воды.

Можно видеть, что в экваториальных и отчасти тропических широтах обоих полушарий в результате большого притока радиационного тепла и пониженного его расхода на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой воды океанов получают до 20—40 ккал/(см²·год). По направлению к более высоким широтам обоих полушарий накопление тепла океаническими водами уменьшается. Здесь количество радиационного тепла оказывается недостаточным для того, чтобы покрыть расход тепла на испарение и турбулентную теплоотдачу, и поэтому к поверхности океанов поступает тепло из более глубоких слоев, приносимое течениями. Области наибольшей отдачи тепла водами в атмосферу лежат в районах действия теплых течений — Гольфстрима и Кюросио. В этих районах в холодное полугодие происходит взаимодействие теплых вод океана с потоками холодного континентального воздуха Северной Америки и Азии. Это создает условия для интенсивной передачи тепла более глубокими слоями океанических вод через поверхность океана в атмосферу, достигающей —110 ккал/(см²·год).

Следует отметить, что в высоких и умеренных широтах северного полушария из-за больших контрастов температур воды и воздуха имеет место аналогичный процесс в районах действия не только теплых, но даже некоторых холодных течений.

В южном полушарии, где контрасты температур вода—воздух значительно меньше, потеря тепла с поверхности океанов не превышает по абсолютной величине —30, —35 ккал/(см²·год).

В большинстве районов действия холодных течений поверхностные воды, получая тепло от солнца и атмосферы, передают значительную его часть глубинным слоям. Наибольшее количество тепла поступает в глубины океана в области Калифорнийского течения — около 60 ккал/(см²·год). В южном полушарии поверхностные воды Перуанского, Бенгельского, Фолклендского течений и течения Западных Ветров передают в нижележащие слои несколько меньшие количества тепла — до 50 ккал/(см²·год).

Вопрос о точности определения составляющих теплового баланса земной поверхности по данным расчетов, использующих материалы наземных метеорологических наблюдений, обсуждался в ряде работ автора (Будыко, 1971 и др.). Заслуживает внимания, что в исследовании Холлоуэя и Манабе (Holloway, Manabe, 1971) были построены мировые карты составляющих теплового баланса земной поверхности, основанные на расчетах при применении модели общей циркуляции атмосферы. В этой работе были определены значения радиационного баланса земной поверхности, испарения (которое пропорционально затрате тепла на испарение) и турбулентного потока тепла между земной поверхностью и атмосферой. Карты указанных

составляющих теплового баланса были сопоставлены с аналогичными картами «Атласа теплового баланса земного шара» (1963), причем Холловей и Манабе отметили удовлетворительное согласование между ними.

Другой путь определения некоторых составляющих теплового баланса земной поверхности был использован в работе Орта и Вондер Хаара (Oort, Vonder Haag, 1976), где для этой цели были применены данные спутниковых наблюдений за составляющими радиационного баланса системы Земля—атмосфера. Развивая идею, использованную в их более ранней работе, Орт и Вондер Хаар рассчитали величину теплового потока между земной поверхностью и атмосферой из уравнения теплового баланса атмосферы. Они принимали величину этого потока равной алгебраической сумме радиационного баланса системы Земля—атмосфера, изменению теплосодержания в вертикальной колонне, проходящей через толщу атмосферы, и горизонтального притока тепла в эту колонну, обусловленного циркуляцией атмосферы. Первая из этих величин была найдена по данным спутниковых измерений, вторая и третья — по материалам аэрологических наблюдений.

Таким способом были рассчитаны средние широтные значения потока тепла, равного сумме радиационного баланса земной поверхности, затраты тепла на испарение и турбулентного потока тепла между земной поверхностью и атмосферой, для каждого месяца года. Учитывая, что точность определения притока тепла в колонну воздуха под влиянием атмосферной циркуляции по данным аэрологических наблюдений довольно ограничена, и принимая во внимание, что остаточный член уравнения теплового баланса, рассчитанный Ортом и Вондер Хааром, часто меньше по абсолютной величине основных членов уравнения баланса, следует отметить вполне удовлетворительную точность полученных ими результатов. Так, в частности, они нашли, что для января суммарный поток тепла на различных широтах северного полушария изменяется от 40 до -140 Вт/м^2 , а для июля — от 30 до 90 Вт/м^2 . Соответствующие значения, по данным «Атласа теплового баланса земного шара», заключены в пределах от 40 до -110 Вт/м^2 в январе и от 10 до 90 Вт/м^2 в июле. Поскольку определение этих значений как остаточного члена теплового баланса по материалам «Атласа теплового баланса земного шара» также связано с заметными погрешностями, подобное согласование свидетельствует о значительной достоверности результатов даже наиболее приближенных расчетов составляющих теплового баланса.

Данные о распределении составляющих теплового баланса земной поверхности позволяют определить средние значения этих составляющих для всего земного шара.

В табл. 3.1 приведены значения составляющих теплового баланса земной поверхности для различных широтных зон суши и океанов. Последняя строка таблицы содержит сведения о тепловом балансе Земли в целом.

Таблица 3.1

Средние широтные значения составляющих теплового баланса поверхности Земли (ккал/(см²·год))

Широтная зона	Суша			Океаны				Земля			
	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>F₀</i>	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>F₀</i>
70—60° с. ш.	22	16	6	23	31	22	—30	22	20	11	—9
60—50	32	23	9	43	47	19	—23	37	33	13	—9
50—40	45	25	20	64	67	16	—19	54	45	18	—9
40—30	58	23	35	90	96	14	—20	76	65	23	—12
30—20	64	19	45	111	109	7	—5	94	75	21	—2
20—10	74	32	42	121	117	7	—3	109	95	16	—2
10—0	79	57	22	124	104	7	13	114	93	10	11
0—10° ю. ш.	79	61	18	127	99	6	22	116	90	9	17
10—20	75	45	30	122	113	9	0	112	98	14	0
20—30	71	28	43	109	106	11	—8	100	88	18	—6
30—40	62	29	33	92	82	11	—1	88	76	14	—2
40—50	44	22	22	72	51	6	15	71	50	7	14
50—60	35	22	13	46	35	9	2	46	35	9	2
Земля в целом	50	27	23	91	82	9	0	79	66	13	0

Эти данные можно сравнить с результатами предыдущих исследований теплового баланса земной поверхности. В табл. 3.2 включены относительные значения составляющих теплового баланса (выраженные в процентах от значений солнечной постоянной), полученные по материалам исследований различных лет.

Из данных, представленных в последних трех строках этой таблицы, видно, что уточнение мировых карт составляющих теплового баланса сопровождалось некоторым повышением значений поглощенной радиации, радиационного баланса и затраты тепла на испарение. Относительные значения составляющих теплового баланса, найденные в нашей последней работе (Будыко и др., 1978), приближаются к результатам, полученным в 50-х годах Хоутоном (за исключением значений турбулентного потока тепла).

Таблица 3.2

Тепловой баланс поверхности Земли (составляющие баланса выражены в процентах от количества солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы)

Исследования	Составляющие баланса				
	поглощенная радиация	эффективное излучение	радиационный баланс	затрата тепла на испарение	турбулентный поток тепла
Дайнс (Dines, 1917)	42	14	28	21	7
Альт (Alt, 1929)	43	27	16	16	0
Баур и Филлипс (Baueg, Phillips, 1934)	43	24	19	23	—4
Хоутон (Houghton, 1954)	47	14	33	23	10
Леттау (Lettau 1954)	51	27	24	20	4
Атлас теплового баланса (1955)	42	16	26	21	5
Атлас теплового баланса земного шара (1963)	43	15	28	23	5
Будыко и др. (1978)	46	15	31	26	5

Энергетический баланс системы Земля—атмосфера. Первые расчеты составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера были выполнены в 20—30-х годах нашего столетия Д. Симпсоном, Ф. Бауром, Х. Филлипсом и Г. Г. Тролле. Мировые карты радиационного баланса системы Земля—атмосфера, прихода тепла от конденсации в атмосфере и переноса тепла воздушными течениями, построенные К. Я. Винниковым, были опубликованы в 1963 г. в «Атласе теплового баланса земного шара». В конце 60-х годов в связи с развитием наблюдений на метеорологических спутниках Земли открылись возможности построения карт элементов радиационного режима системы Земля—атмосфера непосредственно по материалам наблюдений. Первые карты такого рода содержали данные для отдельных периодов времени (например, Raschke, Möller, Bandedeep, 1968). Впоследствии по этим материалам были построены карты средних за несколько лет элементов радиационного режима (Vonder Haar, Suomi, 1969; Raschke e. a., 1973; Ellis, Vonder Haar, 1976; и др.).

Уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера может быть представлено в форме

$$R_s = F_s + L(E - r) + B_s, \quad (3.2)$$

где R_s — радиационный баланс системы Земля—атмосфера; F_s — приход или расход тепла в результате горизонтальных движений в атмосфере и гидросфере; $L(E-r)$ — разность затраты тепла на испарение и прихода тепла от конденсации, который считается пропорциональным скорости выпадения осадков r ; B_s — скорость изменения теплосодержания в вертикальной колонне, проходящей через атмосферу и верхние слои гидросферы (или литосферу).

Радиационный баланс считается равным $Q_s(1 - \alpha_s) - I_s$ (Q_s — приход солнечной радиации на внешней границе атмосферы, α_s — альбедо системы Земля—атмосфера, I_s — длинноволновое излучение, уходящее в мировое пространство), член F_s можно считать равным сумме $F_a + F_o$, где первый член характеризует перераспределение тепла в атмосфере, а второй — в гидросфере.

Средние широтные значения составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера, вычисленных по материалам метеорологических наблюдений (Будыко, 1974), представлены в табл. 3.3. В этой таблице Q_a означает величину радиации, поглощенной в системе Земля—атмосфера, I_s — величину длин-

Таблица 3.3

Средние широтные значения составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера для двух полугодий (ккал/(см²·мес)

Широта	Первое полугодие (IV—IX)					Второе полугодие (X—III)				
	Q_a	C_a	F_o	B_s	I_s	Q_a	C_a	F_o	B_s	I_s
80—90° С	7,8	—4,5	0	0,8	11,5	0,1	—9,1	0	—0,8	10,0
70—80	8,2	—4,4	0	0,8	11,8	0,5	—9,3	0	—0,8	10,6
60—70	11,5	—1,8	—0,4	1,2	12,5	1,8	—6,7	—1,5	—1,2	11,2
50—60	14,6	0,0	—1,3	2,8	13,1	4,0	—4,7	—0,5	—2,8	12,0
40—50	16,9	1,0	—2,0	3,9	14,0	6,5	—2,9	0,6	—3,9	12,7
30—40	19,2	1,4	—1,7	4,3	15,2	9,5	—0,9	0,7	—4,3	14,0
20—30	20,0	2,0	—0,4	2,9	15,5	13,7	0,9	0,6	—2,9	15,1
10—20	19,7	2,4	0,9	1,4	15,0	17,0	1,8	1,0	—1,4	15,6
0—10	18,4	1,4	2,2	—0,1	14,9	18,7	2,1	1,4	0,1	15,1
0—10° Ю	18,0	2,3	2,2	—1,5	15,0	19,7	2,4	0,8	1,5	15,0
10—20	16,2	2,6	0,9	—2,5	15,2	20,7	3,5	—0,3	2,5	15,0
20—30	13,0	1,4	0,3	—3,4	14,7	20,6	3,5	—1,2	3,4	14,9
30—40	8,9	—0,4	—0,4	—4,2	13,9	18,9	2,0	—1,4	4,2	14,1
40—50	5,9	—1,9	—1,6	—3,5	12,9	15,9	0,0	—0,6	3,5	13,0
50—60	3,3	—3,9	—2,6	—2,5	12,3	12,8	—2,6	0,6	2,5	12,3
60—70	1,0	—9,5	0	—0,8	11,3	8,1	—4,3	0	0,8	11,6
70—80	0,2	—9,8	0	0	10,0	4,4	—6,5	0	0	10,9
80—90	0,0	—8,8	0	0	8,8	3,4	—6,9	0	0	10,3

новолнового уходящего излучения на внешней границе атмосферы. Разность этих двух величин равна радиационному балансу системы Земля—атмосфера R_s . Суммарное перераспределение тепла, обусловленное горизонтальными движениями в атмосфере, равное $F_0 + L(E - r)$, обозначено C_a . Величины F_0 в табл. 3.1 и 3.3, определенные неодинаковыми методами, немного различаются.

Верхняя половина левой части табл. 3.3 и нижняя половина правой части относятся к теплым полугодиям, нижняя половина

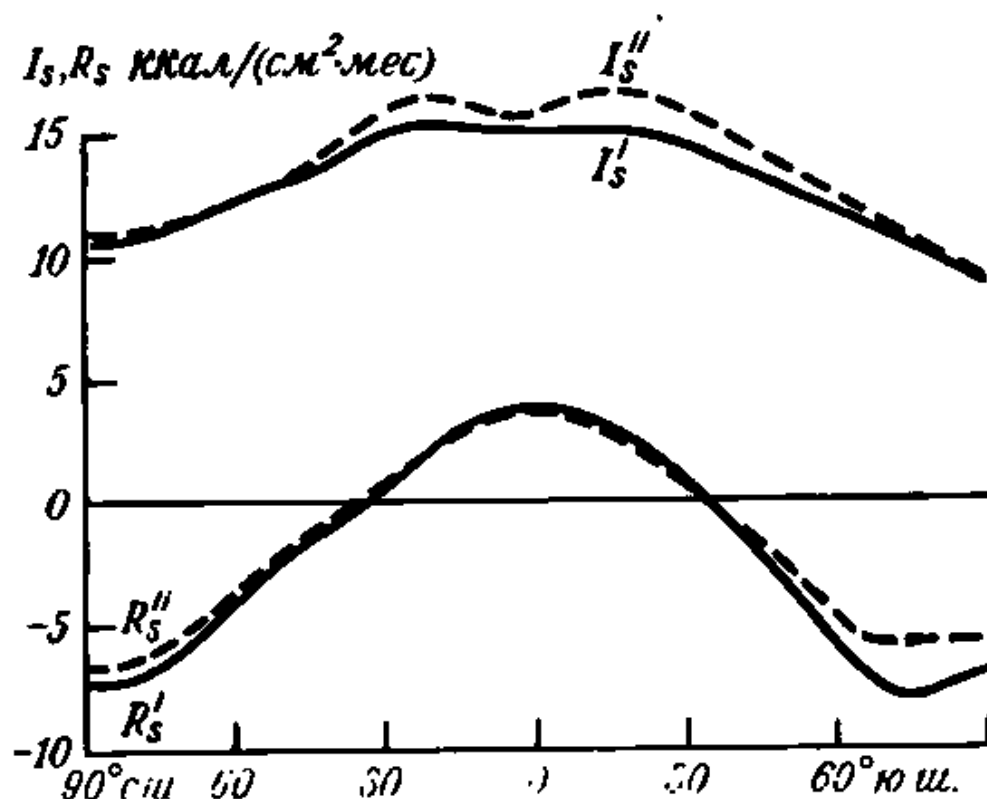


Рис. 3.6. Зависимость радиационного баланса системы Земля—атмосфера и уходящего излучения от широты.

верхняя половина левой части и верхняя половина правой части — к холодным.

Из рассматриваемой таблицы видно, что поглощенная радиация не является единственным фактором, определяющим величины уходящего излучения. Для умеренных и высоких широт в течение холодного полугодия (для высоких широт южного полушария в течение всего года) главным источником тепла является его перенос из более низких широт атмосферной циркуляцией.

Из двух процессов теплообмена в океанах более существенным является сезонное накопление и расходование тепла в толще океанических вод. В некоторых широтных зонах величина этого члена теплового баланса достигает 25—30 % величины уходящего излучения. Перераспределение тепла морскими течениями играет меньшую роль, хотя в отдельных зонах оно может достигать 15—20 % излучения в мировое пространство. Следует отметить, что значения рассматриваемых членов теплового баланса океанов отнесены к общей площади широтных зон (это в большинстве случаев заметно уменьшает их величины по сравнению с компонентами теплового баланса, отнесенными к площади поверхности океанов).

Данные табл. 3.3 показывают, что для определения уходящего излучения по другим составляющим теплового баланса необходимо принять во внимание все компоненты баланса, включенные в таблицу.

В табл. 3.4 приведены средние широтные значения элементов радиационного режима системы Земля—атмосфера,

Таблица 3.4

Элементы радиационного режима системы Земля—атмосфера
(ккал/см²·мес)

Широта	Июнь			Декабрь			Год		
	α_s	I_s	R_s	α_s	I_s	R_s	α_s	I_s	R_s
90—80 °С	0,59	13,34	—0,21	—	9,55	—9,56	0,59	10,99	—6,49
80—70	0,55	13,46	0,70	—	9,76	—9,76	0,54	11,21	—5,89
70—60	0,44	14,14	0,62	0,51	10,22	—10,09	0,45	11,89	—4,53
60—50	0,40	14,57	3,29	0,51	11,12	—9,40	0,41	12,65	—2,94
50—40	0,36	15,22	4,27	0,43	12,11	—7,66	0,36	13,73	—1,31
40—30	0,29	16,40	4,90	0,36	13,60	—5,73	0,31	15,07	0,04
30—20	0,27	17,03	4,27	0,30	15,37	—3,77	0,27	16,26	1,14
20—10	0,25	16,27	4,53	0,26	16,14	—0,82	0,25	16,17	2,86
10—0	0,27	15,68	3,01	0,26	15,85	2,13	0,25	15,72	3,70
0—10 °Ю	0,23	17,21	0,38	0,23	15,62	4,69	0,24	16,24	3,53
10—20	0,22	17,82	—2,77	0,24	15,99	6,40	0,24	16,77	2,56
20—30	0,27	16,78	—5,38	0,25	16,46	7,04	0,25	16,52	1,38
30—40	0,34	15,11	—7,62	0,28	15,78	7,15	0,30	15,37	0,02
40—50	0,42	13,83	—9,58	0,34	14,80	6,26	0,36	14,11	—1,72
50—60	0,54	12,76	—11,25	0,41	13,90	4,86	0,43	13,01	—3,61
60—70	0,50	11,54	—11,41	0,50	13,46	2,19	0,51	11,92	—5,38
70—80	—	9,65	—9,65	0,59	13,02	0,58	0,60	10,27	—5,63
80—90	—	9,05	—9,05	0,61	12,78	0,76	0,62	9,70	—5,52

найденные в работе Эллиса и Вондер Хаара (Ellis, Vonder Naag, 1976) по материалам спутниковых наблюдений для двух месяцев и года.

На рис. 3.6 представлены средние широтные значения годовых величин радиационного баланса системы Земля—атмосфера по данным «Атласа теплового баланса земного шара» (R_s') и по данным Эллиса и Вондер Хаара (R_s''), а также аналогичные значения уходящего длинноволнового излучения (I_s' и I_s''). Как видно из этого рисунка, значения радиационного баланса системы Земля—атмосфера и уходящего излучения, полученные расчетными методами и непосредственно по данным наблюдений на спутниках, несколько различаются. Такие различия связаны с погрешностями определения этих значений каждым из указанных методов. Можно было бы предполагать, что результаты прямых спутниковых наблюдений имеют большую точность по сравнению с данными расчетов.

Однако различие между результатами климатологических расчетов (изображенных на рис. 3.6 сплошными линиями) и спутниковых наблюдений (штриховые линии) во многих случаях столь малы, что говорить о преимуществе одного метода

по отношению к другому невозможно. Так, в частности, данные о радиационном балансе, полученные путем наблюдений и расчетов, на всех широтах, кроме Антарктики, различаются не более чем на вероятную погрешность любого из методов его определения. Данные об уходящем излучении полностью совпадают в области высоких и средних широт северного полушария, где в выполненном расчете можно было использовать более полные данные стандартных метеорологических наблюдений.

Некоторое различие между результатами определения уходящего излучения в низких и средних широтах южного полушария, возможно, свидетельствует о большей точности спутниковых данных в той области, где материалы стандартных метеорологических наблюдений недостаточны для надежных расчетов.

Но и в этом случае расхождение между двумя видами данных об уходящем излучении не превосходит 10 % его значения.

Так как вероятная ошибка определения этой

величины каждым методом не менее нескольких процентов, вопрос о наличии в данном случае систематического расхождения, обусловленного большей достоверностью одного из методов определения I_s , остается открытым.

Используя имеющиеся материалы о составляющих теплового баланса, можно составить схему теплового баланса Земли в целом.

Считая солнечную постоянную равной $1,95 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ и альбедо Земли близким к 0,30, найдем, что значение солнечной радиации, поглощенной Землей как планетой, равно $179 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ (стрелка Q_{sa} на рис. 3.7). Из этого количества $118 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ поглощается на земной поверхности (стрелка Q_a), а $61 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ — в атмосфере.

Радиационный баланс земной поверхности равен $79 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$, а эффективное излучение с земной поверхности, соответствующее разности поглощенной радиации и радиационного баланса, составляет $39 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ (стрелка I).

Общая величина уходящего в мировое пространство длинноволнового излучения Земли, равная количеству поглощенной радиации, обозначена стрелкой I_s . Отношение I/I_s гораздо

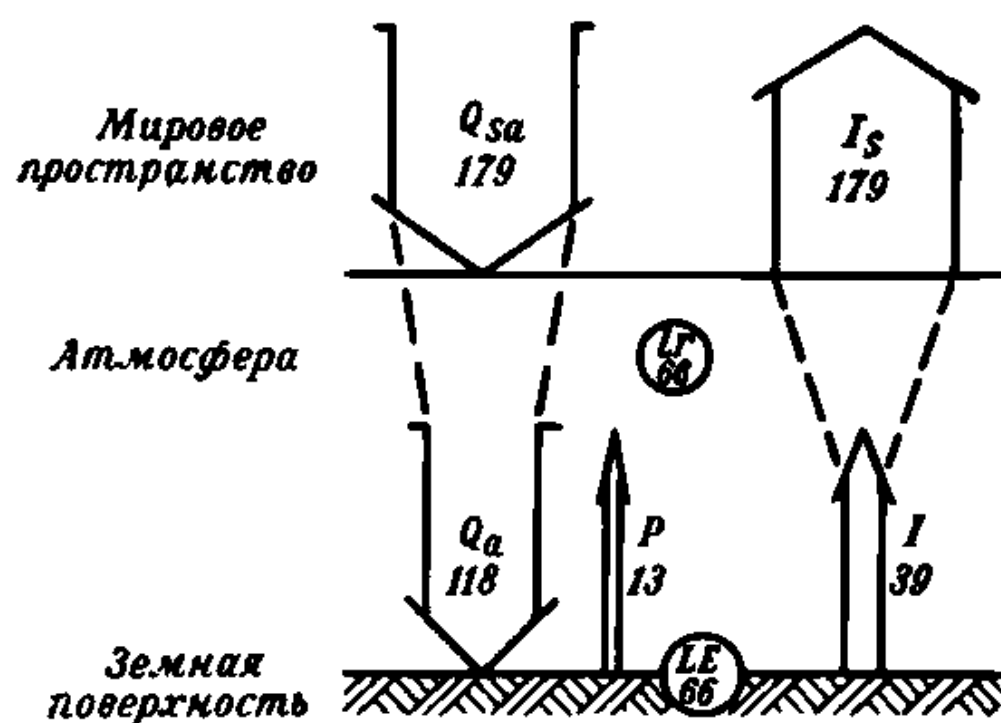


Рис. 3.7. Тепловой баланс Земли.

меньше отношения Q_a/Q_{sa} , что характеризует влияние парникового эффекта на радиационный режим Земли. Другой характеристикой парникового эффекта является значение радиационного баланса земной поверхности, равное $79 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Энергия радиационного баланса расходуется на испарение воды ($66 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$), изображено в виде кружка LE) и на турбулентный теплообмен земной поверхности с атмосферой ($13 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$, стрелка P). Атмосфера получает тепловую энергию из трех источников: поглощенной коротковолновой радиации ($61 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$), прихода тепла от конденсации водяного пара ($66 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$), изображен кружком Lr), турбулентного потока тепла от земной поверхности ($13 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$). Сумма этих значений равна потере тепла на длинноволновое излучение в мировое пространство, равной разности I_s и I , т. е. $140 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Водный баланс. Данные о водном балансе земной поверхности и атмосферы используются как при определении составляющих теплового баланса, так и непосредственно при разработке полуэмпирической теории изменений климата.

Уравнение водного баланса для поверхности суши имеет форму

$$r = E + f + b, \quad (3.3)$$

где r — количество осадков, выпадающих в единицу времени; E — испарение, f — сток; b — изменение влагосодержания в верхних слоях земли за единицу времени. Это же уравнение может применяться для расчетов водного баланса водоемов. В таком случае f будет характеризовать суммарное перераспределение воды по горизонтали, b — колебание уровня водоема за рассматриваемый период времени. Члены, входящие в правую часть этого уравнения, считаются положительными, если они характеризуют расход воды. Для средних годовых условий значение члена b обычно близко к нулю.

Детальное исследование водного баланса земной поверхности выполнено в монографии «Мировой водный баланс» [1974], в приложении к которой опубликованы подробные мировые карты составляющих водного баланса. В этой монографии установлено, что значение осадков для Земли в целом, равное величине испарения, составляет 113 см/год . Оно больше аналогичных значений, найденных в ранее выполненных исследованиях.

В табл. 3.5 приведены значения составляющих водного баланса на континентах и океанах по данным монографии «Мировой водный баланс».

Таблица 3.5

Водный баланс континентов и океанов

Континенты и океаны	Осадки, см/год	Испарение, см/год	Сток, см/год
Европа	79,0	50,7	28,3
Азия	74,0	41,6	32,4
Северная Америка	75,6	41,7	33,9
Южная Америка	160,0	91,5	68,5
Африка	74,0	58,7	15,3
Австралия и Океания	79,1	51,1	28,0
Вся суша	80,0	48,5	31,5
Атлантический	101,0	136,0	22,6
Тихий	146,0	151,0	8,3
Индийский	132,0	142,0	8,1
Северный Ледовитый	36,1	22,0	35,5
Мировой океан	127,0	140,0	13,0
Земля в целом	113,0	113,0	0

Сумма членов водного баланса отдельных океанов равна приходу или расходу воды в результате водообмена океанов.

Используя мировые карты осадков и испарения, можно определить составляющие водного баланса широтных зон Земли. Как видно из результатов такого расчета, в различных широтных зонах приход водяного пара в атмосферу от испарения может быть и больше и меньше расхода на выпадение осадков. При этом источником водяного пара для атмосферы являются главным образом зоны высокого давления, где испарение с поверхности океанов заметно превышает осадки. Расходование этого избытка водяного пара осуществляется в приэкваториальной зоне, а также в умеренных и высоких широтах, где осадки больше испарения.

Очевидно, что разность осадков и испарения в определенном районе одновременно равна разности между приходом и расходом водяного пара в атмосфере вследствие горизонтального движения воздуха. Большие величины этой разности для многих районов дают некоторое представление о значении переноса водяного пара в атмосфере для формирования осадков. Зависимость количества осадков от переноса водяного пара рассматривается в исследованиях атмосферного влагооборота, некоторые результаты их изложены в заключительном разделе этой главы.

3.2. Термический режим атмосферы

Задачи теории изменений климата. Теория климата имеет целью определить методом физической дедукции средние распределения метеорологических элементов в пространстве и во времени и их изменчивость в зависимости от заданных значений внешних факторов климата. При построении теории климата используются методы гидромеханики и термодинамики, учитывая при этом закономерности радиационного переноса энергии и фазовых преобразований воды и другие соотношения современной физической метеорологии.

Одну из первых численных моделей теории климата разработал Миланкович (Milankovich, 1920, 1930), который рассчитал распределение средних широтных температур воздуха по данным о приходе радиации на внешнюю границу атмосферы. Миланкович считал, что термический режим определяется радиационным теплообменом в каждой отдельной широтной зоне. В его работе не было учтено действие атмосферного парникового эффекта и изменения альбедо с широтой. Миланкович пренебрег также влиянием на термический режим меридионального переноса тепла в атмосфере и теплообмена, обусловленного фазовыми преобразованиями воды и взаимодействием атмосферы с океаном. Связанные с влиянием этих факторов существенные погрешности в расчете поля температуры были компенсированы путем подбора некоторых параметров модели, в результате чего Миланкович получил распределение средних широтных температур, не очень сильно отличающихся от наблюдаемого. Такое согласование, однако, имело довольно условный характер.

В работе Н. Е. Кочина (1936) был сделан первый шаг в применении методов динамической метеорологии для построения теории климата. Кочин вычислил средние меридиональные профили давления и скорости ветра в нижних слоях атмосферы по заданному распределению температуры воздуха и давления у земной поверхности. В дальнейшем А. А. Дородницын, Б. И. Извеков и М. Е. Швец (1939) аналогичным методом построили модель зональной циркуляции для лета северного полушария. Это направление исследований получило дальнейшее развитие в работах Е. Н. Блиновой (1947 и др.), которая рассчитала средние распределения температуры, давления и скорости ветра для северного полушария.

Существенное значение для исследований по теории климата имели работы В. В. Шулейкина (1953 и др.), который установил большое и часто определяющее значение

взаимодействия океана с атмосферой для формирования климатических условий.

В дальнейшем появилось много новых моделей климата, позволяющих рассчитать средние поля метеорологических элементов. Успехи в развитии вычислительной техники сделали возможным разработку численных моделей, воспроизводящих неосредненные поля метеорологических элементов. Вычисление таких неосредненных полей для достаточно длительного интервала времени позволило рассчитать средние поля, характеризующие климатические условия.

Многочисленные исследования этого направления были выполнены в Принстонском университете Смагоринским и его сотрудниками (Smagorinsky, 1963; Manabe, Bryan, 1969; Holloway, Manabe, 1971; Manabe, Wetherald, 1975; Wetherald, Manabe, 1975; и др.).

В исследовании Манабе и Брайана была разработана численная модель теории климата, включающая учет влияния на климатические условия циркуляции вод в океанах. В упомянутой ранее работе Холлоуэя и Манабе были впервые построены теоретическим методом карты основных составляющих теплового и водного балансов земной поверхности.

Различные модели теории климата успешно разрабатываются во многих других научных коллективах (Mintz, 1965; Gates, 1975; Швец и др., 1970; Марчук и др., 1977; Мелешко и др., 1979; и др.). В последние годы опубликован ряд обзоров исследований теории климата (Smagorinsky, 1974; Schneider, Dickinson, 1974; Gates, 1975, 1979; и др.).

Вопрос о возможности использования моделей теории климата для исследования его изменений требует специального изучения. При рассмотрении этого вопроса было высказано мнение, что модели теории климата, применяемые для расчетов климатических изменений, должны удовлетворять нескольким требованиям, которые менее существенны для моделей, используемых в исследованиях современного климатического режима (Будыко, 1974).

Первое из них — модель не должна включать эмпирических данных о распределении отдельных элементов климата, в особенности тех, которые существенно меняются в процессе изменений климата. Второе требование — модель должна реалистически учитывать все виды притоков тепла, которые заметно влияют на поле температуры, и обеспечивать выполнение закона сохранения энергии. Третье требование — модель должна включать учет основных обратных связей между различными элементами климата.

Первые два требования более или менее очевидны, на третьем из них следует остановиться подробнее.

Устойчивость климата обеспечивается теми обратными связями между его элементами, которые можно назвать отрицательными (Inadvertent Climate Modification, 1971). Эти обратные связи способствуют уменьшению аномалий метеорологических элементов и приближению значений этих элементов к их климатическим нормам. Пример отрицательной обратной связи — зависимость длинноволнового излучения от температуры земной поверхности. При повышении температуры длинноволновое излучение увеличивается, что соответствует росту расхода тепловой энергии и способствует понижению температуры.

Для изменений климата большое значение имеют положительные обратные связи, которые способствуют увеличению аномалий метеорологических элементов и в результате этого уменьшают устойчивость климата.

К числу положительных обратных связей относится упомянутая в первой главе зависимость абсолютной влажности воздуха от его температуры. При повышении температуры обычно возрастает испарение с водной или влажной поверхности, что приводит к сравнительному постоянству относительной влажности воздуха в большинстве климатических областей (кроме сухих континентальных районов). В таких условиях абсолютная влажность воздуха при росте температуры увеличивается, что подтверждается многочисленными эмпирическими данными.

Так как эффективное длинноволновое излучение при повышении абсолютной влажности уменьшается, то рост абсолютной влажности способствует дальнейшему повышению температуры. Очевидно, что в численных моделях термического режима, используемых для изучения изменений климата, необходим учет этой обратной связи.

Большую роль в закономерностях изменений термического режима атмосферы играет другая положительная обратная связь, которая является следствием влияния снежных и ледяных покровов на величину альбедо земной поверхности.

Впервые влияние снежного покрова на климатические условия было исследовано в работах А. И. Воейкова (1884 и др.), который установил, что снежный покров способствует понижению температуры воздуха над его поверхностью. В дальнейшем Брукс (Brooks, 1950) пришел к выводу о том, что ледяной покров из-за его высокого альбедо существенно снижает температуру воздуха, в результате чего при образовании или разрушении льдов изменения климата значительно усиливаются.

По материалам экспедиционных исследований в Арктике и Антарктике, а также по данным спутниковых наблюдений можно оценить значения альбедо земной поверхности

и системы Земля—атмосфера в высоких широтах и сравнить эти значения с альбедо в районах без снежного и ледяного покровов.

Имеющиеся материалы позволяют заключить, что в летние месяцы альбедо поверхности льдов в Центральной Арктике составляет примерно 0,70, тогда как в Антарктиде оно примерно равно 0,80—0,85.

Принимая во внимание значение среднего альбедо земной поверхности для районов, свободных от снега и льда, которое не превосходит 0,15, можно заключить, что снежный и ледяной покровы при прочих равных условиях в несколько раз уменьшают радиацию, поглощенную на земной поверхности.

Большое влияние снег и лед оказывают также на альбедо системы Земля—атмосфера. По данным спутниковых наблюдений (Raschke e. a. 1968, 1973), альбедо системы летом в Центральной Арктике и Антарктике составляет около 0,60, что примерно вдвое больше найденного в указанных работах значения альбедо для планеты в целом.

Очевидно, что такие большие различия в величинах альбедо должны оказывать значительное влияние на термический режим атмосферы. Если в результате снижения температуры воздуха на земной поверхности образуется покров снега и льда, происходит резкое уменьшение поглощенной радиации, что должно способствовать дальнейшему снижению температуры воздуха и увеличению площади снежного и ледяного покровов. Обратный результат будет иметь место при повышении температуры, если это повышение приводит к таянию снега и льда.

Учет данной обратной связи в численной модели термического режима атмосферы показал, что она оказывает очень большое влияние на распределение температуры воздуха у земной поверхности (Будыко, 1968). Для оценки этого влияния можно привести простой пример, показывающий, как изменится средняя глобальная температура воздуха, если поверхность Земли при отсутствии облаков будет полностью закрыта снегом и льдом (Будыко, 1962а, 1971).

Представим себе гипотетический случай Земли, поверхность которой при отсутствии облаков полностью закрыта покровом из снега и льда. В таких случаях альбедо Земли заметно возрастает по сравнению с существующим сейчас значением, что скажется на температуре воздуха. Эффективная температура Земли, соответствующая ее длинноволновому излучению, пропорциональна $\sqrt[4]{1 - \alpha_s}$ (α_s — альбедо). Поэтому абсолютная величина эффективной температуры при изменении альбедо от значения α'_s до α''_s изменится как $\sqrt[4]{\frac{1 - \alpha''_s}{1 - \alpha'_s}}$. Считая существ-

вующее альbedo Земли равным 0,33, а альbedo сухого снежного покрова 0,80, получим, что для Земли, покрытой снегом, средняя эффективная температура должна снизиться примерно на 75 °С.

Не исключено, что снижение средней температуры воздуха вблизи оледенелой поверхности Земли будет больше указанной величины. Во-первых, по данным спутниковых наблюдений, существующее альbedo Земли оказалось несколько меньше значения, принятого в этом расчете, что увеличивает значение снижения температуры при оледенении Земли. Во-вторых, в настоящее время средняя температура нижних слоев воздуха существенно повышается почти на всей поверхности Земли из-за влияния парникового эффекта, связанного с поглощением длинноволнового излучения водяным паром и углекислотой атмосферы. При очень низких температурах этот эффект не имеет существенного значения, становится также невозможным образование плотных облаков, заметно меняющих радиационные потоки. В этих условиях атмосфера становится более или менее прозрачной как для коротковолновой, так и для длинноволновой радиации.

Средняя температура поверхности Земли при прозрачной атмосфере определяется приближенно формулой $\sqrt[4]{\frac{S_0(1-\alpha_s)}{4\sigma}}$,

где S_0 — солнечная постоянная, σ — постоянная Стефана. Из этой формулы следует, что при $\alpha_s=0,80$ средняя температура Земли равна 186 К, или —87 °С.

Таким образом, если хотя бы на короткий период снег или лед закрыл всю поверхность Земли, то ее средняя температура (равная сейчас 15 °С) могла бы снизиться примерно на 100 °С. Эта оценка показывает, какое громадное влияние снежный покров может оказать на термический режим.

В работах автора (Будыко, 1961, 1962а, 1971 и др.) была сделана попытка оценить влияние морских полярных льдов на термический режим Арктики. При использовании данных по тепловому балансу центральных районов Северного Ледовитого океана и приближенных соотношений полуэмпирической теории климата было установлено, что полярные льды снижают среднюю температуру воздуха в Центральной Арктике летом на несколько градусов, зимой примерно на 20 °С.

В связи с этим был получен вывод о том, что в Северном Ледовитом океане в современную эпоху может существовать безледный режим, хотя такой режим был бы очень неустойчив и мог бы при сравнительно небольшом колебании климата смениться восстановлением ледяного покрова. Заключение

о возможности существования безледного режима в Арктике было сделано также в работах Л. Р. Ракиповой (1962, 1966), Донна и Шоу (Donn, Shaw, 1966) и Флетчера (Fletcher, 1966).

Таким образом, постоянный ледяной покров, занимающий даже сравнительно небольшую часть поверхности земного шара, оказывает существенное влияние на термический режим атмосферы, что делает необходимым принять во внимание это влияние в исследованиях изменений климата.

Полуэмпирическая модель термического режима. При наличии многих выдающихся достижений, полученных в исследованиях по общей теории климата, трудности использования разработанных в этих теориях моделей для изучения изменений климата до сих пор полностью не преодолены. Это связано с тем, что такие модели обычно не обеспечивают выполнения перечисленных выше требований, которым должна удовлетворять реалистическая теория изменений климата. Наряду с этим, как указал Смагоринский (Smagorinsky, 1974), для расчетов изменений климатических условий по моделям общей теории климата на электронных вычислительных машинах требуются громадные затраты времени, часто превосходящие возможности вычислительных центров, обеспеченных наиболее быстродействующими машинами. В связи с этим Смагоринский отметил необходимость разработки способов параметризации процессов циркуляции в атмосфере и океанах с целью описания крупномасштабных возмущений в этой циркуляции статистически по аналогии с обычным методом исследования мелко-масштабных турбулентных процессов. Такая идея использовалась в ряде работ по теории климата, в которых переносы тепла и влаги в атмосфере часто рассматривались как макротурбулентные процессы.

Принимая во внимание трудности использования более общих теорий климата в изучении его изменений, в нескольких работах была сделана попытка применить для этой цели полуэмпирические модели, в которых ценой сильной схематизации крупномасштабных атмосферных процессов, ограничения поставленных задач и привлечения эмпирических связей можно выполнить указанные выше требования.

К этому направлению исследований принадлежит разработанная для исследования изменений климата полуэмпирическая модель термического режима атмосферы (Будыко, 1968), которая основана на следующих соображениях.

При отсутствии атмосферы средняя температура земной поверхности будет определяться условиями радиационного равновесия, т. е. длинноволновое излучение поверхности Земли будет

равно поглощенной радиации. Представим это условие в виде соотношения

$$\delta \sigma T^4 = \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha_s), \quad (3.4)$$

где δ — коэффициент, который характеризует отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела; σ — постоянная Стефана; T — температура поверхности; S_0 — солнечная постоянная; α_s — среднее альбедо Земли.

Считая $\delta = 0,95$, $\sigma = 8,14 \cdot 10^{-11}$ кал/(см²·мин), $S_0 = 1,95$ кал/(см²·мин), найдем из (3.4), что для $\alpha_s = 0,33$ средняя температура Земли равна 255 К, или -18°C . Примем во внимание, что средняя температура воздуха у земной поверхности, по данным наблюдений, приближенно равна 15°C . Таким образом, при том же значении альбедо атмосфера повышает среднюю температуру воздуха у земной поверхности приблизительно на 33°C . Это повышение температуры связано с парниковым эффектом, т. е. с большей прозрачностью атмосферы для коротковолновой радиации по сравнению с длинноволновой.

Следует отметить, что такая оценка имеет условный характер — при отсутствии атмосферы планетарное альбедо не может быть равно существующему значению, которое принято равным 0,33.

В современных условиях среднее альбедо земной поверхности равно 0,14; можно думать, что до возникновения атмосферы альбедо Земли было меньше этого значения и, возможно, мало отличалось от альбедо Луны, которое равно 0,07. При последнем значении альбедо средняя температура земной поверхности была бы примерно равна 3°C .

Для того чтобы оценить влияние притока солнечной радиации и альбедо на среднюю температуру у земной поверхности в реальных условиях, нужно знать зависимость длинноволнового излучения на внешней границе атмосферы от распределения температуры. Такого рода зависимость может быть установлена двумя путями.

Первый из них связан с построением теоретической модели вертикального распределения радиационных потоков, температуры и влажности воздуха. Другой метод установления зависимости излучения на внешней границе атмосферы от температуры основан на сопоставлении данных по длинноволновому излучению, полученных в результате наблюдений или расчетов, с влияющими на него факторами. Такой метод был применен в работе автора (Будыко, 1968), в которой для этой цели были использованы результаты расчетов средних месячных значений уходящего излучения, выполненных К. Я. Винниковым (1965).

при подготовке карт «Атласа теплового баланса земного шара» (1963). Эти материалы включили данные об уходящем излучении для 260 пунктов, равномерно расположенных на суше и океанах земного шара.

Сопоставив эти данные с различными элементами метеорологического режима, удалось установить, что средние месячные значения уходящего излучения в основном зависят от температуры воздуха вблизи земной поверхности и от облачности. Эта зависимость была выражена в виде эмпирической формулы

$$I_s = a + bT - (a_1 + b_1T)n \quad (3.5)$$

(I_s — уходящее излучение в ккал/(см²·мес), T — температура воздуха в градусах Цельсия, n — облачность в долях единицы), значения размерных коэффициентов которой равны: $a = 14,0$; $b = 0,14$; $a_1 = 3,0$; $b_1 = 0,10$.

Среднее отклонение значений уходящего излучения по данным для каждого месяца от результатов расчета по формуле (3.5) оказалось весьма небольшим — менее 5 %, что подтверждает вывод о сравнительно малом влиянии на уходящее излучение всех других факторов, включая особенности вертикального распределения температуры.

Следует указать, что такой вывод получен для значений уходящего излучения, осредненных за большие периоды времени и относящихся к значительным по площади географическим районам. Физическое объяснение указанного вывода заключается в том, что уходящее излучение в основном формируется в тропосфере, где отклонения температуры от ее среднего вертикального распределения обычно невелики по сравнению с пространственной изменчивостью температуры или с ее изменениями в годовом ходе.

Отметим, что в формуле (3.5), построенной по эмпирическим данным, в неявном виде учтена обратная связь между изменениями излучения, абсолютной влажности и температуры, о которой говорилось выше.

Формулу (3.5) можно сопоставить с результатами нескольких теоретических исследований, из которых особого внимания заслуживает работа Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1967). В этой работе была установлена зависимость уходящего излучения от температуры и облачности при радиационно-конвективном равновесии атмосферы. Такая зависимость была представлена в виде графика, линии которого приблизительно соответствуют формуле (при той же размерности ее членов)

$$I_s = 14 + 0,14T - 1,6n. \quad (3.6)$$

Видно, что полученные независимыми методами формулы (3.5) и (3.6) совпадают для условий отсутствия облачности.

Впоследствии из материалов спутниковых наблюдений за уходящим длинноволновым излучением были найдены зависимости, сходные с формулами (3.5) и (3.6). Более подробно об этих зависимостях говорится ниже.

Для проверки формул, связывающих уходящее излучение с метеорологическими факторами, следует использовать условие равенства уходящего излучения для всего земного шара количеству поглощенной радиации:

$$Q_{sp}(1 - \alpha_{sp}) = I_{sp}, \quad (3.7)$$

где величины Q_{sp} , α_{sp} и I_{sp} относятся к планете в целом.

Учитывая, что среднее для земного шара значение Q_{sp} равно 20,8 ккал/(см²·мес), средняя температура на уровне земной поверхности 15°C, средняя облачность 0,50, найдем, что при применении формулы (3.5) условие (3.7) выполняется при $\alpha_{sp} = 0,33$. Такое значение планетарного альбедо мало отличается от оценок, полученных независимыми методами в ряде современных исследований, что подтверждает корректность формулы (3.5).

Из изложенных выше соображений о влиянии снежного и ледяного покровов на термический режим следует, что уравнения (3.5) и (3.7) имеют по крайней мере еще одно решение, кроме приведенного здесь.

Предположим, что при низких отрицательных температурах в приземном слое воздуха на всех широтах земной шар будет полностью покрыт снегом и льдом и что глобальное альбедо системы Земля—атмосфера в этом случае будет примерно соответствовать альбедо центральных областей Антарктики, т. е. 0,6—0,7. Из (3.5) и (3.7) следует, что в этом случае средняя планетарная температура у земной поверхности будет колебаться от —47°C (при более низком значении альбедо) до —70°C (при более высоком значении альбедо). При таких значениях средней глобальной температуры полное оледенение Земли является неизбежным, что подтверждает высказанную выше точку зрения о неоднозначном соответствии современных климатических условий внешним климатообразующим факторам. Более подробно этот вопрос рассмотрен ниже.

В отдельных широтных зонах Земли на термический режим существенно влияет горизонтальное перераспределение тепла в атмосфере и гидросфере. Проблема количественного учета влияния горизонтального перераспределения тепла на термический режим атмосферы является очень сложной. Результаты ее разработки в исследованиях по теории климата показали, что для правильного моделирования термического режима необходимо принять во внимание все формы горизонтального переноса тепла в атмосфере и гидросфере, сравнимого с величиной

поглощенной солнечной радиации. К их числу относятся перенос тепла упорядоченными движениями и макротурбулентностью в атмосфере и гидросфере и перераспределение тепла из-за фазовых преобразований воды. Так как точный учет всех названных форм переноса тепла в существующих теоретических схемах еще не достигнут, то достоверно определить характеристики горизонтального перераспределения тепла в географической оболочке Земли методами динамической метеорологии затруднительно. Для решения этой задачи можно использовать материалы о составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера.

Уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера имеет форму

$$Q_s(1 - \alpha_s) - I_s = C + B_s, \quad (3.8)$$

где C равно $F_s + L(E - r)$, т. е. сумме притоков тепла, обусловленных горизонтальными движениями в атмосфере и гидросфере.

Для средних годовых условий член B_s , характеризующий накопление или потерю тепла за рассматриваемый период времени, равен нулю и приток тепла C равен величине радиационного баланса системы Земля—атмосфера. Так как величины этого баланса могут быть определены либо по данным наблюдений, либо расчетными методами, то очевидно, что одновременно можно найти и значения горизонтального перераспределения тепла.

Можно предположить, что значения члена C определенным образом связаны с горизонтальным распределением средней температуры тропосферы. Принимая во внимание, что отклонения температуры воздуха от средних вертикальных распределений в тропосфере малы по сравнению с географической изменчивостью температуры, можно думать, что средняя температура воздуха в тропосфере тесно связана с температурой на уровне земной поверхности. Такое предположение подтверждается при сопоставлении средних месячных температур на уровне земной поверхности и на поверхности 500 мбар для различных географических районов и различных времен года (Каган, Винников, 1970).

Таким образом, есть основания предполагать наличие зависимости между горизонтальным переносом тепла и распределением температуры у земной поверхности.

Принимая во внимание, что меридиональный перенос тепла осуществляется в форме передачи тепла от более теплых районов к более холодным, можно считать величину C зависящей от $T - T_p$, где T — средняя температура на данной широте, T_p — средняя планетарная температура нижнего слоя воздуха.

Сходное предположение было использовано в работах Эрика (Örik, 1953 и др.) и Соьера (Sawyer, 1963, 1967).

В первом исследовании (Будыко, 1968) для изучения этой зависимости были использованы материалы расчетов величин радиационного баланса системы Земля—атмосфера, которые для средних годовых условий равны значениям S . В указанном исследовании был получен вывод о том, что средние для широтных зон значения R_s пропорциональны разностям $T - T_p$, т. е. что

$$Q_s(1 - a_s) - I_s = \beta(T - T_p), \quad (3.9)$$

где $\beta = 0,235$ ккал/(см²·мес·°C).

Наличие подобной зависимости упрощает учет меридионального перераспределения тепла в модели термического режима.

Из (3.5) и (3.9) найдем, что

$$T = \frac{Q_s(1 - a_s) - a + a_1n + \beta T_p}{\beta + b - b_1n}. \quad (3.10)$$

При помощи этой формулы можно рассчитать средние годовые температуры на различных широтах.

Определение параметров модели. Результаты расчетов термического режима атмосферы существенно зависят от принятых значений альбедо системы Земля—атмосфера. В упомянутом выше исследовании были использованы два значения альбедо: для области, свободной от ледяного покрова, 0,32, для области арктических полярных льдов 0,62 (Будыко, 1968). Предполагалось, что в случае изменения площади полярных льдов альбедо в зоне льдов останется постоянным. При обсуждении этой гипотезы было отмечено, что альбедо системы Земля—атмосфера зависит от угла падения солнечных лучей, уменьшаясь при возрастании этого угла. Такая зависимость, однако, является сравнительно слабой для случаев больших значений альбедо, характерных для районов с ледяным покровом. Наряду с этим при увеличении площади зоны льдов возникает тенденция к увеличению альбедо из-за изменения климатических условий в зоне льдов. Было высказано предположение, что эти факторы более или менее компенсируются, в связи с чем можно ограничиться учетом среднего значения альбедо для зоны ледяного покрова независимо от ее размеров (Будыко, 1969а).

Фактические значения альбедо различных широтных зон, полученные Эллисом и Вондер Хааром (Ellis, Vonder Haar, 1976) по данным спутниковых наблюдений, представлены на рис. 3.8, где кривые 1 и 2 характеризуют значения альбедо для северного и южного полушарий. Интервалы широт, обозначенные на рисунке $\Delta\varphi_c$ и $\Delta\varphi_{\text{ю}}$, соответствуют областям

перехода от безледной зоны к зоне со сплошным ледяным покровом в каждом из полушарий.

Как видно из рисунка, среднее альbedo для зоны антарктического ледяного покрова, занимающего гораздо большую площадь, чем ледяной покров Арктики, больше среднего альbedo зоны арктических льдов. Это показывает, что в данном случае влияние высоты Солнца на величину альbedo с избытком компенсируется влиянием изменения климатических условий над ледяным покровом.

Использование представленных на рисунке данных об альbedo в расчете современного распределения температуры не

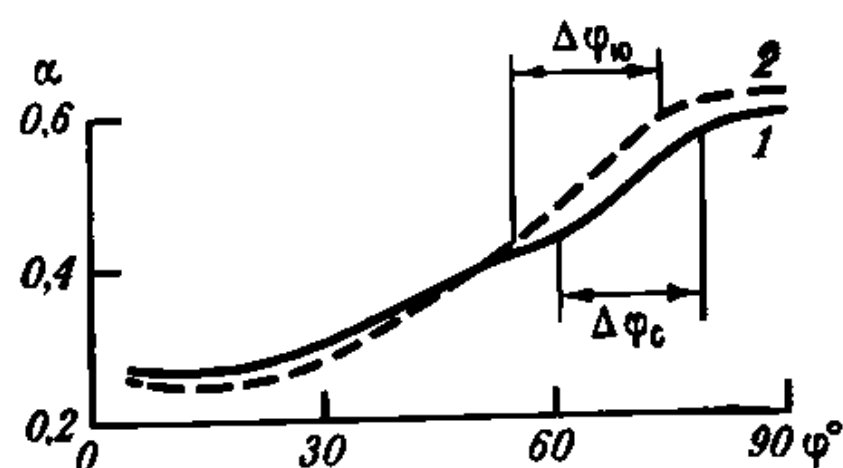


Рис. 3.8. Зависимость альbedo от широты.

представляет трудностей. Для оценки значений альbedo при изменении площади льдов можно принять во внимание связь значений альbedo с положением льдов, которая выясняется из этих данных. В обоих полушариях при значительном различии в площади полярных льдов и в характеристике оледенений значения альbedo в зоне постоянного ледяного покрова близки к 0,6 (в южном полушарии немного больше этого значения, в северном полушарии немного меньше). В переходных зонах, где ледяной покров занимает только часть пространства, альbedo уменьшается при удалении от полюса. Эти зоны охватывают в каждом из полушарий около 20° широты.

Можно предположить, что при изменении площади льдов альbedo системы Земля—атмосфера будет составлять 0,6 в зоне сплошных льдов, граница которой находится на расстоянии 10° по направлению к полюсу от средней границы ледяного покрова, определенной по его площади.

В переходных зонах, которые простираются на 20° широты, альbedo можно определить интерполяцией между значениями для зоны сплошных льдов и значением на внутренней границе переходной зоны при предположении, что в безледной зоне альbedo не изменяется.

Для обоснования параметризации альbedo при переменной площади льдов нужно остановиться на зависимости средних широтных значений альbedo от облачности. В работе Сесса (Cess, 1976) приведены данные о существенном увеличении альbedo облаков с ростом широты из-за уменьшения зенитного угла Солнца, в связи с чем возникает вопрос, в какой мере увеличение альbedo в высоких широтах зависит от наличия ледя-

ного покрова и в какой мере от условий отражения солнечной радиации на верхней поверхности облаков. При обсуждении этого вопроса следует иметь в виду, что над достаточно крупными полярными ледяными покровами в высоких широтах возникают устойчивые области высокого давления с низкой температурой и низкой влажностью воздуха, в которых облачность, как правило, невелика. Примерами такого типа климатических условий являются центральная часть Антарктиды в наше время и области распространения четвертичных оледенений в прошлом. В связи с этим можно думать, что при перемещении льдов в более низкие широты уменьшение среднего альбедо зоны сплошного ледяного покрова маловероятно. Возможно, что для «белой Земли» с очень низкими температурами на всех широтах атмосфера была бы практически прозрачной для радиации, в связи с чем альбедо Земли приближалось бы к очень высокому значению альбедо чистой снежной поверхности (Будыко, 1974).

При расчетах широтного распределения альбедо необходимо учитывать положение средней границы постоянного ледяного покрова, которая зависит от термических условий. Так как температура земной поверхности обычно мало отличается от температуры нижнего слоя воздуха, можно предположить, что при отсутствии годового хода температуры граница постоянного снежно-ледяного покрова совпадает на континентах с изотермой 0°C . Это предположение можно сопоставить с данными расчета температуры на границе постоянного снежно-ледяного покрова для различных широт северного полушария, выполненного по материалам о высоте снежной линии в горах на этих широтах с учетом средних значений вертикальных градиентов температуры. Результаты такого расчета представлены на рис. 3.9. Как видно из этого рисунка, указанная температура действительно приближается к нулю в экваториальной зоне. Наряду с этим в более высоких широтах, где имеет место значительное изменение температуры в годовом ходе, граница снежно-ледяного покрова соответствует отрицательной средней годовой температуре воздуха, которая в северном полушарии достигает

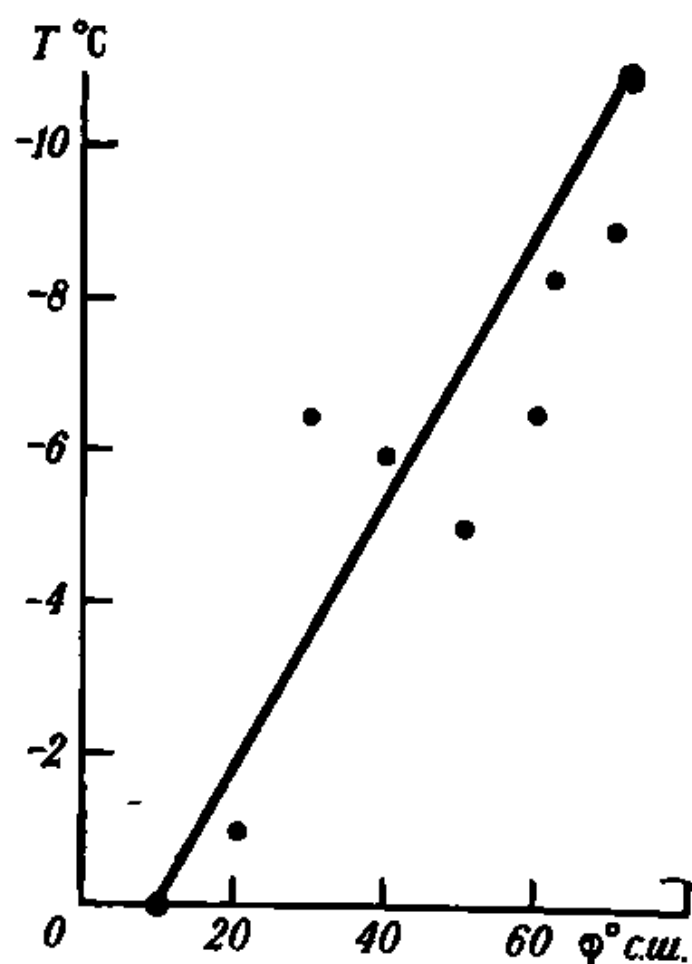


Рис. 3.9. Зависимость температуры на границе снежно-ледяного покрова от широты.

—11 °С. Примерно такое же значение средней годовой температуры наблюдается на границе постоянного ледяного покрова в высоких широтах океанов.

Так как над поверхностью ледяного покрова преобладают условия континентального климата, можно допустить, что средняя годовая температура воздуха на границе ледяного покрова в различных широтных зонах соответствует аналогичной

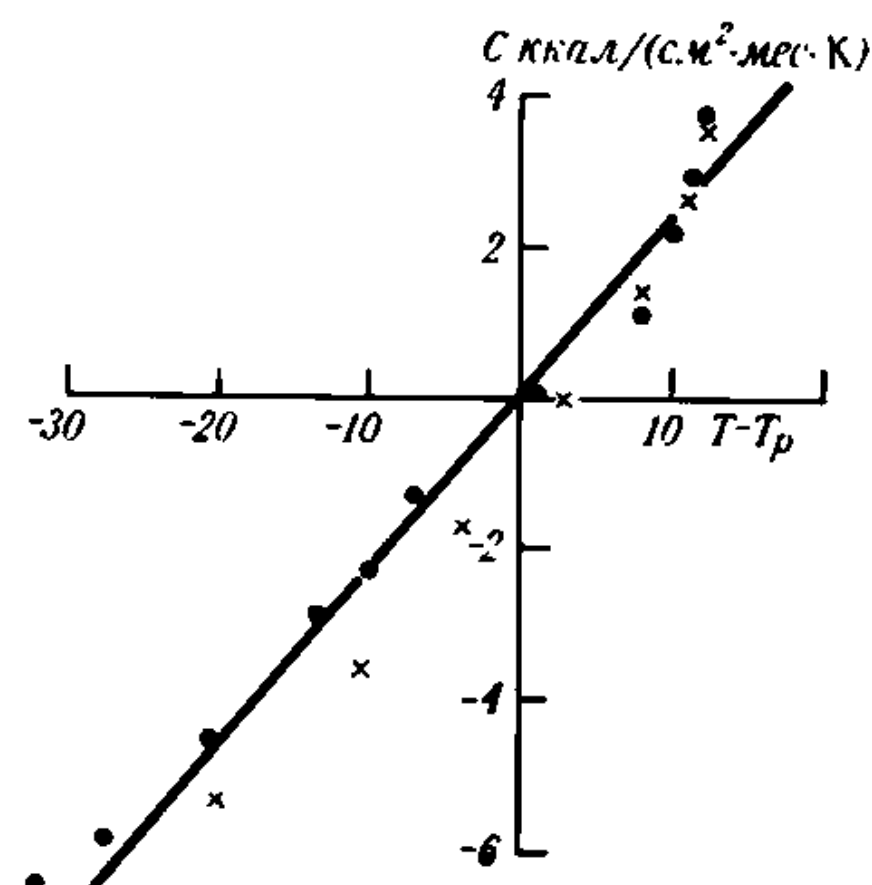


Рис. 3.10. Зависимость меридионального распределения тепла от разности средней широтной и средней планетарной температур.

температуре для снежной линии на континентах, представленной на рис. 3.9.

Коэффициенты эмпирической формулы для определения длинноволнового излучения (3.5) были первоначально определены по данным приближенного расчета средних месячных значений уходящего излучения в различных географических районах. В дальнейшем оказалось возможным определить эти коэффициенты по материалам спутниковых наблюдений за уходящим излучением (Cess, 1976). Аналогичный расчет был выполнен И. М. Беевой и К. Я. Винниковым, которые использовали более точные данные об облачности для различных зон по

сравнению с работой Сесса. Учитывая результаты этого расчета, можно представить формулу (3.5) в виде

$$I = 16,2 + 0,106T - 4,75n \quad (3.11)$$

(I — в ккал/(см²·мес), T — в градусах Цельсия, n — облачность, выраженная в долях единицы). Хотя коэффициенты этой формулы несколько различаются для северного и южного полушарий, это различие не очень велико, в связи с чем в формуле (3.11) использованы средние значения коэффициентов для земного шара в целом.

Коэффициент β был вычислен по данным о связи между разностью температур для отдельных широтных зон и Земли в целом ($T - T_p$) и величиной меридионального перераспределения тепла C , которая для средних годовых условий равна радиационному балансу системы Земля—атмосфера, известному по материалам спутниковых наблюдений. Соответствующая зависимость по данным расчета величины C при использовании

формулы (3.11) представлена на рис. 3.10, где точки характеризуют значения для всех десятиградусных широтных зон, кроме области антарктического ледяного покрова, высоко поднимающегося над уровнем моря. Как видно из этого графика, гипотеза о пропорциональности значений C значениям $T - T_p$ хорошо подтверждается эмпирическими данными, причем коэффициент β оказывается равным $0,232 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год} \cdot ^\circ\text{C})$, что почти точно совпадает с величиной, полученной в первом исследовании (Будыко, 1968).

Используя приведенные здесь значения параметров, можно рассчитать распределение средних температур воздуха на различных широтах. Результаты такого расчета представлены на рис. 3.11 кривой 1. Сравнивая эти результаты с эмпирическими данными (кривая 2), можно найти, что среднее отклонение измеренных и рассчитанных температур воздуха составляет $1,2^\circ\text{C}$. Эта величина мала по сравнению с интервалом изменений средних широтных температур воздуха, что указывает на удовлетворительное описание условий реального климата применяемой моделью.

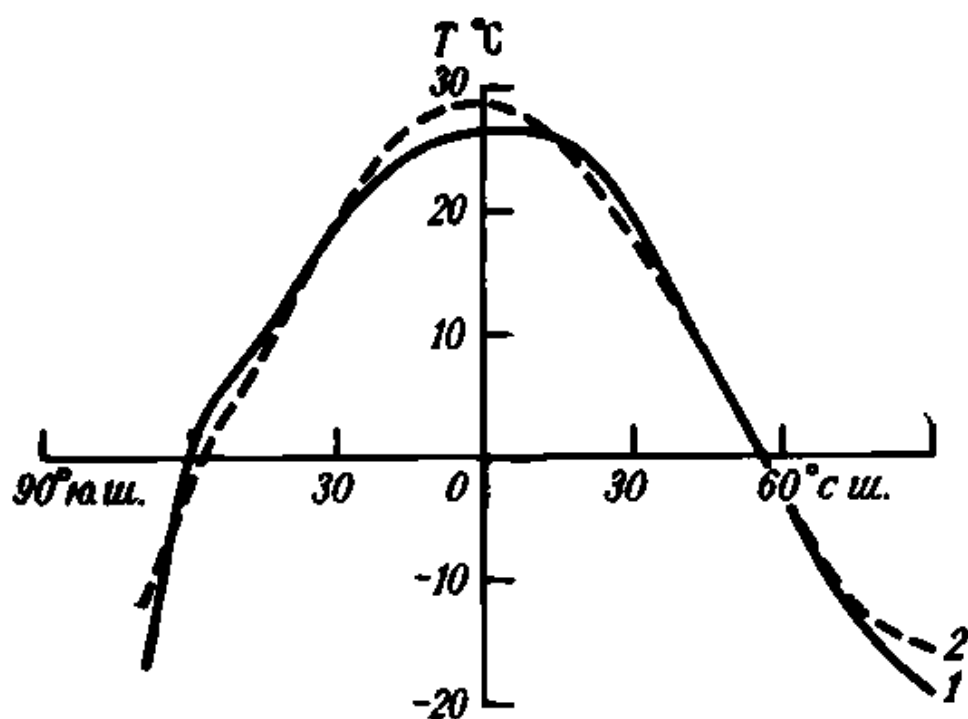


Рис. 3.11. Распределение средней широтной температуры.

На рис. 3.11 не приведены значения средней температуры воздуха земной поверхности в центральных областях Антарктиды, где эта температура значительно ниже по сравнению с результатами расчета по данной модели термического режима. Причина такого различия объясняется большими высотами центральных антарктических областей над уровнем моря и отсутствием в этой зоне переноса тепла океаническими течениями.

Модель для различных сезонов. Для изучения термического режима атмосферы в различные сезоны изложенную выше модель следует изменить, приняв во внимание несколько дополнительных факторов. Такая более общая модель была предложена в работе М. И. Будыко, М. А. Васищевой (1971), в которой уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера использовано в форме

$$Q_{\text{ст}}(1 - \alpha_{\text{ст}}) - I_{\text{ст}} = C_{\text{т}} + B_{\text{с}}, \quad (3.12)$$

$$Q_{\text{сх}}(1 - \alpha_{\text{сх}}) - I_{\text{сх}} = C_{\text{х}} - B_{\text{с}}, \quad (3.13)$$

где B_s — приход и расход тепла из-за охлаждения или нагревания системы Земля—атмосфера, которые определяются в основном процессом охлаждения или нагревания океана. Здесь и ниже величины, относящиеся к теплomu или холодному полугодиям, обозначены индексами «т» и «х» соответственно.

Для определения членов I_s и C были использованы формулы (3.5), (3.8) и (3.9) с включением в последнюю из них дополнительного члена, характеризующего изменения теплосодержания в системе Земля—атмосфера.

Возможность применения в данном случае формулы (3.9) вытекает из сопоставления величин меридионального перераспределения тепла для отдельных сезонов, найденных по данным о тепловом балансе системы Земля—атмосфера, с соответствующими разностями температур воздуха у земной поверхности. В результате такого сопоставления было установлено, что зависимость $C = \beta(T - T_p)$ выполняется и для отдельных сезонов, причем коэффициент пропорциональности β немного возрастает для холодного полугодия и уменьшается для теплого. Значение этого коэффициента для южного полушария в теплое время года совпало с аналогичным значением для северного полушария, а в холодном полугодии оказалось большим по сравнению с этим коэффициентом для северного полушария.

Величину B_s можно найти при помощи соотношения

$$B_s = s\gamma (T_{wt} - T_{wx}), \quad (3.14)$$

где s — отношение площади океанов в данной широтной зоне к общей площади широтной зоны, γ — размерный коэффициент, T_{wt} и T_{wx} — средняя широтная температура поверхности океанических вод для теплого и холодного полугодий.

Для вычисления температуры поверхности океанов было использовано уравнение теплового баланса поверхности океана в форме

$$R_{wt} = LE_t + P_t + \frac{B_s}{s}, \quad (3.15)$$

$$B_{wx} = LE_x + P_x - \frac{B_s}{s} + F_0, \quad (3.16)$$

где R_w — радиационный баланс поверхности океанов, LE — затрата тепла на испарение, P — турбулентный поток тепла между поверхностью океана и атмосферой, F_0 — перенос тепла морскими течениями, который, как показывают эмпирические данные, имеет значение главным образом в холодное время года, когда его абсолютная величина сравнима с величиной радиационного баланса.

Для определения величин LE , P и F_0 использованы приближенные соотношения

$$LE = fT_w, \quad (3.17)$$

$$P = c(T_w - T), \quad (3.18)$$

$$F_0 = \beta'(T_x - T_p), \quad (3.19)$$

где T_w — температура поверхности океанических вод в градусах Цельсия, T_x — температура воздуха для холодного полугодия.

Приближенные формулы (3.14), (3.17) и (3.18) получены в результате упрощения уравнений, описывающих процессы теплообмена в верхних слоях океана и на его поверхности. Формула (3.19) найдена методом, аналогичным использованному при получении формулы $C = \beta(T - T_p)$.

При выводе равенства (3.17) была использована следующая схематизация. Известная формула для испарения

$$E = A(v)(q_w - q) \quad (3.20)$$

(q_w — удельная влажность воздуха, равная ее насыщающему значению при температуре поверхности океана; q — удельная влажность воздуха; $A(v)$ — коэффициент, зависящий от скорости ветра) для приближенных расчетов была несколько упрощена. Если пренебречь зависимостью коэффициента A от скорости ветра v и отклонениями q/q_w от среднего значения, то, используя соотношение между насыщающими значениями влажности и температурой, можно получить приближенное соотношение (3.17).

Схематизация перечисленных формул оправдана тем, что в расчете используются только средние широтные и средние для сезонов значения соответствующих членов теплового баланса, а также тем, что результаты расчета распределения температуры, как видно из данных численных экспериментов, сравнительно мало зависят от погрешностей определения указанных составляющих теплового баланса.

Это делает возможным при определении, например, затраты тепла на испарение с поверхности океана пренебречь влиянием на испарение изменений относительной влажности воздуха над океанами и изменений скорости ветра в различных широтных зонах. Такое пренебрежение упрощает методику расчета температуры воздуха и сравнительно мало влияет на точность получаемых результатов.

Численные коэффициенты в приведенных выше формулах при определении величин потоков тепла в ккал/(см²·мес) имеют следующие значения: $\gamma = 3,0$; $f = 0,4$; $\beta_T = 0,22$; $\beta_x = 0,27$ для северного полушария к югу от средней границы арктических льдов, $\beta_x = 0,40$ для южного полушария к северу от средней границы антарктических льдов, $\beta_x = 0,22$ для зон с ледяным

покровом; $\beta' = 0,14$ для северного полушария и $\beta' = 0,20$ для южного полушария; $c = 0,84$.

Из приведенных соотношений можно получить следующие формулы для определения средних широтных температур для северного полушария:

$$T_{\tau} = \frac{Q_{s\tau}(1 - a_{s\tau}) - a + a_1 n_{\tau} + \beta_{\tau} T_{p1} - \frac{\gamma s}{f + c + 2\gamma} (R_{w\tau} - R_{wx} - \beta' T_{p2})}{b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau} + \frac{\gamma s c}{f + c + 2\gamma} - \frac{\gamma s (\beta' - c)(b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_x + \beta_x)}} -$$

$$- \frac{\frac{\gamma s (\beta' - c)}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{s\tau}(1 - a_{s\tau}) + Q_{sx}(1 - a_{sx}) - 2a + a_1 n_{\tau} + a_1 n_x + \beta_{\tau} T_{p1} + \beta_x T_{p2}}{b - b_1 n_x + \beta_x} \right]}{b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau} + \frac{\gamma s c}{f + c + 2\gamma} - \frac{\gamma s (\beta' - c)(b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_x + \beta_x)}}; \quad (3.21)$$

$$T_x = \frac{Q_{sx}(1 - a_{sx}) - a + a_1 n_x + \beta_x T_{p2} + \frac{\gamma s}{f + c + 2\gamma} (R_{w\tau} - R_{wx} + \beta' T_{p2})}{b - b_1 n_x + \beta_x + \frac{\gamma s (c - \beta')}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma s c (b - b_1 n_x + \beta_x)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau})}} +$$

$$+ \frac{\frac{\gamma s c}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{s\tau}(1 - a_{s\tau}) + Q_{sx}(1 - a_{sx}) - 2a + a_1 n_{\tau} + a_1 n_x + \beta_{\tau} T_{p1} + \beta_x T_{p2}}{b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau}} \right]}{b - b_1 n_x + \beta_x + \frac{\gamma s (c - \beta')}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma s c (b - b_1 n_x + \beta_x)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau})}}. \quad (3.22)$$

В этих и последующих формулах индекс « p » при величинах T , Q_s , n , a_s , R , s означает, что величины относятся к планете в целом, индекс «1» при этих величинах — к теплomu полугодию северного полушария и холодному полугодию южного полушария, индекс «2» — к холодному полугодию северного полушария и теплomu полугодию южного полушария.

Формулы (3.21) и (3.22) можно использовать также для расчета средних широтных температур в южном полушарии, счи-

тая в этом случае, что T_{p1} относится к холодному полугодю южного полушария, а T_{p2} — к теплому полугодю того же полушария.

Для зоны с ледяным покровом формулы (3.21) и (3.22) несколько упрощаются. Принимая во внимание, что в этой зоне годовой ход теплосодержания в системе Земля—атмосфера незначителен и меридиональный перенос тепла течениями мал или равен нулю, найдем, что для указанной зоны можно использовать формулы

$$T_{\tau} = \frac{Q_{st}(1 - a_{st}) - a + a_1 n_{\tau} + \beta_{\tau} T_{p1} - lh}{b - b_1 n_{\tau} + \beta_{\tau}}; \quad (3.23)$$

$$T_{\kappa} = \frac{Q_{sx}(1 - a_{sx}) - a + a_1 n_{\kappa} + \beta_{\kappa} T_{p2} + lh}{b - b_1 n_{\kappa} + \beta_{\kappa}}, \quad (3.24)$$

где lh — приход (или расход) тепла в результате охлаждения (или нагревания) ледяного покрова и намерзания (или таяния) льда.

Так как величина lh сравнительно невелика, ограничимся учетом ее среднего для всех широтных зон значения, равного 0,8 ккал/(см² · мес).

Для определения средних планетарных температур используем формулы, которые можно получить из (3.21) и (3.22), принимая во внимание, что для планеты в целом меридиональный теплообмен равен нулю:

$$T_{p1} = \frac{Q_{sp1}(1 - a_{sp1}) - a + a_1 n_{p1} - \frac{\gamma_{sp}}{f + c + 2\gamma} (R_{wp1} - R_{wp2})}{b - b_1 n_{p1} + \frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma_{spc}(b - b_1 n_{p1})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p2})}} + \frac{\frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{sp1}(1 - a_{sp1}) + Q_{sp2}(1 - a_{sp2}) - 2a + a_1 n_{p1} + a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p2}} \right]}{b - b_1 n_{p1} + \frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma_{spc}(b - b_1 n_{p1})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p2})}}; \quad (3.25)$$

$$T_{p2} = \frac{Q_{sp2}(1 - a_{sp2}) - a + a_1 n_{p2} + \frac{\gamma_{sp}}{f + c + 2\gamma} (R_{wp1} - R_{wp2})}{b - b_1 n_{p2} + \frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma_{spc}(b - b_1 n_{p2})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p1})}} + \frac{\frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{sp1}(1 - a_{sp1}) + Q_{sp2}(1 - a_{sp2}) - 2a + a_1 n_{p1} + a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p1}} \right]}{b - b_1 n_{p2} + \frac{\gamma_{spc}}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma_{spc}(b - b_1 n_{p2})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p1})}}. \quad (3.26)$$

Применяя формулы (3.21)—(3.26), можно рассчитать распределение средних широтных температур для каждого полугодия.

В таком расчете было принято, что граница полярных льдов соответствует средней широтной температуре теплого полу-

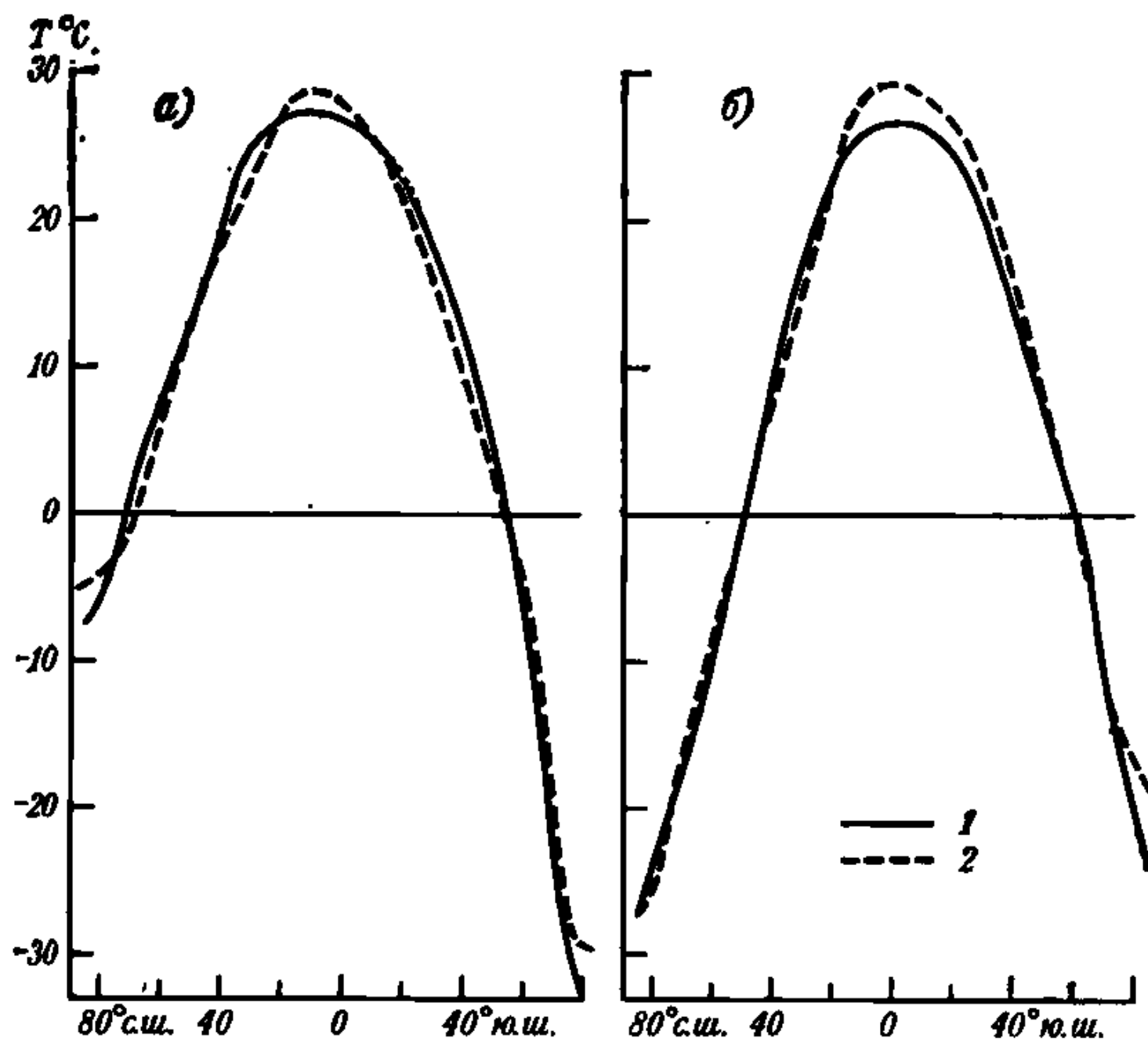


Рис. 3.12. Распределение средних широтных температур для двух сезонов.

а — теплое полугодие северного полушария, б — холодное полугодие северного полушария; 1 — данные наблюдений, 2 — результаты расчетов.

годия, равной -1°C . Для зоны полярных льдов альбедо системы Земля—атмосфера считалось равным 0,62 для северного полушария и 0,72 для южного. Альбедо широтных зон, в которых постоянные снежный и ледяной покровы отсутствуют, определялось по материалам спутниковых наблюдений (Raschke, Möller, Vandeen, 1968; и др.).

При определении суммы радиации, приходящей на внешнюю границу тропосферы, поток радиации, падающей на элемент поверхности, перпендикулярный солнечному лучу (метеорологическая солнечная постоянная), считался равным $1,92 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$. Средние широтные величины радиационного баланса

поверхности океана были взяты из «Атласа теплового баланса земного шара» (1963).

Результаты выполненного расчета представлены на рис. 3.12. Для сравнения на этом рисунке дано распределение средних широтных температур, полученное по данным наблюдений. Как видно, расхождение измеренных и вычисленных температур на различных широтах в большинстве случаев не превосходит $1\text{--}2^\circ\text{C}$.

3.3. Влияние притоков тепла на термический режим

Изменение солнечной постоянной. К числу наиболее общих характеристик процесса изменений климата относится зависимость средней температуры воздуха у земной поверхности от притока тепла. При изучении этой зависимости целесообразно первоначально рассмотреть вопрос о влиянии на среднюю температуру воздуха изменений солнечной постоянной. Оставляя обсуждение вопроса об изменениях астрономической солнечной постоянной до следующей главы, отметим, что и при неизменности этой постоянной колебания климата могут происходить из-за неустойчивости прозрачности стратосферы, что приводит к колебаниям так называемой метеорологической солнечной постоянной, т. е. потока солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу тропосферы.

Для оценки чувствительности термического режима к изменениям притока тепла часто используется параметр ΔT_1 , который соответствует повышению или понижению средней температуры воздуха у земной поверхности при изменении солнечной постоянной на 1 %. В табл. 3.6 приведены данные о значениях величины ΔT_1 , полученные различными методами.

Таблица 3.6

Чувствительность термического режима к изменениям притока тепла (ΔT_1)

Параметризованные модели	Модели общей циркуляции атмосферы	Материалы об изменениях климата	Спутниковые наблюдения за уходящим излучением
МВ 1967 $1,2^\circ\text{C}$ Б 1968 $1,5^\circ\text{C}$ Б 1979 $1,4^\circ\text{C}$	ВМ 1975 $1,5^\circ\text{C}$	Б 1969 $1,1^\circ\text{C}$ Б 1977 $1,2^\circ\text{C}$	Б 1975 $1,1\text{--}1,4^\circ\text{C}$ С 1976 $1,45^\circ\text{C}$

Примечание. Упоминаемые работы обозначены первыми буквами фамилий авторов и годами публикаций (Б — Будыко, МВ — Манабе, Везеролд, ВМ — Везеролд, Манабе, С — Сесс).

Впервые реалистическая оценка чувствительности термического режима к изменениям притока тепла была получена в работе Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1967), где соответствующий расчет был выполнен для земного шара в целом. В этой работе была учтена важная обратная связь между температурой воздуха, абсолютной влажностью и уходящим длинноволновым излучением, что значительно изменило величину ΔT_1 по сравнению с более ранними оценками, при получении которых эта связь не принималась во внимание.

Другой метод оценки величины ΔT_1 можно применить, основываясь на упомянутой выше работе автора (Будыко, 1968), в которой предложена эмпирическая формула, связывающая величину уходящего длинноволнового излучения с температурой воздуха у земной поверхности. Эта формула была включена в численную модель термического режима атмосферы, позволившую учесть влияние на температуру воздуха также ее обратной связи с положением полярных льдов. Так как это влияние существенно главным образом для длительных интервалов времени, оно может не приниматься во внимание в расчетах величин ΔT_1 , относящихся к современным колебаниям климата, длительность которых не превосходит нескольких десятилетий. Найденное в указанной работе значение ΔT_1 равно $1,5^\circ\text{C}$. При уточнении параметров формулы для уходящего излучения по спутниковым данным оно оказалось равным $1,4^\circ\text{C}$ (Будыко, 1979а).

До недавнего времени не был ясен вопрос, в какой мере при оценке чувствительности климата можно пренебречь влиянием обратной связи между температурой воздуха и облачностью, изменения которой приводят к колебаниям количества поглощенной солнечной радиации и уходящего длинноволнового излучения.

Манабе и Везеролд оставили этот вопрос открытым, автор выполнил расчет, показавший малое значение указанной обратной связи для средних глобальных условий (Будыко, 1971).

В этом случае была использована формула для средней температуры Земли

$$T_p = \frac{1}{b - b_1 n} [Q_{sp} (1 - a_{sp}) - a + a_1 n], \quad (3.27)$$

которая следует из (3.5) и (3.7). Эта формула выполняется в пределах реальной изменчивости средних месячных температур на уровне земной поверхности, причем ее точность зависит от точности соотношения (3.5). Следует иметь в виду, что в соответствии со структурой формулы (3.27) точность расчетов температуры при большой облачности (при n , близком к единице) заметно уменьшается по сравнению с расчетами для ма-

лой и средней облачности. Хотя это ограничивает возможности использования формулы (3.27), из нее все же можно сделать некоторые выводы о влиянии облачности на термический режим нижних слоев воздуха.

Для этой цели необходимо принять во внимание зависимость альбедо от облачности. Такая зависимость имеет форму

$$\alpha_s = \alpha_{sn}n + \alpha_{s0}(1 - n), \quad (3.28)$$

где α_{sn} и α_{s0} — альбедо системы Земля—атмосфера при сплошной облачности и при безоблачном небе соответственно.

Из (3.27) и (3.28) следует соотношение

$$T_p = \frac{1}{b - b_1n} \{Q_{sp} [1 - \alpha_{sn}n - \alpha_{s0p}(1 - n)] - a + a_1n\}. \quad (3.29)$$

Считая в соответствии с методикой, использованной при построении карт «Атласа теплового баланса земного шара» (1963),

$$\alpha_{s0p} = 0,66\alpha + 0,10, \quad (3.30)$$

где α — альбедо земной поверхности, найдем среднюю для северного полушария величину α_{s0p} равной 0,20. Тогда из формулы (3.28) получим, что при $\alpha_{sp} = 0,33$ и $n = 0,50$ среднее значение $\alpha_{snp} = 0,46$.

Учитывая найденные здесь значения α_{s0p} и α_{snp} , из формулы (3.29) найдем, что для среднего планетарного значения Q_{sp} влияние облачности на температуру сравнительно невелико и, возможно, лежит в пределах точности расчетов, которая в этом случае не является высокой.

Более детальный анализ влияния облачности на температуру воздуха у земной поверхности содержится в исследовании Шнайдера (Schneider, 1972), из которого следует, что это влияние существенно зависит от высоты верхней границы облаков. Так как связь высоты облаков с температурой воздуха у земной поверхности мало изучена, Шнайдер сделал вывод, что установить знак влияния изменений облачности на температуру воздуха затруднительно.

Отметим, что этот вопрос легче разрешить для отдельных районов и отдельных сезонов, чем для средних глобальных условий. Из формул полуэмпирической теории термического режима атмосферы (Будыко, 1971), из уравнений Шнайдера и ряда численных моделей теории климата следует, что при малых величинах солнечной радиации облака, как правило, повышают температуру у земной поверхности, а при больших — понижают.

Следует иметь в виду, что обратная связь между облачностью и температурой воздуха для средних глобальных

условий будет проявляться при наличии двух зависимостей — температуры воздуха от облачности и облачности от температуры. Остановимся на второй из этих зависимостей.

Сравнение распределения количества облаков с распределением температуры воздуха у земной поверхности показывает, что между этими элементами климата нет простой связи. Наименьшие величины облачности наблюдаются над океанами и континентами как в районах пояса высокого давления, охватывающего значительную часть тропиков и субтропиков, так и на обширных внутриконтинентальных территориях умеренных и высоких широт в холодное время года. Если в первом случае температура воздуха у земной поверхности сравнительно высока, во втором случае она достигает очень низких значений.

Большие величины облачности также могут встречаться как при высоких температурах воздуха (экваториальные районы), так и при сравнительно низких температурах зимы умеренных широт в областях морского климата.

Некоторая зависимость облачности от температуры воздуха проявляется в годовом ходе при большом пространственном осреднении. Как показывают данные Т. Г. Берлянд и Л. А. Строкиной (1975), средняя облачность для северного и южного полушарий изменяется в годовом ходе, достигая максимума в теплое время года. Эти изменения облачности, однако, невелики и составляют всего несколько процентов от ее средней величины.

Таким образом, на основании рассмотренных выше данных трудно сделать определенное заключение о наличии обратной связи между облачностью и температурой воздуха для средних глобальных условий.

В последнее время такая обратная связь была введена в некоторые численные модели теории климата, примером которых является модель, предложенная Полтриджем (Paltridge, 1974). Из уравнений теплового баланса Полтридж получил зависимость средней температуры у поверхности Земли от солнечной постоянной при переменной облачности. Не останавливаясь на различных упрощениях, принятых в модели Полтриджа, отметим недостаточную обоснованность его предположений о возможности рассчитать величину облачности на основе решения уравнения теплового баланса, без учета влияния на облачность влагооборота и атмосферной циркуляции.

Так как число точных уравнений теплового баланса недостаточно для определения дополнительной переменной — облачности, Полтридж добавил к ним балансовое уравнение, не имеющее ясного физического содержания, что позволило выра-

зить обратную связь облачности с температурой в количественной форме.

Используя эти уравнения, Полтридж нашел величину ΔT_1 равной $0,35^\circ\text{C}$, т. е. значительно меньшей, чем для Земли, лишенной атмосферы.

Полтридж установил, что из его модели следует заключение о повышении в январе (когда Земля приближается к Солнцу) средней температуры у земной поверхности (для всей Земли) по сравнению с июлем на 2°C и об увеличении в это время средней облачности на 0,05.

Обращаясь к данным наблюдений, можно установить, что эти выводы не соответствуют действительности. Средняя температура воздуха у поверхности Земли в январе ниже температуры в июле на 3°C , облачность в январе и июле практически одинакова.

Главное значение имеет, однако, проверка не этих частных выводов из модели Полтриджа, а полученной им величины ΔT_1 , которая существенно отличается от приведенных выше оценок для атмосферы при постоянной облачности.

Другой пример попытки учета обратной связи температуры воздуха и облачности содержится в работе Уира и Снелла (Weare, Snell, 1974). В этом исследовании выполнен расчет термического режима для средних глобальных условий в предположении о существовании тонкого облачного слоя, свойства которого, определенные термодинамическими соотношениями, зависят от температуры. Хотя авторы включили в свою модель также обратную связь термического режима с положением снежно-ледяного покрова, которая значительно повышает чувствительность климата к изменениям солнечной постоянной, найденная ими величина ΔT_1 оказалась равной $0,7^\circ\text{C}$, т. е. заметно меньшей, чем в моделях не учитывающих обратную связь температуры воздуха и облачности. Крайне схематичный метод моделирования облачного покрова в работе Уира и Снелла затрудняет оценку реальности полученного ими результата.

Дальнейшее развитие этого исследования содержится в работах Темкина, Уира и Снелла (Temkin, Weare, Snell, 1975), Темкина и Снелла (Temkin, Snell, 1976), Ли и Снелла (Lee, Snell, 1977) и др., которые также содержат учет сильной отрицательной обратной связи между температурой воздуха и облачным покровом, что заметно уменьшает чувствительность термического режима к изменениям притока тепла.

С нашей точки зрения, для выяснения зависимости средней температуры у земной поверхности от притока радиации в условиях реальной атмосферы необходимо использовать эмпирические данные (Будыко, 1975). Для этой цели составим уравнение

теплового баланса для земного шара при солнечной постоянной S :

$$\frac{1}{4} S (1 - \alpha) = I_s, \quad (3.31)$$

а также при $S + \Delta S$:

$$\frac{1}{4} (S + \Delta S)(1 - \alpha - \Delta\alpha) = I_s + \Delta I_s, \quad (3.32)$$

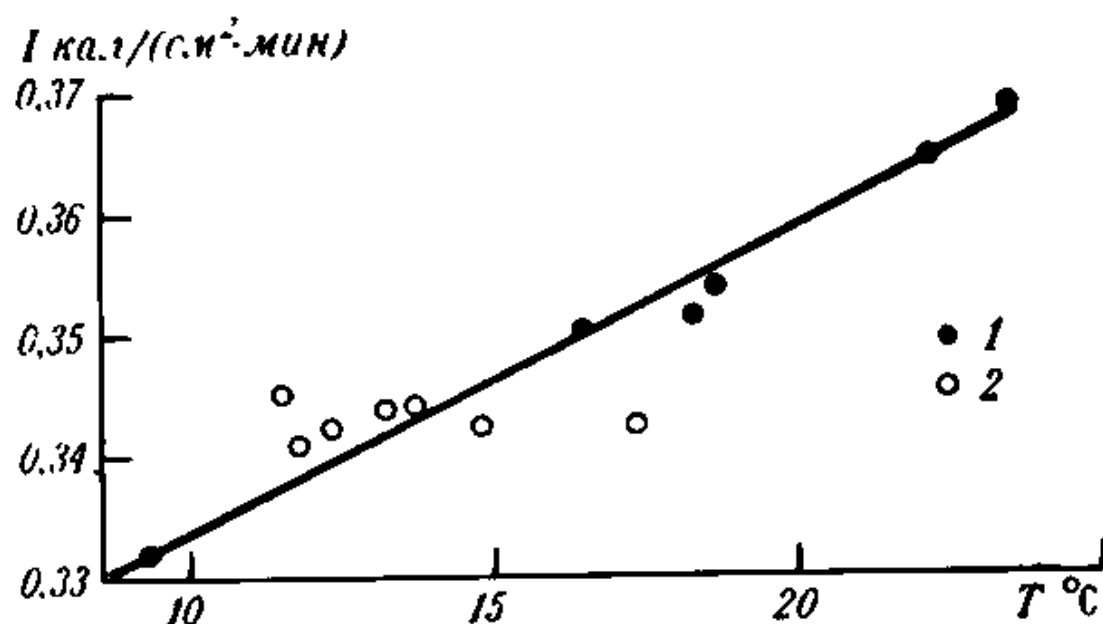


Рис. 3.13. Зависимость уходящего излучения от температуры воздуха.

1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие.

где $\Delta\alpha$ и ΔI_s характеризуют соответствующие изменения альбедо и уходящего излучения.

Из (3.31) и (3.32) найдем

$$\Delta S (1 - \alpha - \Delta\alpha) - S \Delta\alpha = 4 \Delta I_s. \quad (3.33)$$

Будем считать, что в интервале изменений температуры воздуха ΔT $\Delta\alpha = A\Delta T$ и $\Delta I_s = B\Delta T$, а также что $|\Delta\alpha| \ll 1 - \alpha$. В таком случае найдем

$$\frac{\Delta T}{\Delta S} = \frac{1 - \alpha}{SA + 4B}. \quad (3.34)$$

Величину B можно определить по материалам спутниковых наблюдений за уходящим длинноволновым излучением.

На рис. 3.13 представлены данные об уходящем излучении для северного и южного полушарий за различные периоды года, полученные при наблюдениях на спутнике «Нимбус-3» (Raschke e. a., 1973), в зависимости от средней температуры воздуха у земной поверхности для соответствующих периодов. На рисунке видно, что между рассматриваемыми величинами имеется тесная связь, причем эта зависимость близка к линей-

ной, что оправдывает принятую выше гипотезу о связи уходящего излучения с температурой. С помощью данных рассматриваемого рисунка найдем, что $B = 0,0024$ кал/(см²·мин·°С).

Аналогичные материалы спутниковых наблюдений за период 1962—1966 гг. (Vonder Haar, Suomi, 1971) дают почти такое же значение величины B .

Если альbedo системы Земля—атмосфера равно 0,3 и не зависит от температуры воздуха ($A = 0$), из формулы (3.34) при указанной величине B найдем $\Delta T_1 = 1,4^\circ\text{C}$. Это значение хорошо согласуется с приведенными выше оценками, полученными из моделей термического режима атмосферы при постоянной облачности.

Определить величину A по данным спутниковых наблюдений затруднительно. Из материалов наблюдений за 1962—1966 гг. следует вывод об отсутствии связи между альbedo северного и южного полушарий и средней температурой воздуха для отдельных месяцев. Этот вывод, возможно, объясняется недостаточной точностью этих наблюдений.

По данным, полученным на спутнике «Нимбус-3» (Raschke e. a., 1973), обнаруживается некоторая связь между средними значениями альbedo и температуры, однако разброс точек на соответствующем графике слишком велик для точного определения параметра, характеризующего эту сравнительно слабую зависимость.

Наряду с этим зависимость альbedo от температуры воздуха для северного и южного полушарий, найденная по спутниковым данным, может в значительной степени определяться не влиянием температуры на облачность, а годовым ходом радиации в высоких широтах.

Так как летом полярные ледяные покровы отражают значительное количество радиации, это приводит к увеличению альbedo для всего полушария в теплое время года. Этот эффект ограничивает возможность использования данных спутниковых наблюдений для изучения рассматриваемой зависимости.

При оценке влияния температуры на среднее альbedo для полушарий можно использовать материалы о годовом ходе облачности из упомянутой выше работы Т. Г. Берлянд и Л. А. Строкиной (1975), в которой необходимо исправить искаженные опечатками данные о средней облачности для января.

Из формулы (3.28) найдем, что изменение альbedo при колебаниях облачности равно

$$\Delta\alpha = (\alpha_n - \alpha_0) \Delta n. \quad (3.35)$$

Используя эту формулу, можно рассчитать отклонения альbedo северного и южного полушарий для различных месяцев

от средних годовых значений и сопоставить их с отклонениями средней температуры у земной поверхности для каждого полушария от средних годовых значений. Такое сопоставление показывает, что связь между аномалиями облачности и температуры не является тесной. Найденная в результате этого анализа величина A равна $0,00125 \text{ } 1/^{\circ}\text{C}$. Используя это значение коэффициента A , можно по формуле (3.34) рассчитать величину ΔT_1 , которая оказывается равной $1,1^{\circ}\text{C}$.

Следует отметить, что точность определения коэффициента A таким методом невелика. Можно думать, что основной результат в данном случае заключается в выводе, что величина SA заметно меньше, чем $4B$, т. е. что обратная связь облачности с температурой не оказывает большого влияния на зависимость средней для полушария температуры воздуха от притока солнечной радиации.

Вопрос о влиянии изменений облачности на зависимость температуры воздуха от притока тепла изучался в работе Сесса (Cess, 1976), в которой также использовались данные спутниковых наблюдений.

По материалам сводки измерений уходящего излучения (Ellis, Vonder Haar, 1976) Сесс определил эмпирические коэффициенты формулы (3.5), после чего применил эту формулу вместе с уравнением теплового баланса системы Земля—атмосфера для расчета величин ΔT_1 . Найденное им таким способом значение для северного полушария равно $1,45^{\circ}\text{C}$, причем влияние на него обратной связи облачности с температурой оказалось совершенно несущественным.

Расчеты Сесса показали, что эта связь не имеет значения также и для отдельных широтных зон, за исключением сравнительно небольшой по площади области высоких широт.

Недавно величина ΔT_1 была найдена с помощью одной из наиболее полных теорий общей циркуляции атмосферы, разработанной Везеролдом и Манабе (Wetherald, Manabe, 1975). Из значений ΔT_1 , полученных в этой работе, можно сравнить с приведенными выше оценками значение, относящееся к росту солнечной постоянной (в таком случае, в отличие от уменьшения солнечной постоянной, влияние обратной связи термического режима с положением полярных льдов на ΔT_1 сравнительно невелико). Это значение оказалось равным $1,5^{\circ}\text{C}$.

Впоследствии Манабе сообщил о результатах расчета чувствительности климата при учете в такой же модели изменений облачности. Оказалось, что влияние этих изменений на величину ΔT_1 незначительно (Manabe, 1976).

Наряду с перечисленными выше работами был выполнен ряд других исследований, в которых получены сходные значения параметра ΔT_1 . В частности, из данных о вековом ходе

средней температуры воздуха в северном полушарии и прямой радиации при безоблачном небе были найдены значения ΔT_1 , равные 1,1—1,2°C (Будыко, 1969, 1977а). Метод определения этих значений изложен в следующих главах.

Отметим, что в расчете указанных значений не было принято во внимание влияние термической инерции системы Земля—атмосфера на колебания средней температуры воздуха. Предположение о том, что данное влияние несущественно приводит к некоторому занижению значений ΔT_1 .

Таким образом, сейчас имеется четыре независимых подхода к оценке чувствительности термического режима для средних глобальных условий, которые дают практически совпадающие результаты, что позволяет использовать указанные оценки в расчетах изменений климата.

Все приведенные выше значения параметра ΔT_1 относятся к случаю отсутствия влияния обратной связи между термическим режимом и площадью полярных льдов или к условиям относительно слабого действия этой связи. Из приведенных выше данных следует, что для данного случая реальное значение ΔT_1 лежит в интервале 1,1—1,5°C, причем оно, вероятно, ближе к большему из этих значений.

Существуют исследования, где в упрощенной модели термического режима атмосферы вводится учет обратной связи между температурой воздуха и облачностью, в результате чего величина ΔT_1 заметно понижается. Как отмечалось выше, результаты применения таких моделей нереалистичны, поскольку полученные из них выводы противоречат как результатам расчетов по наиболее детальным моделям теории климата, так и эмпирическим анализам влияния облачности на термический режим, выполненным по данным спутниковых наблюдений.

Для изучения закономерностей колебания климата в геологическом прошлом необходимо оценить зависимость средней температуры воздуха от колебаний притока тепла при изменении площади ледяного покрова в соответствии с термическими условиями.

Так как при увеличении площади льдов альбеда Земли возрастает, то очевидно, что относящийся к этому случаю параметр $\Delta T'_1$ должен быть больше значения ΔT_1 .

Очевидно, что вычисленные по полуэмпирической модели термического режима параметр $\Delta T'_1$ должен зависеть от параметризации широтного распределения альбеда. Для выяснения этой зависимости были выполнены расчеты (Будыко, 1979а), результаты которых приведены в табл. 3.7.

В этой таблице α_1 соответствует альбеда для безледной зоны, $\alpha_1 = \alpha_1(\varphi)$ — альбеда на различных широтах, определен-

Таблица 3.7

Влияние параметризации альbedo на чувствительность термического режима к притоку тепла

	α_1	α_2	$\Delta T_1'$	Δq_0 %
А	0,32 (без переходной зоны, $T_0 = -11^\circ\text{C}$)	0,62	3,9	2,1
Б	$\alpha_1(\varphi)$ (без переходной зоны, $T_0 = -11^\circ\text{C}$)	0,60	1,90	4,3
В	$\alpha_1(\varphi)$ (переходная зона 20° , $T_0 = -11^\circ\text{C}$)	0,55	1,65	5,5
Г	$\alpha_1(\varphi)$ (переходная зона 20° , $T_0(\varphi)$)	0,60	1,73	7,3
		0,55	1,59	10,3
		0,60	3,3	3,2
		0,55	2,0	5,0

ному по данным Эллиса и Вондер Хаара, α_2 — альbedo зоны льдов. В вариантах А и Б принято, что альbedo на границе льдов изменяется скачком, в вариантах В и Г предполагается, что изменение альbedo осуществляется в переходной зоне, ширина которой составляет 20° широты. Граница льдов в вариантах А, Б и В соответствует температуре $T_0 = -11^\circ\text{C}$, в варианте Г она изменяется с широтой в соответствии с зависимостью, представленной на рис. 3.9.

Данные, включенные в табл. 3.7, получены при расчете уходящего излучения по формуле (3.11). Они соответствуют случаю уменьшения солнечной постоянной и относятся к условиям северного полушария.

Результаты расчетов, представленные в этой таблице, позволяют заключить, что в зависимости от методов параметризации альbedo в полуэмпирической модели термического режима атмосферы величина $\Delta T_1'$ оказывается равной $1,59\text{—}3,9^\circ\text{C}$.

Наибольшие и наименьшие значения этого параметра, по-видимому, относятся к случаям менее достоверных предположений о величинах альbedo и поэтому не соответствуют условиям реального климата. Наиболее обоснованная параметризация альbedo применена в расчете варианта Г, в котором найдены значения параметра $\Delta T_1'$, равные $2,0\text{—}3,3^\circ\text{C}$. Учитывая ограниченную точность имеющихся данных о величинах альbedo в высоких широтах, вряд ли можно сузить этот интервал на основании расчетов по модели теории климата.

В работе Лиана и Сесса (Lian, Cess, 1977) при применении той же полуэмпирической модели термического режима атмосферы и учете зависимости альbedo от угла падения солнечных лучей было найдено значение $\Delta T_1' = 1,85^\circ\text{C}$. Это значение, вероятно, преуменьшено, так как при его определении

не принята, в частности, во внимание упомянутая выше зависимость альбеда области ледяного покрова от изменений климата в этой области.

В последующей работе Сесс отметил возможность значительного увеличения параметра $\Delta T_1'$ для случая убывания притока тепла из-за изменения альбеда поверхности континентов в результате увеличения площади засушливых зон. Такой эффект, вероятно, проявлялся во время развития четвертичных оледенений (см. главу 4). Количественный учет соответствующего изменения параметра $\Delta T_1'$ является сложной задачей из-за необходимости оценки состояния растительного покрова при изменении климата. Некоторые результаты изучения этой зависимости приведены ниже.

В связи с трудностью определения параметра $\Delta T_1'$ по модельным расчетам представляет интерес возможность его оценки эмпирическим методом. Для этой цели можно сопоставить данные об изменении средней температуры воздуха в северном полушарии с колебаниями концентрации углекислого газа в современную эпоху и в неогене (Будыко, 1977а). Из такого сопоставления следует, что $\Delta T_c' / \Delta T_c = 1,5$, где $\Delta T_c'$ — изменение средней температуры воздуха в результате удвоения концентрации углекислого газа при соответствующем изменении площади полярных льдов, ΔT_c — изменение средней температуры в результате удвоения концентрации углекислого газа при постоянной площади льдов. Считая, что $\Delta T_1' / \Delta T_1$ также равно 1,5 и принимая $\Delta T_1 = 1,4 \div 1,5^\circ\text{C}$, найдем, что $\Delta T_1' = 2,2^\circ\text{C}$. Точность такого расчета, к сожалению, довольно ограничена.

Учитывая приведенные здесь результаты, можно предположить, что для северного полушария величина $\Delta T_1'$ равна 2—3 $^\circ\text{C}$. Для южного полушария его значение, вероятно, несколько больше.

Из имеющихся оценок параметров ΔT_1 и $\Delta T_1'$ следует, что средняя температура воздуха у земной поверхности изменяется при колебаниях притока тепла значительно сильнее, чем температура лишенного атмосферы черного тела, для которой аналогичный параметр составляет около 0,6 $^\circ\text{C}$. Как показали выполненные исследования, без учета этого эффекта нельзя объяснить физический механизм изменений современного климата и климатов геологического прошлого.

Наряду с данными о значениях параметров ΔT_1 и $\Delta T_1'$ для изучения изменений климата большое значение имеют сведения о том, как меняются при потеплениях или похолоданиях распределения средних широтных температур воздуха.

Ранее был построен график (Будыко, 1974), из данных которого видно согласование результатов расчета изменений средней температуры на различных широтах при увеличении солнечной постоянной на 2 % по полуэмпирической теории термического режима и при помощи модели общей циркуляции атмосферы Везеролда—Манабэ. Хотя совпадение результатов расчетов по различным моделям имеет существенное значение для оценки их надежности, желательно сопоставить указанные результаты с эмпирическими данными об изменениях

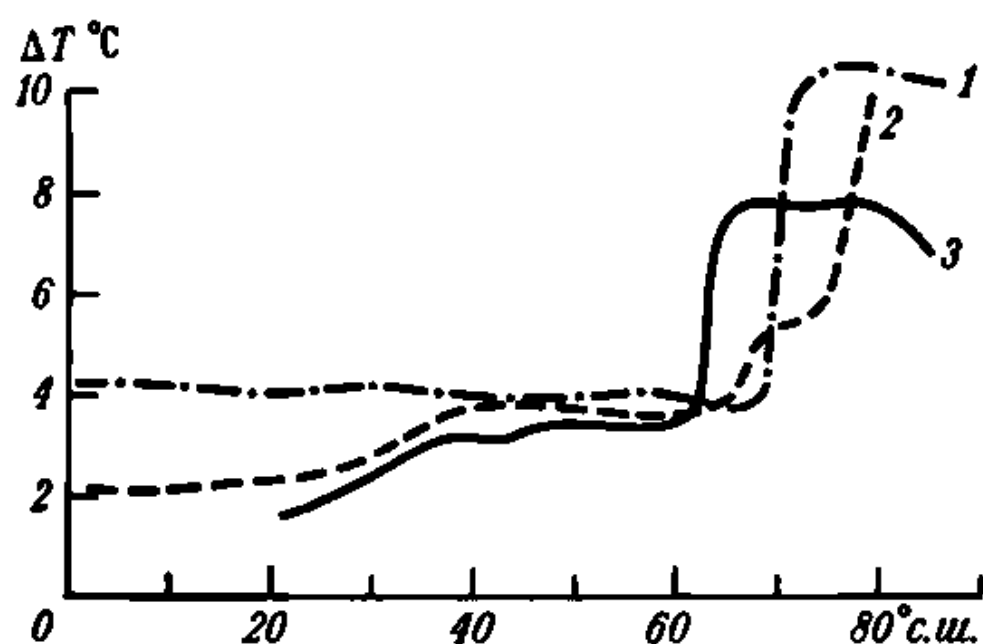


Рис. 3.14. Изменение температуры на различных широтах.

распределения средних широтных температур при колебаниях климата.

Такие данные представлены на рис. 3.14 в виде кривой 3, которая построена по материалам К. Я. Винникова и П. Я. Гройсмана (1979) об относительных изменениях температуры на различных широтах с учетом параметра $\Delta T_1 = 1,5^\circ\text{C}$. На этом же рисунке изображены результаты расчетов

этих же величин по полуэмпирической теории термического режима (кривая 1) и при помощи модели общей циркуляции атмосферы по материалам работы Везеролда—Манабэ (кривая 2). Видно, что кривая 3 достаточно близка к кривым 1 и 2. Несколько меньшее повышение температуры в высоких широтах, соответствующее кривой 3, возможно, отражает влияние на эмпирические данные нестационарности процесса нагревания системы Земля—атмосфера.

Наиболее существенный вывод из данных, изображенных на рис. 3.14,— заключение об уменьшении меридионального градиента температуры при изменении климата в сторону потепления. Расчеты по различным моделям теории климата и эмпирические материалы показывают, что при похолодании меридиональный градиент температуры увеличивается. Это заключение, подтвержденное тремя независимыми методами, имеет большое значение для понимания механизма изменения атмосферной циркуляции при глобальных колебаниях климата.

Изменение концентрации CO_2 . Вопрос о влиянии концентрации углекислого газа на термический режим в атмосфере изучался в многочисленных работах, которые в прошлом часто давали заметно различающиеся результаты (Schneider, 1975).

В последние годы исследования влияния массы углекислого газа на температуру воздуха, выполненные при применении различных теорий климата, дают довольно сходные выводы, что видно, в частности, из рис. 3.15. На этом рисунке представлены результаты расчетов изменений средней температуры воздуха у земной поверхности на различных широтах при удвоении концентрации углекислого газа, выполненных по двум полуэмпирическим моделям теории термического режима атмосферы с различной параметризацией влияния CO_2 на длинноволновое излучение (кривые 1 и 2) (Будыко, 1974) и по моделям общей циркуляции атмосферы (кривая 3) (Manabe, Wetherald, 1975).

По материалам этих расчетов можно определить величину ΔT_c , которая соответствует повышению средней температуры нижнего слоя воздуха при повышении концентрации углекислого газа от 0,03 до 0,06 %.

При расчете по полуэмпирическим моделям величина ΔT_c для северного полушария оказывается равной 2,5—3,5 °C. Этот результат можно сравнивать с выводом из расчетов по модели общей циркуляции атмосферы. В упомянутой выше работе Манабе и Везеролда (1975) было найдено значение $\Delta T_c = 2,9$ °C. В их последующем исследовании, о котором подробнее говорится ниже, получено $\Delta T_c = 3$ °C (Manabe, Wetherald, 1980).

Удовлетворительное согласование этих оценок с результатами применения полуэмпирических моделей не исключает необходимости дополнительной проверки полученных значений параметра ΔT_c ввиду большого практического значения зависимости температуры воздуха от концентрации CO_2 . Хотя современные изменения концентрации углекислого газа пока еще не привели к крупным изменениям климата, которые можно уверенно определить из материалов метеорологических наблюдений, по данным о колебаниях температуры воздуха за последнее столетие можно оценить величину ΔT_c . Для этой цели была сравнена средняя температура воздуха северного полушария за два интервала: 1881—1890 и 1961—1970 гг. (Будыко, 1977а). Из данных актинометрических наблюдений было установлено, что хотя средняя прозрачность атмосферы для обоих этих интервалов была заметно понижена, она отличалась не очень сильно, и

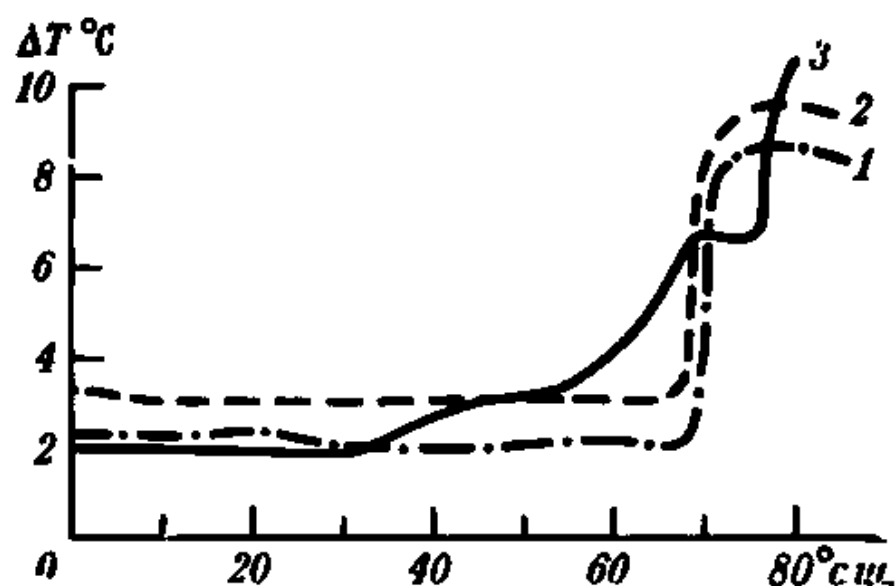


Рис. 3.15. Влияние концентрации углекислого газа на температуру воздуха.

поэтому различие температуры в данном случае в основном зависело от роста концентрации углекислого газа. Из расчетов изменения массы CO_2 в атмосфере следует, что во втором из рассмотренных интервалов времени она была на 10 % выше, чем в первом. Средняя температура воздуха во втором интервале была выше, чем в первом, на $0,5^\circ\text{C}$.

Принимая во внимание, что из-за нелинейности зависимости температуры воздуха от концентрации углекислого газа повы-

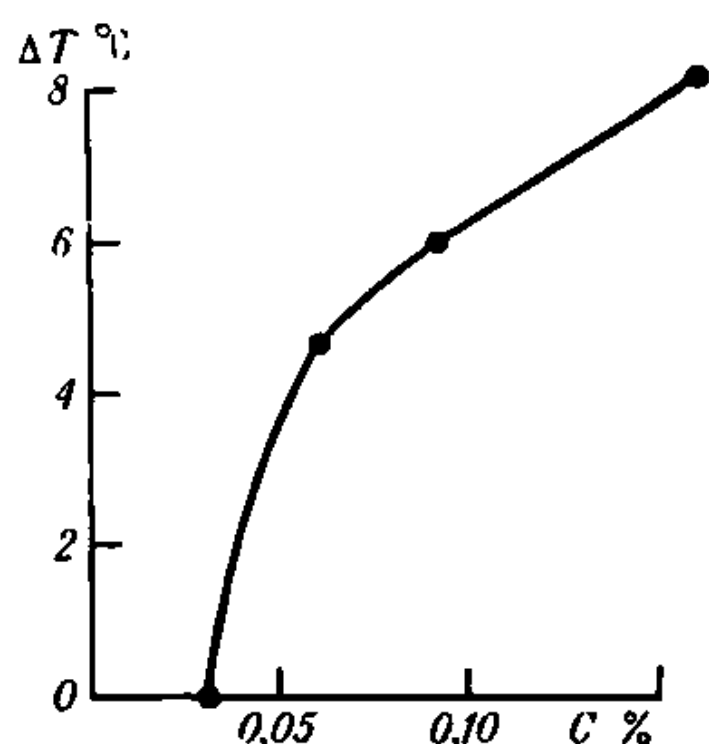


Рис. 3.16. Влияние углекислого газа на температуру воздуха в неогене.

шение температуры при увеличении концентрации CO_2 на 10 % составляет около 15 % величины ΔT_c , из приведенных выше данных следует, что ΔT_c равна $3,3^\circ\text{C}$.

Недавно появилась возможность нового подхода к изучению зависимости средней температуры воздуха от концентрации углекислого газа в связи с исследованием эволюции атмосферы в прошлом.

Используя материалы об изменении химического состава атмосферы, изложенные в предыдущей главе, можно сопоставить значения концентрации углекислого газа в геологическом прошлом с соответствующими значениями средней

температуры воздуха. Для этой цели были применены материалы, представленные на палеоклиматических картах В. М. Синицына (1965). Так как эти карты освещают главным образом внетропическую зону восточной части северного полушария, для определения разности температур, относящихся к северному полушарию в целом, был применен метод расчета, основанный на использовании эмпирических данных, характеризующих зависимость относительных значений средних изменений температуры воздуха от широты.

На рис. 3.16 представлена эмпирическая зависимость разности температур от концентрации углекислого газа, построенная по точкам, относящимся к различным отделам третичного периода, включая точку для современной эпохи. Как видно из этого рисунка, разность температур, соответствующая удвоенной концентрации CO_2 по сравнению с современной, равна $4,8^\circ\text{C}$. Ранее, по менее точным материалам, эта разность была найдена равной $4,5^\circ\text{C}$ (Будыко, 1979).

При сравнении приведенных выше значений ΔT_c следует иметь в виду, что они должны различаться в зависимости от

влияния на эти значения обратной связи между полем температуры и альбедо земной поверхности.

Так как величина $\Delta T'_c$, найденная по палеоклиматическим данным, относится к изменениям климата, происходящим за длительные интервалы времени, она соответствует случаю, когда не только морские льды, но и континентальные оледенения изменялись в соответствии с колебаниями термического режима. Кроме этого, при потеплении происходило изменение альбедо поверхности континентов в результате увеличения количества выпадающих осадков (см. главы 4 и 6). Как показывают палеогеографические данные, из-за изменения условий увлажнения в более теплые периоды заметно сокращалась площадь сухих степей и пустынь и увеличивалась территория лесной зоны. Это приводило к уменьшению альбедо поверхности континентов.

Таким образом, параметр $\Delta T'_c$ должен быть больше величины ΔT_c , относящейся к современным изменениям климата, при котором альбедо земной поверхности изменяется сравнительно мало.

Следует отметить, что различия между параметром $\Delta T'_c$, относящимся к изменениям климата в геологическом прошлом, и параметром ΔT_c , характеризующим современное изменение климата, можно оценить на основании следующих соображений.

Из палеоклиматических данных следует, что в эпоху, когда концентрация углекислого газа была вдвое выше современной, площадь континентальных оледенений была меньше современной. Это уменьшило альбедо Земли. Наряду с этим в более теплую эпоху альбедо Земли уменьшалось из-за распространения на суше лесов, альбедо которых меньше отражательной способности пустынь и степей. Учитывая результаты расчетов изменения альбедо континентов, можно заключить, что указанные факторы должны были повысить среднюю температуру воздуха у земной поверхности примерно на 1°C .

Если мы уменьшим приведенное выше значение параметра $\Delta T'_c$ на эту величину, соответствующее значение ΔT_c окажется равным $3,8^\circ\text{C}$.

Можно использовать еще один способ определения параметра ΔT_c по эмпирическим данным. Из упомянутых выше расчетов по полуэмпирической модели теории климата и по модели общей циркуляции атмосферы (Manabe, Wetherald, 1979) следует вывод, что повышение температуры при удвоении современной концентрации углекислого газа в атмосфере почти точно равно удвоенному значению повышения температуры при увеличении солнечной постоянной на 1 %. Принимая во

внимание это заключение и учитывая, что полученное из анализа данных спутниковых наблюдений за уходящим излучением значение $\Delta T_1 = 1,45^\circ\text{C}$ (Cess, 1976), можно найти, что $\Delta T_c = 2,9^\circ\text{C}$. Все приведенные выше значения параметра ΔT_c включены в табл. 3.8.

Таблица 3.8

Изменение средней температуры воздуха (ΔT_c , $^\circ\text{C}$) при удвоении концентрации углекислого газа

Модели теории климата		Эмпирические данные		
Параметризованные модели	Модель общей циркуляции атмосферы	Материалы об изменении климата		спутниковые наблюдения за уходящим излучением
		современного	геологического прошлого	
2,5—3,5	3,0	3,3	3,8	2,9

В связи с хорошим согласованием всех значений параметра ΔT_c в этой таблице можно думать, что значение этого параметра близко к 3°C .

Отметим, что во всех использованных здесь методах определения параметра ΔT_c , кроме последнего, учтено влияние на повышение температуры изменений альбеда земной поверхности из-за уменьшения площади морских льдов, происходящего при современном изменении климата. В связи с этим параметр ΔT_c , относящийся к условиям постоянного альбеда земной поверхности, должен быть меньше значений, приведенных в табл. 3.8, на несколько десятых градуса. Так, в частности, значение этого параметра для указанных условий, по расчету Манабе и Везеролда, составляет $2,4^\circ\text{C}$ (Manabe, Wetherald, 1967). Аугустон и Раманатан нашли его равным для различных вариантов примененных ими моделей $2,0\text{—}3,2^\circ\text{C}$, т. е. в среднем $2,6^\circ\text{C}$ (Auguston, Ramanatan, 1977).

Однозначность климата. Используя приведенную выше полуэмпирическую теорию термического режима атмосферы, можно исследовать вопрос об однозначности современного климата. Этот вопрос изучался Лоренцом (Lorenz, 1968 и др.) на основании анализа уравнений теории климата. Лоренц указал, что возможны два различных варианта решения этих уравнений. Первый из них дает один тип устойчивого климата, который получается в результате осреднения мгновенных состояний полей метеорологических элементов за длительные периоды времени. Такой климат, названный Лоренцом транзи-

тивным, является однозначным для рассматриваемых внешних условий. Второй вариант решения дает несколько типов устойчивого климата, каждый из которых относится к тем же внешним условиям (интранзитивный климат). В таком случае климат может существенно изменяться без видимых внешних причин.

Лоренц высказал интересную идею о том, что современный климат может быть «почти интранзитивным», т. е. климат, оп-

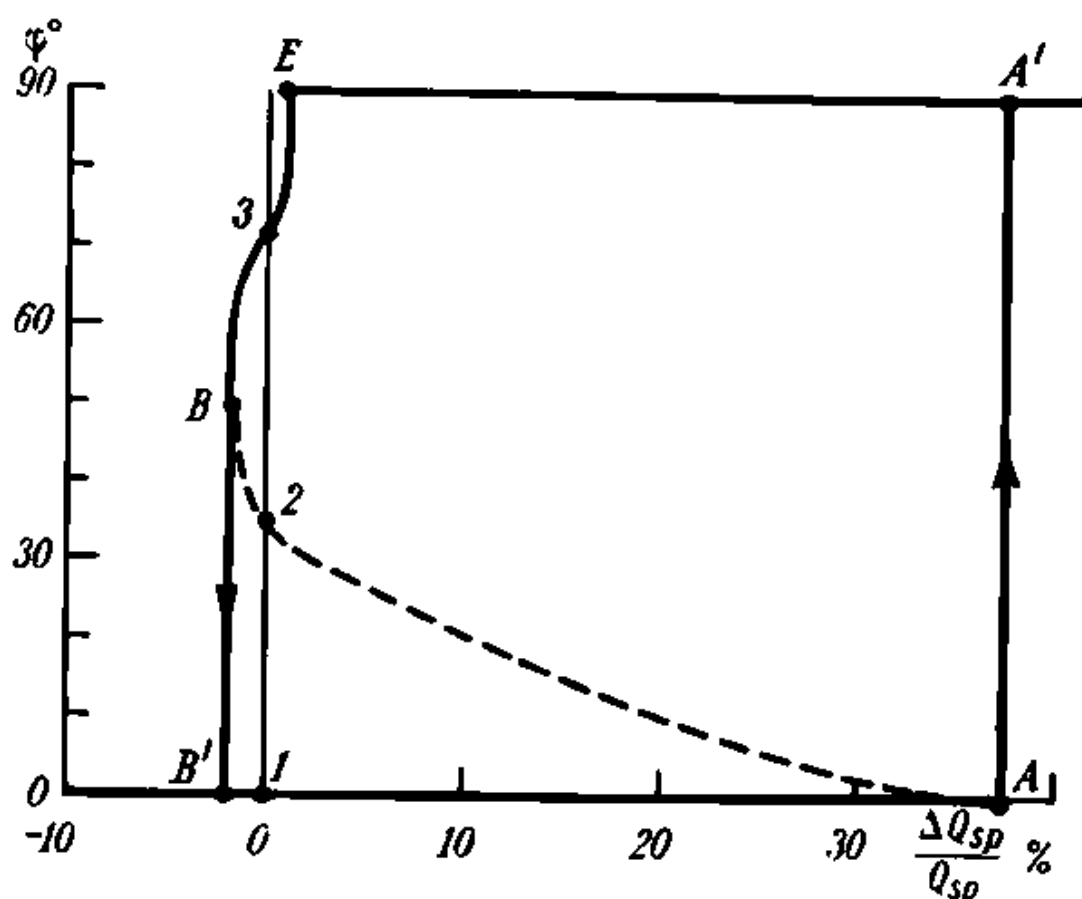


Рис. 3.17. Зависимость средней широты границы полярного ледяного покрова от притока радиации на внешней границе атмосферы.

ределенный для длительного, но конечного интервала времени, может зависеть от начальных условий и, следовательно, различаться для разных периодов времени при неизменных внешних факторах. Вопрос о том, является ли современный климат «почти интранзитивным», пока еще не разрешен.

Для выяснения вопроса об однозначности современного климата по полуэмпирической модели термического режима для средних годовых условий была рассчитана зависимость средней широты границы полярного ледяного покрова в северном полушарии от притока радиационной энергии на внешнюю границу атмосферы (Будыко, 1974). Эта зависимость представлена на рис. 3.17, где $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$ обозначает относительное изменение притока солнечной радиации к внешней границе атмосферы, выраженное в процентах, φ — среднюю широту границы полярного ледяного покрова в северном полушарии.

Зависимость φ от ΔQ_{sp} изображена в виде системы линий, которые показывают, что эта связь имеет неоднозначный характер

и что она существенно различается для случаев увеличения и уменьшения притока тепла к внешней границе атмосферы.

Рассмотрим сначала случай увеличения притока тепла от начального малого значения. При малых притоках тепла имеет место полное оледенение Земли ($\varphi=0^\circ$), которое сохраняется при увеличении притока тепла до его современного значения (точка 1) и до значения, превышающего указанное на несколько десятков процентов (точка А). Режим оледенения, соответствующий точке А, неустойчив и при малом увеличении притока тепла переходит в режим полного отсутствия оледенения (точка А'). Дальнейшее увеличение притока тепла соответствует сохранению безледного режима.

При уменьшении притока тепла от начального значения, существенно превосходящего солнечную постоянную, сначала отмечаются условия безледного режима ($\varphi=90^\circ$). При достижении точки Е, близкой к современному значению притока тепла, возникает полярное оледенение, которое быстро возрастает при уменьшении притока тепла. После достижения точки 3, соответствующей современному климатическому режиму, при уменьшении притока тепла на величину около 2 % наблюдаемого сейчас значения ледяной покров достигает 50° с. ш. (точка В). Режим оледенения, соответствующий этой точке, неустойчив и при малом уменьшении притока тепла переходит к режиму полного оледенения (точка В'), который сохраняется при дальнейшем снижении притока тепла.

Используя упомянутую выше модель, можно получить также зависимость между величинами φ и $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$, изображенную пунктирной линией АВ. Так как для этой кривой характерно увеличение значений φ при уменьшении $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$ (или уменьшение φ при увеличении $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$), то можно думать, что она соответствует неустойчивым режимам оледенения, которые переходят к режимам полного оледенения или полного отсутствия оледенения при малых колебаниях притока тепла. В связи с этим точка на кривой АВ, соответствующая современному значению притока тепла (точка 2), характеризует неустойчивый режим, который не может существовать длительное время.

Таким образом, зависимость полярных оледенений от притока тепла имеет вид гистерезисной петли, отрезки которой АА' и ВВ', соответствующие переходу от одного решения использованных уравнений к другому, обозначены стрелками. Другие отрезки гистерезисной петли, соответствующие устойчивым режимам, могут характеризовать зависимость φ от $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$ как при увеличении, так и при уменьшении притока тепла.

Для изучения зависимости, представленной на рис. 3.17, можно использовать также модель термического режима различных сезонов. Применение этой модели дает результаты,

несколько отличающиеся в количественном отношении от связи, изображенной на этом рисунке, но отображающие те же основные качественные закономерности. Такой результат является естественным, поскольку эти закономерности можно установить на основании общих соображений, которые необходимо принимать во внимание при построении самых различных моделей термического режима.

Как указано выше, при имеющейся в настоящее время величине притока тепла к внешней границе атмосферы возможно устойчивое существование полного оледенения планеты с очень низкими температурами на всех широтах (режим «белой Земли»). Устойчивость такого режима объясняется очень большим альбедо поверхности, покрытой снегом и льдом. В таком случае климатические условия, характерные сейчас для Антарктиды, могут существовать на всей поверхности Земли.

Вывод о возможности устойчивого существования «белой Земли», по-видимому, может быть получен из любой реалистической теории климата.

Средняя температура воздуха у поверхности «белой Земли» может изменяться в широких пределах в зависимости от альбедо системы Земля—атмосфера для планеты, покрытой снегом и льдом. Так как соответствующую величину альбедо можно оценить только приближенно, имеющиеся оценки средней температуры для «белой Земли» существенно различаются. Однако они во всех случаях оказываются значительно ниже точки замерзания воды, что свидетельствует о большой устойчивости термического режима в таких условиях.

Следовательно, для существующего прихода солнечной радиации возможен режим полного оледенения Земли, обозначенный на рис. 3.17 точкой 1. Такой режим возможен также при приходе радиации, меньшем современного (что изображено на рисунке линией, уходящей по горизонтальной оси координат влево от точки 1), и при увеличении прихода радиации до значения, большего современного, вплоть до значения, которое соответствует достижению в наиболее теплых районах земной поверхности температуры таяния льда. После достижения этой температуры часть земной поверхности может освободиться от ледяного покрова, что приведет к уменьшению альбедо и увеличению поглощенной радиации. Точка, соответствующая границе режима полного оледенения при увеличении солнечной радиации, изображена на рисунке буквой А.

Естественно предположить, что между условиями, изображенными точками А и 3, существуют режимы частичного оледенения Земли, которые могут быть изображены на рассматриваемом графике в виде линии, соединяющей эти точки. Форму такой линии можно установить следующим образом.

Данные наблюдений, а также общие физические соображения показывают, что в современных климатических условиях при увеличении притока тепла к земной поверхности средняя температура воздуха у земной поверхности возрастает и полярные льды отступают. При уменьшении притока тепла наблюдается уменьшение средней температуры и наступание льдов.

В соответствии с этой закономерностью линия, идущая от точки *A* к точке *З*, должна приближаться к этой точке слева, что возможно, если указанная линия пересекает вертикальную ось по крайней мере еще в одной точке (точка *2*).

Таким образом, мы получаем вывод о возможности существования в современных условиях третьего климатического режима, который является новым вариантом частичного оледенения Земли, с большей площадью ледяного покрова по сравнению с наблюдаемым сейчас климатическим режимом.

После пересечения вертикальной оси в точке *З* линия, характеризующая режимы частичного оледенения, должна при некотором значении прихода радиации, превышающем его современное значение, достигнуть горизонтальной линии, соответствующей безледному режиму (точка *E*). От точки *E* линия, соответствующая дальнейшему увеличению радиации, превращается в горизонтальную прямую, уходящую вправо.

В ряде упомянутых выше работ были выполнены расчеты, показавшие, что при современном приходе радиации в Арктике возможен безледный режим. Если принять этот вывод, то на рассматриваемом графике следует представить указанный режим в виде точки на оси ординат графика при $\varphi = 90^\circ$, причем в этом случае линия, характеризующая режимы частичных оледенений, должна достигать горизонтальной линии, соответствующей безледному режиму, не справа от этой точки, а слева. Такое положение точки соединения указанных линий объясняется тем, что если безледный режим возможен при существующем приходе радиации, то он также возможен и при уменьшении радиации на очень малую величину.

Таким образом, в рассматриваемом случае линия, характеризующая возможные режимы оледенения, проходит через указанную точку как горизонтальная прямая, что требует пересечения этой линией вертикальной оси по крайней мере еще в одной точке. Следовательно, в условиях возможности существования безледной Арктики при современном уровне прихода солнечной радиации должен существовать еще один режим частичного оледенения с меньшей площадью льдов по сравнению с современными климатическими условиями.

В дополнение к зависимости, представленной на рис. 3.17, приведем на рис. 3.18 рассчитанную по той же модели зависи-

мость средней планетарной температуры воздуха от притока тепла. Все обозначения на этом рисунке совпадают с обозначениями, принятыми на рис. 3.17.

Как видно из рис. 3.18, зависимость средней планетарной температуры от притока тепла во многом аналогична соответ-

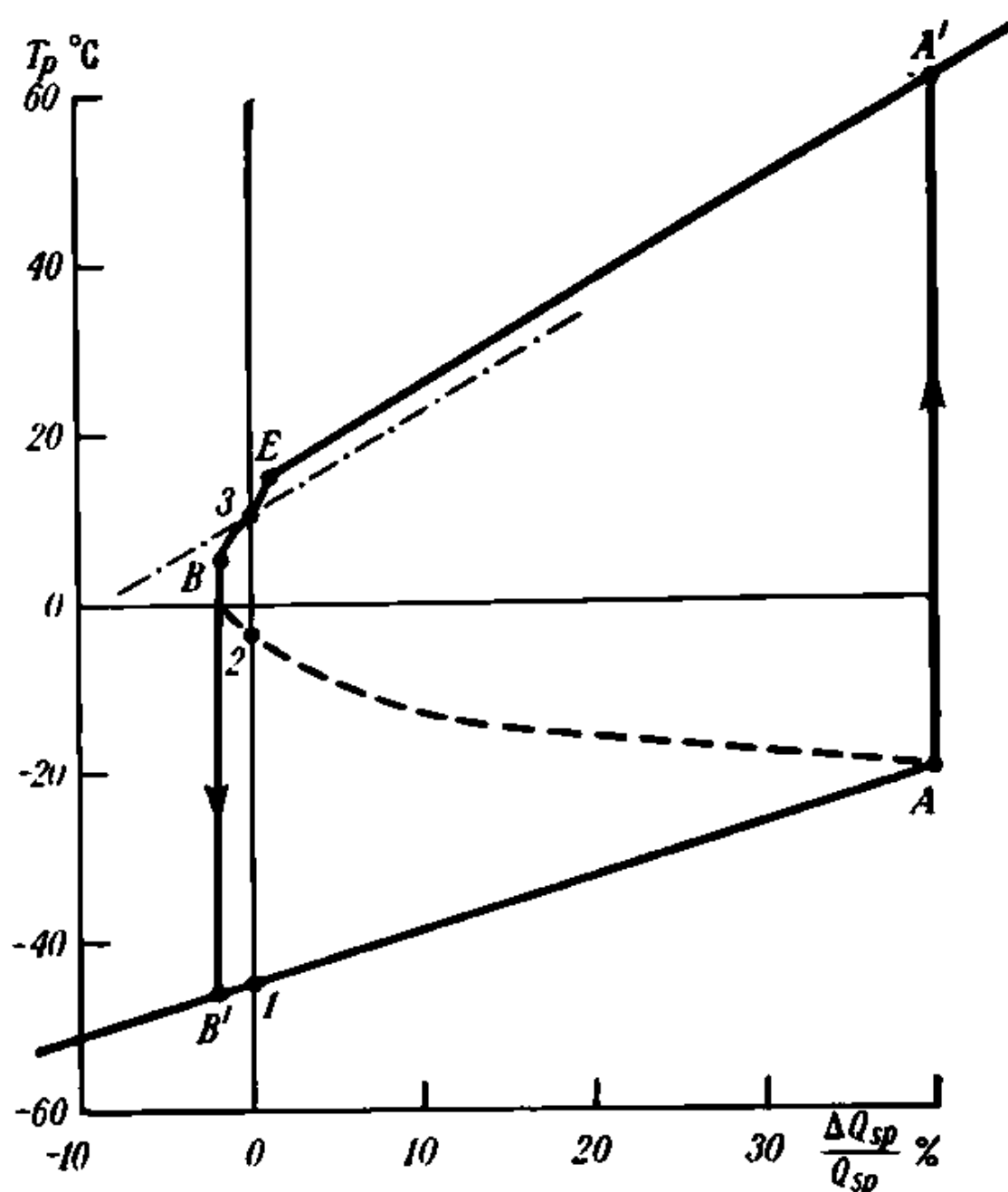


Рис. 3.18. Зависимость средней планетарной температуры от притока радиации на внешней границе атмосферы.

ствующей зависимости для границы полярных оледенений и также имеет характер гистерезисной петли.

Результаты расчетов, представленные на рис. 3.17 и 3.18, существенно зависят от параметризации альбеда системы Земля—атмосфера при наличии и отсутствии снежно-ледяного покрова. Они относятся к варианту параметризации А в табл. 3.7, которому соответствует вывод, что полное оледенение Земли происходит при снижении солнечной постоянной приблизительно на 2 %. Можно показать, что при других вариантах параметризации альбеда, рассмотренных в табл. 3.7, общие закономерности связей, представленных на рис. 3.17 и 3.18, не изменяются, хотя количественные характеристики этих закономерностей зависят от принимаемых значений альбеда.

В табл. 3.7 приведены результаты расчетов относительной величины понижения солнечной постоянной, приводящего к оледенению Земли Δq_0 , для различных параметризаций широтного распределения альбедо. Эти величины заключены в интервале 2—10 %, причем наиболее вероятные значения (вариант Г) равны 3—5 %.

Согласование найденных в расчетах по различным моделям критических значений понижения притока тепла, при которых происходит оледенение Земли, делает вероятным соответствие данного вывода условиям реального климата. Следует, однако, указать на необходимость дальнейшего изучения рассматриваемой проблемы, которая включает недостаточно выясненные вопросы. К их числу относится, например, необходимость объяснения отсутствия следов общего оледенения нашей планеты в докембрийский период, когда, по мнению ряда авторов, солнечная постоянная была заметно меньше ее современного значения. Несомненно, что в столь отдаленное время химический состав атмосферного воздуха сильно отличался от современного, причем это отличие, по-видимому, значительно усиливало парниковый эффект атмосферы. Кроме этого, возможно, что в рассматриваемую эпоху количество воды в гидросфере было недостаточным для формирования ледяного покрова на всей планете. Хотя эти факторы, вероятно, объясняют указанное выше противоречие, очевидна необходимость специального исследования данного вопроса, о котором подробнее говорится в главах 4 и 6.

Второй вопрос, требующий изучения: насколько возможно при современном строении земной поверхности возникновение льдов, покрывающих всю планету? Как показывают палеоклиматические данные, при развитии четвертичных оледенений на свободной от льда части континентов возникали обширные области недостаточного увлажнения, что в некоторых районах препятствовало дальнейшему продвижению ледников. Можно думать, что в южном полушарии, поверхность которого в основном покрыта водами, этот механизм не может иметь существенного значения и что при полном оледенении южного полушария сохранение безледных оазисов в некоторых внутриконтинентальных областях северного полушария будет маловероятно из-за резкого снижения средней температуры воздуха у земной поверхности. Тем не менее этот вопрос должен быть исследован более подробно.

Следует подчеркнуть, что вопрос об условиях возникновения полного оледенения отнюдь не совпадает с вопросом о неоднозначности современного климата. Так, в частности, сравнительно простое обоснование возможности существования «белой Земли» может считаться доказанным и при наличии неясностей

в изучении механизма переходов от одного варианта неоднозначного климата к другому.

Заключение о неоднозначности современного климата получено в результате применения модели термического режима, описывающей стационарное состояние системы атмосфера—океан—ледяной покров. Такое состояние может соответствовать условиям постоянного или медленно меняющегося климата.

При сравнительно быстрых изменениях климата предположение о стационарности упомянутой выше системы может оказаться неточным. Принимая во внимание большую устойчивость континентальных ледяных покровов по сравнению с другими звеньями рассматриваемой системы, можно прийти к выводу о возможности существования гораздо большего числа вариантов климата в нестационарных условиях по сравнению с несколькими решениями, соответствующими стационарным условиям.

Предположим, что в эпоху послеледникового потепления все еще сохранились крупные континентальные оледенения, граница которых не соответствует изменившимся климатическим условиям. В таком случае возникает новый тип термического режима, который можно рассчитать при помощи численной модели для заданного положения границы ледяного покрова. При изменении этой границы соответственно будет меняться и термический режим, в результате чего возникает неограниченно большое число вариантов климата, соответствующих заданным значениям внешних климатообразующих факторов.

Следует отметить, что несмотря на существование в современную эпоху таких крупных континентальных оледенений, как антарктическое, полярные льды нашего времени можно приближенно рассматривать как стационарные, поскольку их средняя граница в северном и южном полушариях соответствует одним и тем же значениям климатических факторов, которые определяют положение этой границы.

Стационарность современной средней границы полярных льдов в обоих полушариях, по-видимому, объясняется тем, что основная часть этой границы относится к морским льдам, толщина которых сравнительно невелика.

Реальные изменения температуры на протяжении большей части истории Земли соответствовали небольшим отрезкам линий на рис. 3.17 и 3.18, характеризующих возможные термические режимы нашей планеты,—от значения, расположенного немного выше точки *E*, до значения, лежащего несколько выше точки *B*.

Представляет интерес сопоставление этой части рассматриваемой линии на рис. 3.18 с штрихпунктирной прямой,

проведенной через точку 3 и соответствующей изменениям средней планетарной температуры при отсутствии влияния полярных льдов на термический режим. Такое сопоставление показывает, насколько полярные льды усиливают изменения температуры, обусловленные колебаниями притока тепла.

Таким образом, современный климат, по-видимому, не является единственно возможным для существующих внешних климатообразующих факторов, т. е. он не является транзитивным в смысле определения, данного Лоренцом. Возможно, что, кроме рассмотренного здесь механизма, имеются и другие формы интранзитивности климата, которые будут установлены в дальнейших исследованиях.

Результаты других исследований. После опубликования первой работы, в которой была предложена полуэмпирическая модель термического режима атмосферы (Будыко, 1968), аналогичные модели изучались во многих исследованиях, в которых обычно рассматривался также вопрос о применении этих моделей для оценки влияния на температуру воздуха внешних климатообразующих факторов.

Первое из этих исследований, выполненное независимо от упомянутой выше работы, принадлежит Селлерсу (Sellers, 1969), который построил основанную на уравнении энергетического баланса системы Земля—атмосфера полуэмпирическую модель термического режима атмосферы, включающую учет обратной связи между термическим режимом и полярными льдами. Используя эту модель, Селлерс нашел зависимость средних широтных температур у земной поверхности от солнечной постоянной, альбедо системы Земля—атмосфера и других факторов, влияющих на климатические условия. Затем он использовал эти зависимости для оценки влияния на климат изменений полярных льдов и изменений солнечной радиации.

Из материалов работ Селлерса следует, что если при таянии полярных льдов альбедо системы Земля—атмосфера в Центральной Арктике уменьшится от 0,62 до 0,32, то средняя годовая температура воздуха у земной поверхности повысится в этом районе на 13°C , а в низких широтах — на 2°C . Рассчитывая величину уменьшения солнечной постоянной, достаточного для полного оледенения Земли, при учете зависимости альбедо от температуры, основанной на данных наблюдений, Селлерс получил значение, равное 2 % (при более слабой зависимости альбедо от температуры это значение возрастало до 5 %, однако Селлерс считал такую зависимость не согласующейся с данными наблюдений).

Заслуживает внимания близкое согласование этих выводов Селлерса с результатами упомянутой выше работы (Будыко, 1968). Отмеченное в печати (Budyko, 1970; Sellers, 1970) совпа-

дение основных результатов этих работ представляет определенный интерес, так как хотя основная идея моделей климата в указанных исследованиях была одинакова, использованные в них расчетные схемы были основаны на многих несовпадающих предположениях.

В следующей работе Селлерса (Sellers, 1973) была построена более детальная модель термического режима атмосферы для различных сезонов, главные результаты которой оказались близкими выводам его предыдущего исследования.

Другая полуэмпирическая модель термического режима атмосферы, включающая учет обратной связи между термическим режимом и полярными льдами, была построена Фегром (Faegre, 1972), который подтвердил основные заключения указанных выше работ и обратил внимание, что из предложенной им модели следует вывод о неоднозначности современного климата. Фегр нашел пять различных решений уравнений, определяющих распределение средней широтной температуры у земной поверхности, из которых выделил три, имеющих физический смысл: 1) соответствующее современным климатическим условиям, 2) соответствующее «белой Земле», 3) промежуточное между двумя первыми. Было отмечено (Видуко, 1972), что эти результаты совпали с выводами, которые следовали из разработанной нами модели.

В работе Берже (Berger, 1973) было показано, что из модели Селлерса также следует вывод о возможности существования в современную эпоху трех климатических режимов, из которых первый соответствует наблюдаемым сейчас климатическим условиям, второй — более холодному климату с температурами ниже современных на 10—15°C, третий — очень низким отрицательным температурам на всех широтах («белая Земля»).

Исследование Шнайдера и Гал-Чена (Schneider, Gal-Chen, 1973) посвящено изучению устойчивости климата при помощи полуэмпирических моделей термического режима, которые были дополнены учетом нестационарности изучаемых процессов. Для этой цели в уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера был включен дополнительный член, характеризующий нестационарность термического режима, в форме

$$m \frac{\partial T}{\partial t} = \sum M_i,$$

где $\partial T / \partial t$ — изменение средней температуры земной поверхности во времени; m — коэффициент, характеризующий тепловую инерцию системы Земля—атмосфера; $\sum M_i$ — алгебраическая сумма членов теплового баланса системы Земля—атмосфера.

В этой работе был подтвержден вывод о высокой чувствительности термического режима атмосферы к малым изменениям солнечной постоянной и наряду с этим показано, что при неизменности прихода солнечной энергии термический режим возвращается к исходному состоянию даже после очень больших понижений средней глобальной температуры, достигающих -18°C . Только при более значительном снижении средней температуры оказывается возможным полное оледенение земного шара. Таким образом, термический режим системы Земля—атмосфера обладает большой устойчивостью по отношению к колебаниям средней глобальной температуры, не связанным с длительными изменениями притоков тепла.

Анализ полуэмпирических моделей термического режима атмосферы, включающих учет нестационарности этого режима, содержится в работе Хелда и Суареца (Held, Suarez, 1974). В этой работе эмпирические параметры изложенной выше полуэмпирической модели были определены при использовании данных спутниковых наблюдений за уходящим длинноволновым излучением, причем полученные результаты оказались близкими к значениям, найденным в нашем исследовании. Хелд и Суарец подтвердили приведенное выше заключение о том, что обратная связь между термическим режимом и площадью полярных льдов значительно усиливает чувствительность колебаний границы ледяного покрова к изменениям солнечной постоянной и других климатообразующих факторов. Они подтвердили также существование «критических широт», после достижения которых полярные льды распространяются к экватору при постоянных внешних климатообразующих факторах.

В работе Хелда и Суареца рассмотрено влияние на устойчивость климата небольшого дополнительного члена, характеризующего горизонтальное перераспределение тепла под влиянием макротурбулентных процессов и включенного в использованное в нашей модели уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера. Учет этого члена позволил получить непрерывное распределение средней широтной температуры воздуха при концентрическом расположении полярных льдов по отношению к полюсам.

Вопрос о методике расчета среднего широтного распределения температуры воздуха по рассматриваемой модели при скачкообразном изменении альбедо системы Земля—атмосфера на границе ледяного покрова был изучен также в работах Су и Хси (Su, Hsieh, 1976) и Фридериксена (Frederiksen, 1976). В последнем исследовании из полуэмпирической модели термического режима атмосферы сделан ряд заключений об однозначности климата, которые в основном согласуются с приведенными выше выводами по этому вопросу.

Из других исследований, посвященных полуэмпирическим моделям термического режима атмосферы, заслуживают внимания работы Норта (North, 1975, 1975a; North et al., 1979), в которых предложены новые методы решения уравнений рассматриваемой выше полуэмпирической модели и изучена устойчивость различных типов климатического режима. В работе Норта и Коукли (1978) рассмотрена нестационарная полуэмпирическая модель термического режима.

В исследовании Н. Г. Андроновой, И. Л. Кароля и В. А. Фролькиса (1977) для решения уравнений полуэмпирической теории термического режима был применен метод малых возмущений функционалов решения систем дифференциальных уравнений, разработанный Г. И. Марчуком (1974).

Свойства полуэмпирических моделей изучались также в исследованиях Дуайра и Питерсона (Dwyer, Peterson, 1973), Гордона и Девиса (Gordon, Davies, 1974), Хантела (Hantel, 1974), Чилека и Коукли (Chylek, Coakley, 1975), Шнайдера и Гал-Чена (Schneider, Gal-Chen, 1973) и ряда других авторов.

К числу этих исследований относится, в частности, работа Линдзена и Фаррела (Lindzen, Fargel, 1977). В ней высказано мнение, что из нашей полуэмпирической модели термического режима атмосферы следует вывод о значительных колебаниях температуры в низких широтах при развитии четвертичных оледенений, который противоречит результатам палеоклиматических исследований (об этих результатах подробнее говорится в следующей главе). Для устранения такого противоречия Линдзен и Фаррел предложили внести в модель некоторые изменения, побочным результатом которых было увеличение критического значения понижения притока тепла, при котором происходит полное оледенение Земли.

Мнение Линдзена и Фаррела о том, что из нашей модели вытекает вывод об изменении температуры у экватора на несколько градусов при перемещении границы ледяного покрова от его современного положения на 72° до 60° с. ш., неправильно. Из астрономической теории оледенений следует, что при характерном для эпох оледенений уменьшении радиации в высоких широтах она увеличивается в низких широтах, так как средняя глобальная величина радиации при колебании элементов земной орбиты и наклона земной оси остается постоянной. Поскольку Линдзен и Фаррел не учли этого обстоятельства, они получили сравнительно большие колебания температуры воздуха в низких широтах при оледенениях, тогда как при правильном применении нашей модели эти изменения оказываются малыми и близкими к результатам, полученным в палеоклиматических исследованиях. В связи с этим предложенное в их

работе изменение полуэмпирической теории термического режима нельзя считать обоснованным.

Недавно опубликованы работы (Oerleman, Van der Dool, 1978; Coakley, 1979), в которых без изменения структуры полуэмпирических моделей найдены более высокие значения приводящего к полному оледенению уменьшения притока тепла в результате новой параметризации радиационных потоков. Во второй из этих работ, которая содержит более детальный анализ проблемы, Коукли установил, что при принятой им параметризации глобальное оледенение наступает после снижения солнечной постоянной на 8—9 %. Аналогичный результат был получен в работе (Будыко, 1979), результаты которой приведены выше, для варианта В параметризации альбедо, который сходен с предположениями, принятыми Коукли.

Это значение критического уменьшения солнечной постоянной, вероятно, несколько завышено по сравнению с условиями реального климата. Во-первых, температура, соответствующая границе полярных ледяных покровов, при уменьшении широты повышается. Во-вторых, при росте полярных оледенений среднее альбедо их поверхности, так же как и альбедо системы льды—атмосфера, по-видимому, увеличивается.

Учет этих зависимостей заметно понижает абсолютное значение уменьшения солнечной постоянной, достаточного для достижения глобального оледенения.

Таким образом, реальное значение понижения солнечной постоянной, вызывающего полное оледенение Земли, по-видимому, не превосходит нескольких процентов.

Развитие полуэмпирической теории термического режима атмосферы содержится в работе Л. С. Гандина, Б. М. Ильина и Л. В. Руховца (1973). В этом исследовании построена модель распределения средней по высоте температуры воздуха по двум координатам — по широте и долготе.

Используя уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера, авторы указанного исследования учли перенос тепла в этой системе по горизонтали, считая, что он определяется макротурбулентным обменом. Коэффициент макротурбулентного обмена считался не зависящим от координат. Уходящее длинноволновое излучение было определено в зависимости от температуры по эмпирической формуле. Влияние полярных льдов на термический режим атмосферы учитывалось методом, аналогичным использованному в нашей модели.

Принимая во внимание эмпирические данные об альбедо системы Земля—атмосфера, авторы рассчитали распределение средней годовой температуры воздуха над северным полушарием, которое оказалось близким к результатам наблюдений. В дальнейшем были исследованы изменения распределения тем-

пературы воздуха и границы льдов при изменении солнечной постоянной. Выяснилось, что при увеличении солнечной постоянной на несколько десятых процента полярные льды полностью тают, а при уменьшении этой постоянной на несколько десятых процента происходит полное оледенение Земли с резким снижением средней глобальной температуры («белая Земля»).

Авторы указанного исследования отметили, что столь высокая чувствительность результатов расчетов по отношению к малым изменениям солнечной постоянной отчасти зависит от выбора значений альбеда системы Земля—атмосфера при наличии и отсутствии льдов. Уменьшение различий между этими значениями позволяет получить критическое значение солнечной постоянной, соответствующей полному оледенению Земли, близким к значениям, найденным в ранее выполненных исследованиях, результаты которых изложены выше.

Это исследование было продолжено в работах С. Е. Ляпина (1977, 1977а), который детально изучил свойства указанной модели.

В недавно выполненных исследованиях Г. С. Голицын и И. И. Мохов изучали вопрос об устойчивости термического режима атмосферы, описываемого полуэмпирической моделью, на основе концепции о связи этой устойчивости со скоростью обмена энтропией между изучаемой системой и окружающей средой (Голицын, Мохов, 1978; Мохов, Голицын, 1978). Эта интересная идея, по-видимому, нуждается в дальнейшем изучении.

В другой работе Г. С. Голицын и И. И. Мохов (1978а) показали, что условия устойчивости термического режима изменяются в зависимости от величины средней глобальной облачности. Приведенные в этой работе оценки чувствительности термического режима к изменениям солнечной постоянной позволяют выяснить влияние различных факторов на чувствительность изучаемой системы, хотя вопрос о возможности применения таких оценок для реальной атмосферы остается открытым из-за наличия в выполненном анализе ряда условных предположений.

Несмотря на кажущуюся схематичность полуэмпирических теорий термического режима атмосферы, они оказались эффективным орудием для изучения генезиса климата, в связи с чем в 70-х годах было опубликовано несколько десятков исследований, посвященных изучению и дальнейшему развитию этих моделей. С нашей точки зрения основное достоинство полуэмпирических моделей термического режима заключается в том, что при детальном обосновании параметров этих моделей можно обеспечить выполнение перечисленных в начале этой главы требований, предъявляемых к реалистическим теориям изменений

климата. Это позволяет использовать указанные модели в изучении физического механизма колебаний климата.

3.4. Влагооборот в атмосфере

Теория влагооборота. При изучении изменений климата наряду с исследованием колебаний термического режима существенное значение имеет выяснение изменений количества выпадающих осадков. Для решения этого вопроса необходимо использование теории влагооборота в атмосфере, устанавливающей связь режима осадков с внешними климатообразующими факторами — количеством радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы, химическим составом атмосферы, строением земной поверхности. Хотя задача создания полуэмпирической теории влагооборота, аналогичной изложенной выше теории термического режима атмосферы, пока еще не решена, существуют отдельные фрагменты такой теории, которые могут быть использованы в исследованиях изменений климата.

Изложим вывод уравнений влагооборота в атмосфере, устанавливающих связь количества выпадающих осадков с испарением с земной поверхности (Будыко, Дроздов, 1953).

Рассмотрим перенос водяного пара в атмосфере над определенной территорией, средний линейный масштаб которой равен L . Поток водяного пара, приносимого воздушными течениями на данную территорию, можно считать равным ωu , где ω — среднее влагосодержание атмосферы на наветренной части контура рассматриваемой территории, u — средняя скорость движения потоков воздуха, переносящих водяной пар через территорию. На пути движения воздушного потока влагосодержание атмосферы будет изменяться в соответствии с разностью расхода воды на осадки и прихода от испарения.

Очевидно, что поток водяного пара, уносимого воздушными течениями с данной территории, будет равен $\omega u - (r - E)L$, где r — сумма осадков, E — сумма испарения за рассматриваемый период времени, L — линейный масштаб территории.

Общий поток водяного пара, переносимого над рассматриваемой территорией, составляется из двух потоков — потока внешнего (адвективного) водяного пара, образованного испарением вне данной территории, и потока, образованного местным испарением. Первый поток на наветренном контуре территории будет равен ωu , а на подветренном контуре (при уходе за пределы территории) $\omega u - r_a L$, где r_a — сумма осадков, образованных из внешнего (адвективного) водяного пара. Второй поток равен нулю на наветренном контуре, а на подветренном контуре (при уходе потока с данной территории) равен $(E - r_m)L$, где

r_m — сумма осадков, выпадающих из водяного пара местного происхождения.

Таким образом, в среднем над рассматриваемой территорией имеются поток внешнего водяного пара, равный $wu - \frac{1}{2}r_a L$, и поток местного пара $\frac{1}{2}(E - r_m)L$, дающие в сумме общий поток $wu - \frac{1}{2}(r - E)L$. При этом следует иметь в виду, что $r_a + r_m = r$. Так как молекулы водяного пара местного и внешнего происхождения в атмосфере перемешиваются в процессе турбулентного обмена, то очевидно, что соотношение сумм осадков, образованных из местного и внешнего водяного пара, равно соотношению количества соответствующих молекул пара в атмосфере.

Иначе говоря, можно считать, что

$$\frac{r_a}{r_m} = \frac{wu - \frac{1}{2}r_a L}{\frac{1}{2}(E - r_m)L}. \quad (3.36)$$

Отсюда, принимая во внимание, что $r = r_a + r_m$, можно получить следующие два уравнения:

$$r_a = r \frac{1}{1 + EL/2wu}; \quad (3.37)$$

$$r_m = r \frac{1}{1 + 2wu/EL}. \quad (3.38)$$

Из соотношения (3.36) можно также определить значение коэффициента влагооборота K , равное отношению общей суммы осадков к количеству осадков внешнего (адвективного) происхождения:

$$K = \frac{r}{r_a} = 1 + \frac{EL}{2wu}. \quad (3.39)$$

Значение коэффициента влагооборота показывает, сколько раз выпадает в виде осадков в пределах данной территории конденсированный водяной пар, принесенный на эту территорию, до его удаления атмосферной циркуляцией.

При помощи полученных формул можно проанализировать зависимость характеристик влагооборота от основных факторов, влияющих на влагооборот. Так, в частности, из формулы (3.39) следует, что коэффициент влагооборота зависит от баланса водяного пара в атмосфере и непосредственно не зависит от величины речного стока. Отметим также установленную формулами (3.37) — (3.39) зависимость сумм внешних осадков, местных осадков и коэффициента влагооборота от масштаба

Таблица 3.9

Годовой ход составляющих влагооборота для европейской части СССР

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Гол
E мм/мес	5	5	10	36	50	54	50	39	22	11	7	5	294
w см	0,4	0,4	0,6	0,9	1,5	2,0	2,3	2,2	1,6	1,2	0,8	0,5	1,2
u м/с	7,7	7,8	7,8	7,2	6,6	6,2	5,8	6,3	6,9	7,5	7,7	7,6	7,1
K	1,07	1,08	1,09	1,24	1,22	1,19	1,17	1,12	1,08	1,05	1,05	1,06	1,12
r см/мес	2,7	2,3	3,4	2,8	3,8	5,5	6,3	5,9	5,1	4,9	3,8	3,2	48,7
r_a см/мес	2,5	2,1	2,2	2,3	3,1	4,6	5,4	5,3	4,7	4,7	3,6	3,0	43,5
r_m см/мес	0,2	0,2	0,2	0,5	0,7	0,9	0,9	0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	5,2

рассматриваемой территории. С ростом масштаба L увеличиваются суммы местных осадков и коэффициент влагооборота и уменьшаются суммы осадков, образованных водяным паром внешнего происхождения. При этом действительная зависимость коэффициента влагооборота от масштаба для не слишком малых территорий не является линейной — с ростом территории вследствие влияния кривизны траектории движения частиц воздуха несколько уменьшается средняя скорость переноса водяного пара u .

Для оценки влияния переноса водяного пара в атмосфере на образование осадков приведем данные расчета составляющих влагооборота для европейской части СССР (табл. 3.9). Эта таблица показывает, что осадки, образованные из местного водяного пара, составляют очень небольшую часть общего количества осадков. Как для года в целом, так и для отдельных месяцев коэффициент влагооборота лишь ненамного превосходит единицу, что свидетельствует о неправильности концепции многократного внутреннего влагооборота.

В действительности даже на такой обширной территории суши, как европейская часть СССР, только очень небольшая часть (около 12 %) общего количества осадков повторно выпадает за счет пара, образованного местным испарением. Основная часть осадков, выпадающих на ограниченной территории суши, формируется из водяного пара, принесенного извне.

В работах О. А. Дроздова и его сотрудников был исследован атмосферный влагооборот над всеми континентами (Мировой водный баланс, 1974). Результаты этих исследований представлены в табл. 3.10. Из данных этой таблицы видно, что даже на

Таблица 3.10
Атмосферный влагооборот над континентами

Континент	Осадки, км ³ /год	Адвективные осадки, км ³ /год	Местные осадки, км ³ /год	Коэффициент влагооборота
Европа	7,540	5,310	2,230	1,42
Азия	33,240	18,360	14,880	1,81
Африка	21,400	15,100	6,300	1,42
Северная Америка	16,200	9,800	6,400	1,65
Южная Америка	28,400	16,900	11,500	1,68
Австралия	3,470	3,040	430	1,14

самом обширном континенте — Азии большая часть выпадающих осадков образуется из водяного пара, принесенного на континент извне.

Таким образом, главным источником увлажнения континентов является океаническая влага.

Из-за больших масштабов переноса океанической влаги в атмосфере вклад местного испарения с поверхности континентов в сумму выпадающих осадков сравнительно невелик, особенно для территорий размерами менее 1 млн. км². Это не означает, однако, что влияние местного испарения на сумму выпадающих осадков ограничивается изменениями составляющих атмосферного влагооборота. Наряду с прямым влиянием местного испарения на влагооборот существует косвенное влияние, обусловленное связью количества осадков с уровнем относительной влажности воздуха.

Факторы, влияющие на количество осадков. В исследованиях О. А. Дроздова (Дроздов, Григорьева, 1963) была найдена полуэмпирическая формула для определения количества осадков

$$r = a\omega\varphi(h), \quad (3.40)$$

где h — средняя относительная влажность воздуха в слое 0—7 км; ω — влагосодержание атмосферы; a — коэффициент пропорциональности, равный 1, если при $h = 100\%$ за один день выпадает количество осадков, равное $0,1\omega$. Для Европейской территории СССР этот коэффициент близок к 1.

Эмпирическая функция $\varphi(h)$ для многих районов умеренных широт имеет сходный характер. Так, в частности, для Европейской территории СССР функция $\varphi(h)$ характеризуется следующими данными:

$h\%$	40	45	50	55	60	65	70
$\varphi(h) \cdot 10^{-2}$. .	0,7	1,4	3,7	5,7	6,8	7,5	8,2
$h\%$	75	80	85	90	95	100	
$\varphi(h) \cdot 10^{-2}$. .	8,6	9,1	9,5	9,7	9,9	10,0	

Как видно из этих данных, при относительной влажности ниже 40% осадки незначительны, они быстро возрастают при увеличении влажности воздуха до 50—55%, при дальнейшем росте влажности возрастание осадков замедляется; в условиях высокой влажности воздуха ее изменения мало влияют на осадки.

Формулу (3.40) можно использовать для определения зависимости осадков от местного испарения. Величины ω и h в таком случае определяются в соответствии с влиянием местного испарения на общее количество водяного пара, переносимого над данной территорией. При этом выясняется, что влияние местного испарения на осадки в определенном интервале влажности воздуха может быть в несколько раз больше того вклада, какой местное испарение вносит в общее количество водяного пара в атмосфере.

Таким образом, приведенная выше теория атмосферного влагооборота позволяет учесть только прямое влияние местного испарения на количество осадков. Как показали исследования О. А. Дроздова, во многих случаях большое значение имеет косвенное влияние местного испарения на осадки, без которого удаленные от океана районы материков превратились бы в пустыни.

Используя формулу (3.40), можно рассчитать, как зависит количество осадков от типа растительного покрова, определяющего величину местного испарения. Однако связь суммарного испарения с характером растительного покрова изучена недостаточно.

Так, влияние лесов на испарение обсуждается уже много лет, но до настоящего времени этот вопрос не вполне ясен: леса, вероятно, не очень сильно влияют на суммарное испарение по сравнению с другими типами растительности. При осушении моховых болот и развитии на них лесного покрова суммарное испарение, по-видимому, возрастает, обратный эффект может иметь место при осушении низинных травяных болот.

Можно допустить, что смена различных типов растительного покрова изменяет суммарное испарение на величину порядка 10 %. Используя уравнения влагооборота, найдем, что влияние изменения испарения на осадки будет зависеть от масштабов области, в которой изменилось испарение. Если такое изменение произошло в пределах географической зоны с линейным масштабом порядка 1000 км, влияние колебаний испарения на осадки будет незначительным. Это влияние может, однако, стать существенным при изменениях испарения на пространствах целых континентов или их значительных частей.

Приведенные выше соображения можно дополнить анализом физического механизма изменения количества осадков при изменении поля температуры воздуха (Будыко, Дроздов, 1976).

Будем считать, что испарение с поверхности Земли определяется формулой

$$E = A (q_s - q), \quad (3.41)$$

где A — коэффициент пропорциональности; q_s — удельная влажность воздуха, насыщенного водяным паром, при температуре испаряющей поверхности θ_w ; q — удельная влажность воздуха на уровне метеорологических наблюдений.

Эта формула является точной для испарения с водной поверхности, которое составляет более 85 % общего испарения с поверхности планеты в целом, и приближенной для испарения с влажной поверхности суши, составляющего основную часть разности общего испарения и испарения с поверхности водоемов.

Принимая во внимание, что над океанами относительная влажность воздуха изменяется сравнительно мало, будем считать величину $1 - q/q_s = \beta$ постоянной. При этом условии можно найти отношение производной от испарения по температуре воздуха $\partial E/\partial \theta$ к испарению E :

$$\frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial \theta} = \frac{1}{q_s} \frac{\partial q_s}{\partial \theta_w} \frac{\partial \theta_w}{\partial \theta}. \quad (3.42)$$

Чтобы определить величину $\partial \theta_w/\partial \theta$, используем уравнение теплового баланса земной поверхности для Земли в целом:

$$R = LE + P, \quad (3.43)$$

где R — радиационный баланс, L — скрытая теплота парообразования, P — турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой.

Это уравнение можно записать в форме

$$R = LA(q_s - q) + c_p A(\theta_w - \theta), \quad (3.44)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

Дифференцируя уравнение (3.44) по θ , найдем

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial \theta} = \frac{1}{1 + (L/c_p) \beta (\partial q_s / \partial \theta_w)}. \quad (3.45)$$

При этом предполагается, что при изменении температуры радиационный баланс земной поверхности остается постоянным; в действительности же его величина при колебаниях термического режима несколько изменяется, однако эти изменения сравнительно невелики.

Из (3.42) и (3.45) получим

$$\frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial \theta} = \frac{\frac{1}{q_s} \frac{\partial q_s}{\partial \theta_w}}{1 + \frac{L}{c_p} \beta \frac{\partial q_s}{\partial \theta_w}}. \quad (3.46)$$

При помощи этой формулы можно рассчитать зависимость испарения от средней глобальной температуры воздуха. Считая в соответствии с данными наблюдений $\beta = 0,2$, из (3.46) найдем, что при повышении средней температуры воздуха на 1°C испарение увеличивается на 4 %. Так как глобальная сумма осадков равна величине испарения, эта зависимость характеризует также связь суммы осадков с температурой воздуха.

Найденную здесь зависимость можно сравнить с результатом исследования, выполненного Везеролдом и Манабе (Wetherald, Manabe, 1975), которые использовали для этой цели численную модель теории климата, включающую в себя детальный учет общей циркуляции атмосферы. Такой подход

позволил Везеролду и Манабе отказаться от некоторых упрощающих предположений, принятых в изложенном выше расчете. Они, в частности, не считали относительную влажность воздуха постоянной при колебаниях температуры. Полученный ими результат соответствует изменению испарения (и осадков) на 3 % при изменении температуры на 1 °С, что не очень сильно отличается от результатов упрощенного расчета.

Следует отметить, что предположение о независимости величины β от температуры для континентов не оправдывается. Это объясняется тем, что при повышении температуры возможное испарение с суши (испаряемость) увеличивается. Если в таком случае приток влаги с океанов остается постоянным, из-за роста испарения средняя влажность верхнего слоя почвы уменьшается, в результате чего относительная влажность воздуха падает. Как указано выше, при потеплениях горизонтальный перенос водяного пара в средних широтах уменьшается, что усиливает отмеченный выше эффект.

Таким образом, потепления приводят к уменьшению количества осадков, выпадающих на значительной части территории континентов. Эта связь была установлена еще Э. А. Брикнером в 1890 г. В последующих исследованиях была найдена отрицательная корреляция между температурой и осадками для теплого времени года в Евразии (Дроздов, Григорьева, 1963) и для различных сезонов на большей части территории США (CIAP, 1975).

Физический механизм уменьшения осадков при повышении средней температуры воздуха для Евразии можно представить следующим образом.

Поток водяного пара, поступающего с Атлантического океана и примыкающих к нему морей в Евразию, пропорционален vq_0 , где v — скорость переноса водяного пара, зависящая от меридионального градиента температуры, q_0 — влажность воздуха на границе океана.

Уравнение баланса водяного пара в атмосфере над континентом на расстоянии от его западного берега x имеет форму

$$avq_0 - avq = \int_0^x (r - E) dx, \quad (3.47)$$

где a — коэффициент пропорциональности.

Величины r и E в этом уравнении изменяются по координате x , уменьшаясь по мере удаления от океана. Для определения этих величин можно использовать два дополнительных соотношения, из которых одно выражает следующую из формулы (3.40) эмпирическую зависимость осадков от влажности воздуха:

$$r = r(q), \quad (3.48)$$

а второе соответствует уравнению связи теплового и водного балансов суши (Будыко, 1956)

$$\frac{E}{r} = \Phi\left(\frac{R}{Lr}\right). \quad (3.49)$$

Из этих уравнений можно найти величину r для внутриконтинентального района, удаленного на расстояние x от берега континента.

Учитывая, что $w = bq$ (b — коэффициент пропорциональности), из (3.40), (3.47), (3.48) и (3.49) получим

$$\frac{av}{ab} \left[\frac{r_0}{\varphi(h_0)} - \frac{r}{\varphi(h)} \right] = \int_0^x r \left[1 - \Phi\left(\frac{R}{Lr}\right) \right] dx, \quad (3.50)$$

где r_0 и h_0 — осадки и относительная влажность на границе океана. Таким образом, осадки внутри континента оказываются зависящими от горизонтальных потоков влаги, что ранее было обнаружено эмпирически (Бурцев, 1955).

Для использования формулы (3.50) необходимо принять во внимание зависимость количества выпадающих осадков r от тепловой трансформации воздуха над континентом. В связи с этим роль местного испарения в образовании осадков становится различной в зависимости от того, нагревается или охлаждается над континентом воздух, пришедший с океана. Схемы влагооборота в разные сезоны по указанным причинам также становятся разными.

Следует заметить, что изложенные выше механизмы формирования осадков умеренных широт не могут объяснить изменения осадков в более низких широтах, а также ряд особенностей увлажнения геологического прошлого.

Некоторые выводы в отношении зависимости осадков от основных формирующих их факторов можно сделать из анализа формулы (3.40). Выше мы рассмотрели последствия изменений параметра α , характеризующего атмосферную циркуляцию, и влагосодержания атмосферы w , связанных с температурой и потоками влаги с океана при неизменном уровне конденсации, определяемом относительной влажностью h .

Однако сомножители в формуле (3.40) могут считаться независимыми только условно. С учетом влияния на осадки тепловой трансформации воздуха и связей между сомножителями в формуле (3.40) можно выделить несколько типов влагооборота.

Первый тип — влагооборот при отсутствии существенного влияния на осадки термической трансформации. Второй тип наблюдается в средних широтах летом, когда в потоке воздуха с океана на континент из-за нагревания материка относитель-

ная влажность h падает при удалении от океана, но одновременно растет индекс α . Например, при вторжениях на материк морского воздуха умеренных широт или арктического воздуха на побережье выпадают обильные осадки, внутри же материка осадки ослабевают, хотя это ослабление компенсируется тем, что относительная влажность h увеличивается за счет местного испарения влаги, накопленной в холодный сезон. При подобных условиях для увлажнения внутренних районов материка большое значение имеет местное испарение.

Третий тип влагооборота имеет место зимой, когда по мере выхолаживания относительная влажность в потоке воздуха внутри материка (несмотря на выпадение осадков) все время остается высокой и роль местного испарения в образовании осадков становится второстепенной. Такой тип влагооборота особенно характерен для полярных широт и средних широт в континентальных районах обширных материков. В глубине Антарктиды большая часть осадков связана с вымораживанием влаги, а не с фронтальными процессами (Русин, 1961). Близкие условия возможны зимой в Забайкалье и Якутии.

Рассмотрим частный случай применения формулы (3.50), когда при переходе с океана на сушу относительная влажность и отношение E/r не меняются, т. е. $E = cr$; $\varphi(h) = \text{const}$. Такие условия могут иметь место при выхолаживании воздуха над материком, когда понижение температуры на 10°C будет соответствовать уменьшению осадков примерно вдвое.

В этом случае, считая v постоянным и дифференцируя обе части уравнения (3.50) по x , получим

$$-\frac{dr}{dx} = \frac{\alpha b (1-c) \varphi(h)}{av} r, \quad (3.51)$$

откуда при $x=0$ $r=r_0$ найдем

$$r = r_0 e^{-\frac{\alpha b (1-c) \varphi(h)x}{av}}. \quad (3.52)$$

Из (3.52) видно, что осадки убывают внутрь материка, причем скорость этого убывания зависит от v . Таким образом, изменение v вызывают аналогичные по знаку изменения r в глубине материка. При других типах тепловой трансформации получаются более сложные, но сходные соотношения.

Особый тип влагооборота возникает во внутритропической зоне при отсутствии интенсивных нисходящих движений. Здесь при высокой относительной влажности h и большом влагосодержании w создаются благоприятные условия для выпадения конвективных осадков, так как при большом влагосодержании уменьшается влажноадиабатический градиент, причем в верхних

слоях тропосферы растет излучение, что способствует увеличению вертикальных градиентов температуры. В результате внутримассовые осадки, обычно менее существенные в средних широтах (кроме лета в некоторых муссонных районах), во внутритропической зоне становятся основными.

Изложенные здесь представления о закономерностях влагооборота в атмосфере можно использовать для изучения колебаний режима осадков при естественных и антропогенных изменениях климата.

4. Естественные изменения климата

4.1. Климаты геологического прошлого

Методы изучения климата прошлого. Сведения о климатах отдаленных эпох получены в результате изучения материалов о природных условиях прошлого. Поскольку процессы формирования осадочных отложений, выветривания горных пород, развития водоемов, существования живых организмов зависели от атмосферных факторов, данные об этих процессах позволяют оценить климатические условия соответствующих периодов времени.

Интерпретация материалов о природных условиях геологического прошлого для выяснения климатического режима связана с большими трудностями, причем некоторые из них имеют принципиальный характер. К таким трудностям, в частности, относится необходимость применения в этих исследованиях принципа актуализма, который в данном случае соответствует принятию допущения о сохранении в прошлом таких же связей между климатом и другими природными явлениями, какие существуют в настоящее время. Хотя подобный подход не является бесспорным, многообразие природных процессов, зависящих от климата, позволяет осуществлять независимую проверку результатов восстановления климатических условий прошлого по различным палеогеографическим показателям. В связи с этим можно не сомневаться в достоверности наиболее общих закономерностей климатических условий геологического прошлого, установленных в палеогеографических исследованиях, хотя более частные результаты этих исследований нередко являются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

Существенным дополнением к палеогеографическим данным при изучении климатических условий прошлого являются материалы по палеотемпературам, получаемые в результате анализа изотопного состава органических остатков. Оценка точности таких материалов и вопрос об их правильной интерпретации связаны с значительными трудностями, которые постепенно преодолеваются по мере развития методов палеотемпературных исследований.

При изучении климатов прошлого используются сведения о структуре осадочных пород, геоморфологические показатели и материалы об ископаемых флорах и фаунах.

В основе первого подхода находятся хорошо изученные в настоящее время связи литогенеза с климатическими факторами. Так, в частности, в условиях жаркого и влажного климата происходит интенсивное химическое выветривание горных пород, приводящее к разрушению неустойчивых минералов. При сухом жарком климате химическое выветривание менее интенсивно, в таких условиях большое значение приобретает разрушение горных пород под влиянием ветра и колебаний температуры. Еще менее существенно химическое выветривание в условиях холодного климата, где преобладает физическое выветривание, при котором сохраняются малоустойчивые в химическом отношении минералы.

Условия увлажнения оказывают большое влияние на объем и структуру осадочных отложений, в сухих районах этих осадков обычно немного, во влажных областях их количество возрастает, причем среди них значительное место занимают аллювиальные осадки.

С климатическими условиями тесно связан процесс углеобразования, в связи с чем данные об ископаемых углях могут быть использованы для реконструкции климатов прошлого. Интерпретация этих данных связана, однако, с определенными трудностями, так как зависимость угленакопления от климата в разные периоды времени существенно изменялась в соответствии с изменениями характера растительности, из которой формировались угли. Например, если многие угли девонского периода накапливались в условиях сухого климата, в пермо-карбоновое время образование угля чаще было связано со сравнительно более влажными климатическими условиями.

При изучении климатов прошлого применяются также материалы об отложениях известняков, доломитов и о соленосных отложениях, которые особенно существенны для реконструкции климатических условий древних водоемов.

В некоторых случаях материалы о структуре осадочных пород используются для оценки сезонных изменений климата. Наиболее известный пример такого рода — изучение ленточных глин, образовавшихся в районах, близких к периферии континентальных оледенений. При летнем таянии ледников водные потоки выносили с их поверхности большое количество грубого обломочного материала, в холодное время года в этих районах отлагалось гораздо меньшее количество мелкозернистого глинистого вещества. Слоистая структура ленточных глин позволяет оценить длительность периода их образования.

Для изучения режима атмосферных осадков и формирования ледяного покрова широко используются геоморфологические показатели. Из них следует выделить данные о положении береговой линии океана, которые позволяют оценить объем воды,

израсходованной на образование континентальных оледенений или полученной океаном при таянии этих оледенений.

Основным показателем развития ледников служат материалы об изменениях рельефа под влиянием оледенений. Наряду с ними важной характеристикой климатов прошлого могут быть данные о высоте снеговой линии в горах, положение которой определяется режимом температуры и осадков.

Определенные сведения об условиях увлажнения можно получить по данным о древних озерах и речных долинах. Так, например, следы многочисленных озер и рек на территории современных пустынь свидетельствуют о больших изменениях режима увлажнения, произошедших в этом районе.

Материалы о колебании уровня таких замкнутых водоемов, как, например, Каспийское море, позволяют оценить приток воды в этот водоем и, следовательно, количество осадков в бассейнах питающих его рек для различных периодов времени.

Для изучения условий увлажнения и термического режима в прошлом используются данные о характере ископаемых почв. Следы вечной мерзлоты в почвах имеют значение для восстановления зон с холодным климатом.

Для палеоклиматических исследований представляют также интерес сведения о характере процесса эрозии, который существенно зависит от климатических условий, в частности от условий увлажнения.

Большое значение для изучения климатов прошлого имеют материалы о географическом распределении живых организмов, в особенности о распределении растений, которое существенно зависит от климатических условий. Применение этого метода дает более надежные результаты для не очень отдаленного прошлого, когда растения мало отличались от их современных форм и когда, по-видимому, климатические условия также влияли на распространение растений, как и в наше время. Для более древних эпох применение связей жизнедеятельности современных растений с метеорологическими факторами в реконструкции климатов прошлого становится затруднительным, что ограничивает возможности использования материалов о распределении растений в палеоклиматических исследованиях.

Крупным достижением последних десятилетий явилось применение метода анализа ископаемой пыльцы и спор растений, который позволяет получить характеристику состава растительного покрова в определенном районе. Этот метод также легче использовать для эпох, в течение которых растения были близки к современным.

Следует упомянуть о применении в изучении изменений климата данных о годовых кольцах деревьев. Изменения этих колец позволяют обнаружить короткопериодические колебания

климата, а их структура характеризует общие климатические условия (например, слабое развитие годовых колец у деревьев карбоновых болот свидетельствует об отсутствии в этом случае сезонных изменений климата).

Труднее использовать для изучения климатов прошлого материалы об ископаемых фаунах, так как зависимость географического распределения животных от климата в общем слабее аналогичной зависимости для растений. Тем не менее такие материалы, особенно относящиеся к пойкилотермным животным (не имеющим терморегуляции), являются ценным дополнением к другим методам изучения изменений климата. Интерпретация данных о распределении животных для оценки климатических условий, так же как и данных о распределении растений, строится на предположении, что влияние климата на жизнедеятельность соответствующих организмов было аналогично влиянию на существующие сейчас родственные им формы.

Особое значение для палеоклиматологии имеет применение метода определения палеотемператур по содержанию изотопа кислорода O^{18} в ископаемых остатках водных животных. Установлено, что отношение количества изотопа O^{18} к количеству O^{16} в раковинах моллюсков и других остатках морских организмов зависит от температуры, при которой эти организмы существовали.

Для определения палеотемператур по изотопному составу изучаемых образцов потребовалось создание высокочувствительных масс-спектрометров и решение ряда других технических задач. Начиная с середины нашего века, метод прямого измерения палеотемператур нашел широкое применение в исследованиях климатических условий, относящихся ко времени от недавнего прошлого до эпох, отстоящих от нас на сотни миллионов лет.

Оценивая результаты применения перечисленных здесь методов для изучения изменений климата, следует отметить, что за исключением относительно короткого современного периода почти все имеющиеся сведения о климатах прошлого относятся к режиму температуры воздуха у земной поверхности, температуры поверхности суши, температуры водоемов, а также, в меньшей степени, к режиму увлажнения на континентах.

Хотя из палеогеографических данных можно извлечь сведения о некоторых других элементах климата (например, в отдельных случаях по форме ископаемых дюн и барханов можно оценить направление преобладающего ветра и т. д.), объем таких сведений невелик по сравнению с материалами о названных выше элементах климата.

Климаты дочетвертичного времени. Излагаемые ниже сведения о климатах дочетвертичного времени главным образом

основаны на материалах исследований В. М. Синицина (1965, 1967 и др.), о которых подробнее говорится ниже.

Климатические условия палеозоя (570—230 млн. лет до нашего времени) известны очень приближенно. По-видимому, на протяжении большей части палеозоя на всем земном шаре климат был очень теплым, причем условия увлажнения на континентах изменялись в широких пределах. В конце палеозоя, на границе каменноугольного и пермского периодов, возникло оледенение, которое охватило значительную территорию суши, расположенную сейчас в основном в тропических широтах. Оценить географическое положение этого оледенения в эпоху его развития довольно трудно из-за вероятности за столь длительное время значительного перемещения континентов и изменения положения полюсов земного шара.

Характерно, что климатические условия других районов земного шара в эпоху пермо-карбонового оледенения были достаточно теплыми.

В пермском периоде стала заметной термическая зональность, причем на континентах значительно расширились области сухого климата. Климат мезозоя (230—65 млн. лет до нашего времени) был довольно однообразным. На большей части земного шара климатические условия были близки к современным тропическим, тогда как в высоких широтах климат был более прохладным, хотя все же очень теплым, с незначительными сезонными изменениями температуры. Условия увлажнения на континентах в мезозое, по-видимому, были более однородными по сравнению с современной эпохой, хотя в это же время существовали зоны как недостаточного, так и избыточного увлажнения.

В конце мелового периода зона жаркого климата сократилась, а область сухих климатических условий расширилась. При переходе к кайнозойской эре заметного изменения климата не произошло. На протяжении третичного периода проходил процесс прогрессивного похолодания, который был наиболее заметен в умеренных и особенно высоких широтах. С середины третичного периода в высоких широтах появляется и постепенно расширяется новая климатическая зона, в которой метеорологический режим напоминает современные климатические условия средних широт. В этой зоне температура воздуха зимой опускалась ниже нуля, что делало возможным образование сезонного снежного покрова. Одновременно в удаленных от океанов районах континентов усиливалась континентальность климата.

Процесс похолодания не был равномерным, в отдельные эпохи происходили потепления, которые, однако, не изменяли общей тенденции к усилению термической зональности, обусловленной снижением температур в высоких широтах. Этот процесс

ускорился в плиоцене, когда расширилось возникшее ранее континентальное оледенение в Антарктиде.

Хотя в конце плиоцена климат был теплее современного, он уже меньше отличался от современных климатических условий по сравнению с климатом мезозоя и начала третичного периода.

Рассматривая последовательность изменений климата за время, для которого имеются более или менее достоверные данные, следует обратить внимание на нетипичность режимов с сильно выраженной термической зональностью для климатических условий на нашей планете.

Большое различие температур между полюсами и экватором, существующее с конца третичного периода и особенно возросшее в ледниковые эпохи, характерно для малой части времени, прошедшего после начала палеозоя. За последние 600 млн. лет, кроме четвертичных оледенений, было только одно крупное пермо-карбоновое оледенение, длительность которого также была невелика по сравнению со временем, прошедшим с начала палеозоя.

Климат четвертичного периода. Климатические условия четвертичного периода изучены гораздо подробнее по сравнению с климатом более раннего времени. Из многочисленных работ, посвященных исследованию природных условий и климатов четвертичного периода, следует выделить труды И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939), Шварцбаха (Schwarzbach, 1950; 1968), В. Н. Сакса (1953), К. К. Маркова (1955, 1960), Эмилиани (Emiliani, 1955 и др.), Юинга и Донна (Ewing, Donn, 1956, 1958 и др.), Флинта (Flint, 1957), Цейнера (Zeuner, 1959), Л. Б. Рухина (1962), Флена (Flohn, 1963, 1964 и др.), Бутцера (Butzer, 1964), Фейрбриджа (Fearbridge, 1967), А. А. Величко (1973) и других.

За исключением последнего относительно очень короткого отдела четвертичного периода — голоцена, весь этот период соответствует плейстоцену, на протяжении которого климатические условия были необычными по сравнению с предшествовавшими условиями мезозойской эры и третичного периода, когда термическая зональность была сравнительно слабо выражена. В плейстоцене усилилось похолодание в средних и высоких широтах, что способствовало возникновению крупных континентальных оледенений, которые неоднократно расширялись, достигая средних широт, а затем отступали в высокие широты. Во время развития континентальных оледенений увеличивалась площадь морских льдов, занимавших большие пространства. Число четвертичных оледенений и их датировки известны только приблизительно.

Исследования, проведенные в Альпах в прошлом веке, позволили выделить четыре главных европейских оледенения, назван-

ные Гюнц, Миндель, Рисс и Вюрм. В дальнейшем выяснилось, что каждое из этих оледенений распадалось на несколько стадий, в интервалах между которыми ледники отступали. Альпийские оледенения совпадали с развитием ледяного покрова на равнинных территориях Евразии и Северной Америки, который занимал обширные пространства в высоких и умеренных широтах.

По-видимому, периоды развития и отступления ледников занимали меньшую часть общей длительности плейстоцена, более продолжительными были сравнительно теплые межледниковые эпохи, когда ледяной покров на континентах исчезал, сохраняясь только в горных районах и высоких широтах.

Установлено, что наступание и отступление ледников в Европе, Азии и Северной Америке происходило более или менее синхронно, такое же соответствие имело место между ледниковыми эпохами в северном и южном полушариях.

Ледяной покров на континентах в эпохи оледенений перемещался дальше всего в районах с более влажным морским климатом, в сравнительно сухом климате Северной Азии он занимал очень небольшую площадь. При наиболее сильных оледенениях континентальный ледяной покров в северном полушарии доходил в среднем до 57° с. ш., достигая в отдельных районах 40° с. ш. Толщина его на значительной части площади составляла сотни метров, а в ряде областей достигала километра и более.

Несомненно, что при развитии континентальных оледенений граница морских полярных льдов также перемещалась в более низкие широты. Это значительно увеличивало общую площадь постоянного ледяного покрова на нашей планете.

При каждом наступании ледников снеговая линия в горных районах, не охваченных оледенением, спускалась на сотни метров, иногда до километра и более.

Наряду с этим в ледниковые эпохи происходило значительное увеличение площади зоны вечномёрзлых почв. Граница вечной мерзлоты при развитии оледенений перемещалась в более низкие широты на расстояния, достигавшие нескольких тысяч километров.

Характерной чертой ледниковых эпох было обусловленное развитием мощных континентальных оледенений снижение уровня Мирового океана до 100—150 м по сравнению с современным уровнем. В теплые межледниковые эпохи уровень океана поднимался до нескольких десятков метров по отношению к его положению в наше время. В соответствии с колебаниями уровня океана его площадь изменялась до нескольких процентов от ее начальной величины.

• Климат ледниковых эпох характеризовался заметным понижением температуры воздуха во всех районах земного шара. В теплые межледниковые эпохи температуры воздуха была выше современной, хотя изменение температуры по сравнению с нашим временем в этом случае было меньше по абсолютной величине, чем в эпохи оледенений.

Менее ясен вопрос о связанных с оледенением изменениях режима осадков. Имеющиеся данные указывают, что условия увлажнения в различных районах земного шара при оледенениях менялись по-разному. Это свидетельствует об изменении системы атмосферной циркуляции, обусловленном развитием оледенений, которое связано с изменением контрастов температуры между полюсами и экватором.

Наряду с этим в эпохи максимального развития оледенений количество осадков во многих континентальных районах снижалось, что, по-видимому, объяснялось уменьшением испарения в результате понижения температуры и из-за того, что значительная часть поверхности океанов была покрыта льдами.

Следует отметить, что первые континентальные оледенения в высоких широтах, по-видимому, возникли еще в эоцене—миоцене. Центральные части этих оледенений располагались в горных районах.

Развитие больших континентальных оледенений, не связанных с горными системами, является характерной особенностью плейстоцена.

Причины изменений климата. Для понимания физического механизма современных изменений климата существенное значение имеет объяснение причин изменений климата, происходивших в геологическом прошлом.

Одним из факторов, влиявшим на изменения климата, происходившие за большие интервалы времени, было постепенное увеличение светимости Солнца (солнечной постоянной). Заключение о таком увеличении было сделано Шварцшильдом (Schwarzschild, 1958) на основании анализа общих закономерностей эволюции звезд. Хотя это заключение было подтверждено рядом последующих исследований, вопрос о скорости увеличения светимости Солнца пока еще не вполне ясен. В различных работах предполагается, что за время существования Земли (около 4,5 млрд. лет) светимость Солнца возросла от 25 до 60 %.

Из других факторов, которые оказывали влияние на климат прошлого, следует выделить изменение химического состава атмосферы и, в частности, колебания количества углекислого газа в атмосферном воздухе, которые рассмотрены во второй главе книги.

Если ограничиться учетом первого из указанных факторов изменений климата, мы получим вывод о том, что температура воздуха у земной поверхности на протяжении всей истории Земли росла, что, как видно из приведенного выше обзора, совершенно не соответствует палеоклиматическим данным. Это противоречие обсуждается в интересных работах Сагана и Маллена (Sagan, Mullen, 1972) и Сагана (Sagan, 1977). В первой из этих работ рассчитано изменение средней температуры поверхности Земли под влиянием роста светимости Солнца по формуле радиационного равновесия без учета зависимости длинноволнового излучения от свойств атмосферы и при предположении альбедо Земли постоянным во времени.

Из такого расчета Саган и Маллен нашли, что средняя температура была ниже точки замерзания воды на протяжении большей части докембрийского времени — до 1,4—2,3 млрд. лет тому назад (время достижения указанной температуры зависит от предположения о скорости возрастания светимости Солнца). Так как этот вывод противоречит данным о существовании в первой половине истории Земли жидкой воды на ее поверхности, Саган и Маллен предположили, что в древней атмосфере существовало определенное количество аммиака (NH_3). Это усиливало парниковый эффект и способствовало заметному повышению температуры воздуха.

Во второй работе Саган, обсуждая это предположение, привел данные определения палеотемператур для докембрийского времени, из которых следует, что 1—3 млрд. лет тому назад температура на поверхности Земли равнялась 310—350 К, т. е. была выше, чем в наше время.

Использование изложенной в третьей главе полуэмпирической теории термического режима атмосферы значительно усиливает аргументацию в пользу предположения Сагана и Маллена о том, что в прошлом химический состав атмосферы заметно отличался от современного.

Приведенная в их работе оценка времени, когда при увеличении солнечной постоянной на поверхности Земли могла возникнуть жидкая вода, должна быть изменена, так как для создания «белой Земли» достаточно, как установлено в приведенных выше расчетах по полуэмпирической теории термического режима атмосферы, уменьшения солнечной постоянной по сравнению с ее современным значением на величину всего около 4 %. Такое значение солнечной постоянной имело место 600—300 млн. лет тому назад, т. е. в начале или в середине фанерозоя.

Отметим, что, как следует из соотношений полуэмпирической теории, состояние «белой Земли» является устойчивым и для современного значения солнечной постоянной. В связи с этим,

при постоянном химическом составе атмосферы, замерзшая в прошлом поверхность Земли и в наше время была бы покрыта ледяным покровом.

Для объяснения существования на протяжении основной части истории Земли теплого климата на всех широтах существенное значение имеет то, что, как видно из материалов второй главы, в течение почти всего фанерозоя атмосфера содержала значительно больше углекислого газа по сравнению с современной эпохой. Как отмечено в третьей главе, удвоение концентрации углекислого газа приводит к повышению средней температуры воздуха у земной поверхности при постоянном альбедо Земли приблизительно на $2,5^{\circ}\text{C}$. Дальнейшее увеличение концентрации CO_2 повышает температуру воздуха на такую же величину при каждом последующем удвоении концентрации (Augustsson, Ramanathan, 1977). Таким образом, при увеличении концентрации CO_2 в четыре раза температура воздуха возрастет на 5°C , а при росте концентрации в восемь раз — на $7,5^{\circ}\text{C}$.

Так как в начале и середине фанерозоя концентрация CO_2 была выше современной в 6—10 раз, это обеспечивало повышение средней температуры воздуха по сравнению с современной эпохой примерно на $6,5$ — 8°C . Считая, что солнечная постоянная в первой половине фанерозоя была меньше ее современного значения на 4 %, и принимая во внимание приведенные в третьей главе данные о чувствительности термического режима к изменениям притока тепла, найдем соответствующее понижение средней температуры воздуха при постоянном альбедо равным 5 — 6°C .

Фактически обе эти разности должны быть больше приведенных здесь значений, так как из-за развития в конце фанерозоя полярных ледяных покровов и изменения структуры растительных покровов на континентах альбедо Земли увеличилось. Поскольку учет этого эффекта изменяет обе указанные разности на одинаковую сравнительно небольшую величину, такая поправка не оказывает влияния на основной вывод из выполненного расчета о том, что влияние парникового эффекта с избытком компенсировало меньшее значение солнечной постоянной в первой половине фанерозоя и что в результате этого климат в рассматриваемое время был теплее современного.

Вероятно, что в докембрийское время количество CO_2 было, как это часто предполагают, значительно выше, чем в фанерозое. Связанное с этим усиление парникового эффекта могло поддерживать высокие температуры у земной поверхности и при пониженных значениях солнечной постоянной.

Примером подобного влияния углекислого газа на климат является атмосфера Венеры. Из-за большого альбедо этой пла-

нет Венеры, несмотря на свое более близкое положение к Солнцу, получает меньше поглощенной радиации, чем Земля. Так как атмосфера Венеры содержит очень много углекислого газа, в ней создается парниковый эффект, обеспечивающий повышение температуры у поверхности Венеры до нескольких сот градусов по шкале Цельсия.

Возможно, что на протяжении значительной части ранней истории Земли ее атмосфера содержала достаточное количество CO_2 для поддержания довольно высоких температур воздуха у земной поверхности. В таком случае предположение о наличии аммиака в древней атмосфере Земли не является необходимым для объяснения палеоклиматических данных. Аналогичный вывод сделан в недавно опубликованных работах Харта (Hart, 1978), Оуэна, Сесса и Раманатана (Owen et al., 1979).

Из изложенных выше соображений следует, что существование на протяжении большей части фанерозоя сравнительно теплого климата объясняется тем, что количество углекислого газа в атмосфере в это время было значительно выше современного. В эпоху постепенного уменьшения концентрации CO_2 , которая соответствует кайнозойской эре, должно было развиваться похолодание.

Для количественного изучения этого вопроса необходимы данные о термическом режиме соответствующей эпохи, получение которых связано с трудностями, так как погрешность определения температуры методом изотопного анализа органических осадков и другими известными методами обычно не менее нескольких градусов, что сравнимо с изменениями термического режима, которые происходили в дочетвертичное время за миллионы лет.

При анализе векового хода температуры воздуха в конце мезозойской эры и в третичном периоде можно использовать данные Эмилиани, полученные в результате определения палеотемператур методом изотопного анализа (Emiliani, 1966), и материалы В. М. Сеницына, основанные на комплексном изучении природных условий прошлого (Сеницын, 1965, 1967).

На рис. 4.1 представлены изменения разности средней температуры и температуры для современной эпохи. Кривая 1 на этом рисунке построена по данным Эмилиани, характеризующим вековой ход средней температуры поверхностного слоя океана, кривая 2 — по данным Сеницына.

Материалы Эмилиани относятся к ограниченному району прибрежной зоны западной части Атлантического океана, в связи с чем возможность их использования для характеристики глобальных изменений температуры воздуха не очевидна. Гораздо более полные данные о термическом режиме прошлого содержатся в палеоклиматических исследованиях Сеницына,

который построил карты температуры для января и июля и карты годовых сумм осадков, характеризующие климатические условия внетропической зоны континентов восточной части северного полушария. Эти карты основаны на учете связей климата с растительным покровом и образованием осадочных отложений. Серия карт Сеницына охватывает весь фанерозой, причем они наиболее детальны для третичного периода.

Используя материалы исследований Сеницына, можно рассчитать разности средних годовых температур воздуха для рассматриваемых интервалов

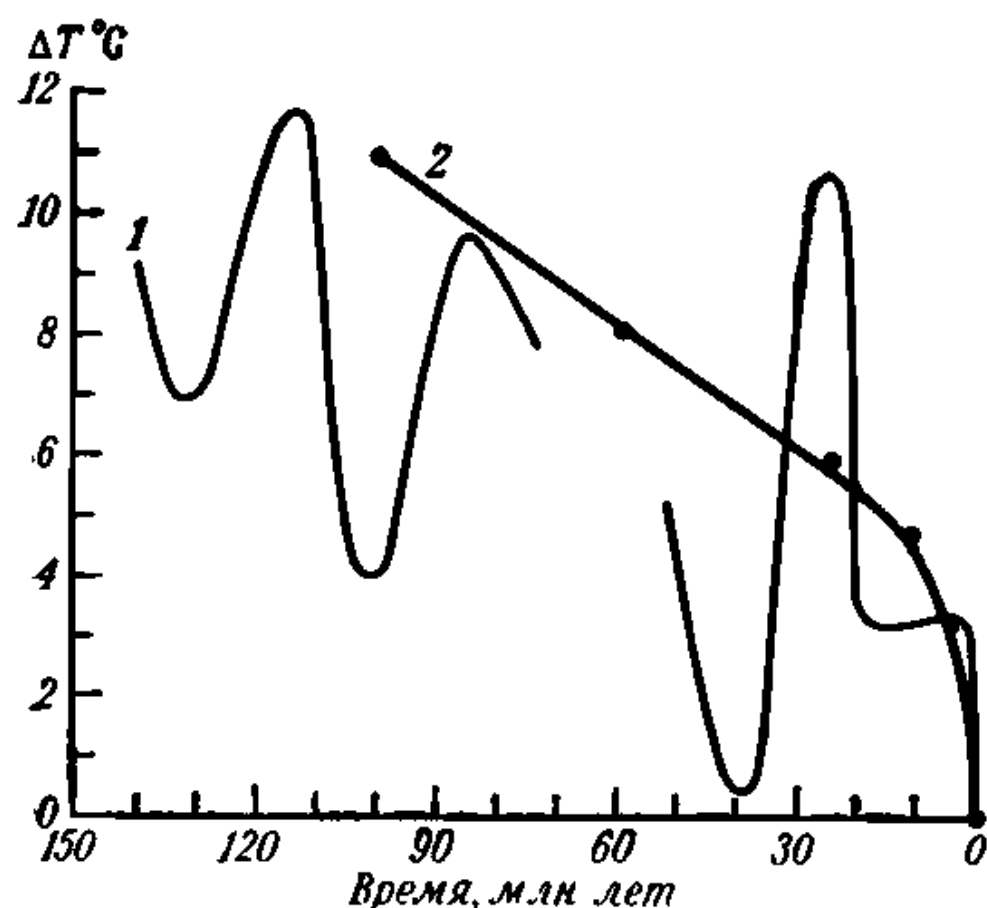


Рис. 4.1. Изменения температуры в геологическом прошлом.

времени и температур для современной эпохи, относящиеся к территории, представленной на картах Сеницына (ΔT_{30-80}). Затем, экстраполируя найденные по этим картам изменения средних широтных разностей температур до экватора и полюса, можно найти изменения разности средней температуры воздуха для северного полушария (ΔT_{0-90}). Результаты такого расчета для конца мезозойской эры и третичного периода представлены в табл. 4.1, в которую

включены также значения концентрации углекислого газа ($C\%$), найденные по данным, приведенным во второй главе книги.

Как видно из этой таблицы, на протяжении рассматриваемого интервала времени происходило постепенное понижение температуры воздуха, которое соответствовало уменьшению

Таблица 4.1

Изменения температуры воздуха и концентрации углекислого газа в геологическом прошлом

	$\Delta T_{30-90}^{\circ}\text{C}$	$\Delta T_{0-90}^{\circ}\text{C}$	$C\%$
Современная эпоха	0	0	0,03
Ранний плиоцен	9,2	4,8	0,05
Ранний и средний миоцен	11,8	6,0	0,09
Палеоцен—эоцен	15,2	8,2	0,16
Мел	17,4	11,0	0,27

концентрации углекислого газа в атмосфере. Это изменение температуры изображено на рис. 4.1 в виде кривой 2, которая удовлетворительно согласуется с кривой 1, что доказывает репрезентативность данных, полученных Эмилиани.

На рис. 4.2 в виде точек представлены данные об изменении температуры воздуха у земной поверхности при различной концентрации углекислого газа, соответствующие материалам табл. 4.1. На этом рисунке кривой изображена также зависимость средней температуры воздуха у земной поверхности от концентрации углекислого газа.

При построении этой кривой было принято (в соответствии с данными третьей главы), что при изменении концентрации CO_2 от 0,03 до 0,06 % средняя температура воздуха возрастает на $2,5^\circ\text{C}$ из-за усиления парникового эффекта в атмосфере и на 2°C в результате изменения альбедо из-за таяния основной части полярных льдов и перестройки структуры растительного покрова. Затем предпо-

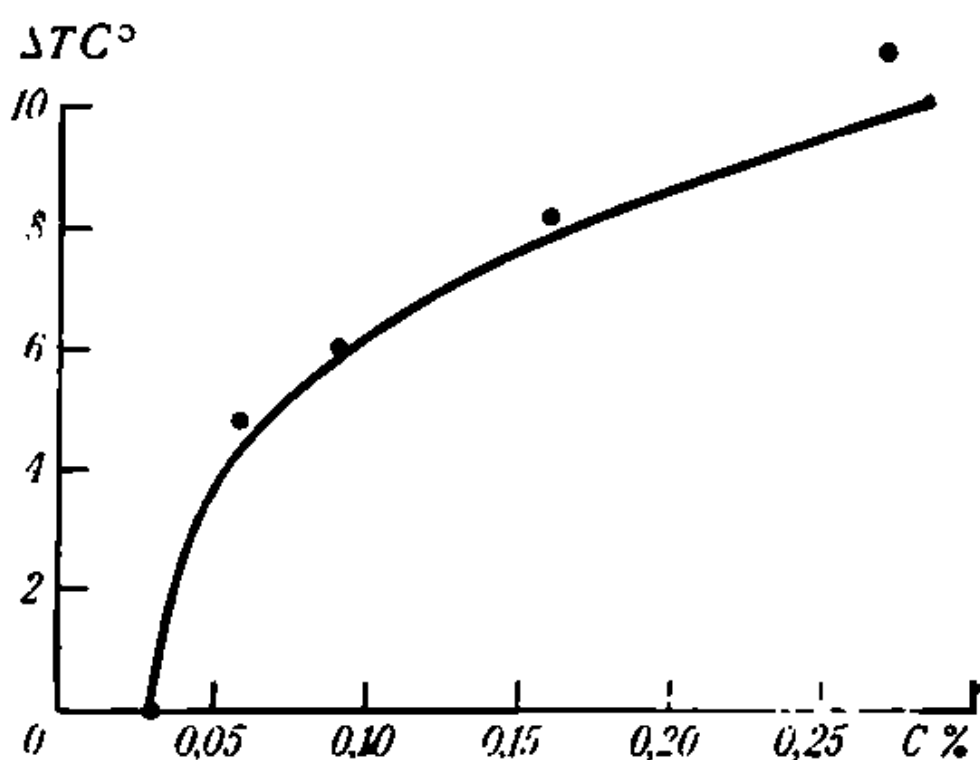


Рис. 4.2. Зависимость средней температуры воздуха от концентрации углекислого газа.

лагалось, что средняя температура возрастает на $2,5^\circ\text{C}$ при каждом последующем удвоении концентрации CO_2 . Так как влияние изменений солнечной постоянной на температуру воздуха для рассматриваемого интервала времени на порядок меньше влияния изменений концентрации CO_2 , оно в расчете температур воздуха могло не учитываться.

Видно, что кривая удовлетворительно согласуется с эмпирическими материалами. Это подтверждает представление о том, что главной причиной процесса похолодания, который развивался в течение последних десятков миллионов лет, было падение концентрации углекислого газа в атмосфере.

В последние годы получены новые данные об изменении термического режима в третичном периоде, основанные на определении палеотемператур. Используя эти данные, можно составить более детальное представление о развитии кайнозойского похолодания. К числу имеющихся материалов относятся, в частности, данные Бухардта (Buchardt, 1978) о термическом режиме поверхностных вод Северного моря для различных интервалов третичного периода. Согласно этому исследованию,

после первого похолодания в палеоцене, когда температура вод моря опустилась до $17,5^{\circ}\text{C}$, произошло заметное потепление в эоцене ($22,5^{\circ}\text{C}$). В олигоцене произошло резкое похолодание ($9,5^{\circ}\text{C}$), которое сопровождалось некоторым потеплением в миоцене ($11,5^{\circ}\text{C}$), после чего в плиоцене произошло новое похолодание (10°C). Все указанные выше температуры яв-

ляются средними для соответствующих интервалов времени.

Сравнение этих значений температуры с концентрацией углекислого газа в третичном периоде (см. рис. 2.1) показывает наличие между ними поразительно хорошего качественного согласования. Это согласование является одним из доказательств достоверности материалов об эволюции химического состава атмосферы, приведенных во второй главе и правильности концепции определяющего влияния изменения концентрации CO_2 в атмосфере на климатические условия третичного времени.

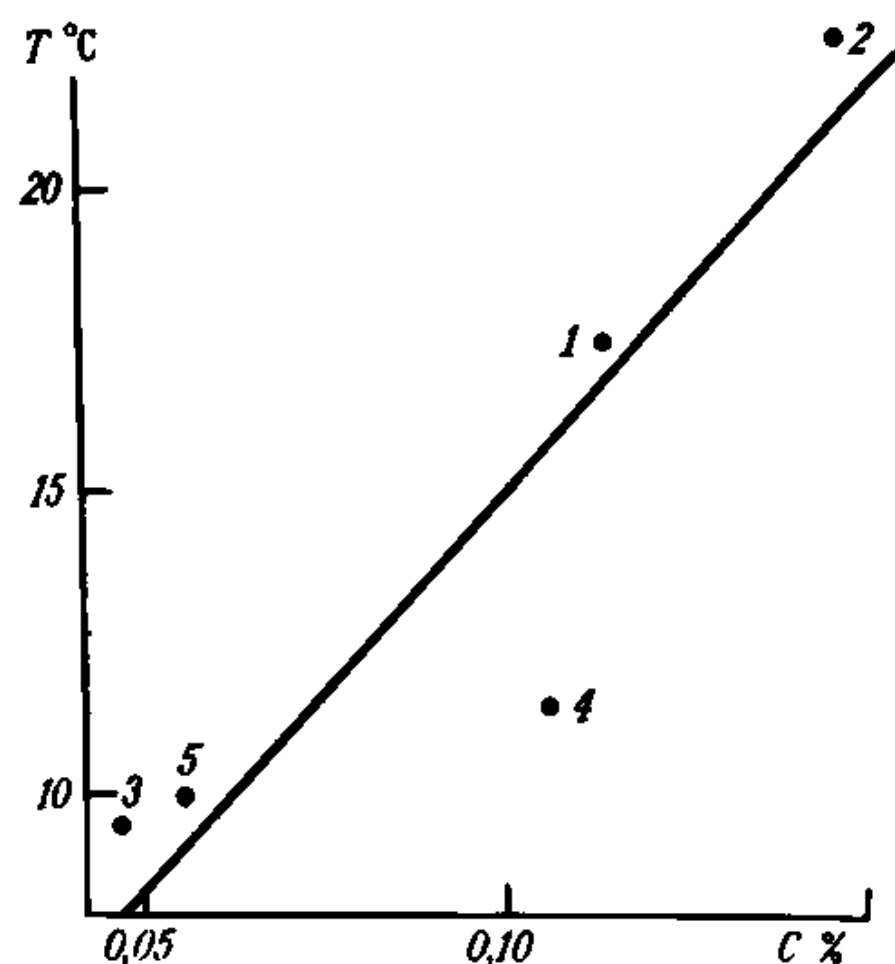


Рис. 4.3. Зависимость температуры воды Северного моря от концентрации углекислого газа.

Количественное сопоставление данных о термическом режиме, полученных из исследования Бухардта, с концентрацией углекислого газа выполнено на рис. 4.3, где значения концентрации углекислого газа отложены на горизонтальной оси в логарифмическом масштабе. Точками на этом графике обозначены значения, относящиеся к палеоцену (1), эоцену (2), олигоцену (3), миоцену (4) и плиоцену (5). Прямая линия на рисунке проходит достаточно близко к эмпирическим точкам, что подтверждает правильность заключения упомянутых выше теоретических исследований о характере зависимости температуры нижних слоев воздуха от концентрации углекислого газа в атмосфере. Угол наклона этой прямой соответствует увеличению температуры на $6,6^{\circ}\text{C}$ при повышении концентрации CO_2 вдвое. Учитывая, что на широте Северного моря изменения температуры, обусловленные колебаниями массы CO_2 , возрастают приблизительно в 1,5 раза по сравнению со средними глобальными изменениями (Manabe, Wetherald, 1980), найдем, что рассмотренные колебания температуры соответствуют росту

средней глобальной температуры на $4,4^{\circ}\text{C}$. Последнее значение близко к приведенному выше значению параметра $\Delta T'_c$.

Следует иметь в виду, что другие данные по вековому ходу температуры, основанные на недавно выполненных палеотемпературных измерениях для третичного времени, не всегда совпадают с изменением температуры, установленным в исследовании Бухардта. Однако эти данные обычно позволяют обнаружить главные закономерности, следующие из материалов Бухардта,—резкое похолодание в начале олигоцена и некоторое потепление в миоцене, что совпадает с выводами из анализа изменений концентрации CO_2 в атмосфере.

Можно думать, что современные материалы о палеотемпературах обладают определенными преимуществами по сравнению с приведенными выше данными более ранних исследований палеотемператур, а также по сравнению с результатами работ, основанных на интерпретации палеогеографических данных.

Полученное здесь заключение изменяет распространенное ранее представление о том, что основной причиной похолодания, которое сделало возможным появление оледенений, были изменения формы земной поверхности. Как известно, вопрос о влиянии строения земной поверхности на климат был впервые рассмотрен Лайеллом (Lyell, 1830—1833), который сравнил климатические условия для двух гипотетических случаев: при наличии в высоких широтах континентов и при наличии в этих областях океанов. В этих случаях, по мнению Лайелла, климат в высоких широтах должен значительно различаться. В связи с этим Лайелл заключил, что эволюция формы земной поверхности сопровождалась значительными колебаниями климата. В дальнейшем Рамсей (Ramsey, 1910) предположил, что похолодание, сделавшее возможным развитие оледенений, возникло в результате поднятия континентов и уменьшения поверхности океанов, которая поглощает больше солнечной радиации, чем суша.

В исследованиях Брукса (Brooks, 1950 и др.) было указано, что холодные климатические условия высоких широт существенно зависят от находящихся там полярных льдов, так как большое альбедо снега и льда уменьшает поглощение солнечной радиации. Брукс отметил также роль морских течений, действие которых значительно уменьшает контраст температур между низкими и высокими широтами. Он предполагал, что типичный для большей части истории Земли климат с теплыми или жаркими условиями на всех широтах имел место при низком уровне континентов, разделенных обширными межконтинентальными океанами и морями. Повышение уровня континентов, особенно в полярных районах, было причиной

похолодания и развития оледенений, которые затем распространились в средние широты.

Альбрехт (Albrecht, 1947) считал существенным фактором охлаждения климата в четвертичный период поднятие меридиональных горных цепей, в частности Скалистых гор и Андов. По мнению Альбрехта, эти горы значительно ослабляют интенсивность атмосферной циркуляции, уменьшают количество осадков, выпадающих зимой в континентальных районах умеренных и высоких широт, и в результате снижают приход конденсационного тепла.

В нескольких исследованиях обсуждался вопрос о влиянии на климат изменений рельефа морского дна (Ewing, Donn, 1956, 1958, Рухин, 1958). Авторы этих работ предполагали, что четвертичные оледенения возникли в результате поднятия подводного горного хребта на севере Атлантического океана, проходящего от Шотландии к Исландии и Гренландии. Это поднятие ослабило перенос тепла Гольфстримом и привело к охлаждению полярных широт, где начали формироваться холодные и сухие воздушные массы. При взаимодействии этих масс с теплым и влажным морским воздухом происходило выпадение обильных твердых осадков, что привело к развитию континентальных ледников.

Вопрос о роли изменений рельефа в развитии кайнозойского похолодания может быть разрешен при применении численных моделей теории климата. Некоторые результаты такого расчета приведены в предыдущей книге автора (Будыко, 1974), где был сделан вывод, что уменьшение меридионального переноса тепла в океанах из-за повышения уровня континентов приводит к понижению температуры воздуха в средних и высоких широтах. Наряду с этим из расчетов по полуэмпирическим теориям климата можно найти, что изменения меридионального переноса тепла при постоянном альбедо Земли не влияет на среднюю температуру для земного шара в целом или для одного из полушарий.

Поскольку из приведенных выше эмпирических данных следует, что за последние 100 млн. лет средняя температура воздуха в северном полушарии снизилась очень значительно, примерно на 10°C , можно заключить, что изменение формы рельефа не могло быть причиной такого похолодания, которое, по-видимому, было обусловлено уменьшением количества углекислого газа в атмосфере.

Этот вывод не исключает возможности определенного влияния формы рельефа на развитие полярных оледенений. При современном положении антарктического материка в высоких широтах южного полушария и при ограниченной связи Северного Ледовитого океана с Атлантическим и Тихим океанами южная

полярная зона совсем не получает тепла, приносимого морскими течениями, а северная получает таким путем очень мало тепла (Будыко, 1971). Это способствует развитию оледенений в высоких широтах, которые, увеличивая альбедо Земли, несколько понижают среднюю температуру воздуха у земной поверхности. Такое понижение, однако, как показывают приведенные выше расчеты, не превосходит 2°C , что намного меньше снижения температуры, произошедшего на протяжении кайнозойской эры.

Можно заключить, что если основной причиной кайнозойского похолодания было изменение химического состава атмосферы, весьма вероятно, что эволюция формы земной поверхности имела существенное значение для возникновения в конце кайнозоя полярных ледяных покровов, которые в плейстоцене стали центрами развития оледенений, характерных для ледниковых эпох.

Переходя к вопросу о причинах наступания и отступления ледяных покровов в четвертичном периоде, отметим, что в прошлом было высказано много различных предположений о механизме возникновения четвертичных оледенений. Так, например, П. Сарасен и Ф. Сарасен (P. Sarasin, F. Sarasin, 1901) предложили гипотезу о том, что четвертичные оледенения объяснялись снижением прозрачности атмосферы в эпохи повышенной вулканической активности. Эта гипотеза была поддержана в нескольких последующих исследованиях (например, Fuchs, Patterson, 1947; Kennett, Thunell, 1975). Аррениус (Arrhenius, 1896, 1903) и Чамберлин (Chamberlin, 1897, 1898, 1899) считали, что четвертичные оледенения были обусловлены колебаниями количества углекислого газа в атмосфере.

Многие авторы предполагали, что эти оледенения возникали в результате автоколебательных процессов в системе, включающей атмосферу, океан и ледяные покровы. Так, в частности, Пласс считал существенным фактором развития оледенений автоколебательные изменения концентрации CO_2 в атмосфере и океане (Plass, 1956). По его мнению, после начального небольшого уменьшения количества углекислого газа в атмосфере происходило снижение температуры у земной поверхности, которое вызывало увеличение массы полярных льдов. В результате этого уменьшался объем океанических вод, что приводило к увеличению содержания углекислого газа в атмосфере и к новому потеплению. После потепления льды таяли, объем океанов возрастал, количество CO_2 в атмосфере уменьшалось и начинался новый период похолодания.

В исследовании Вилсона (Wilson, 1964), развитом Фленом (Flohn, 1969) причина четвертичных оледенений была связана с неустойчивостью антарктического ледника, на периферии

которого периодически возникали обвалы больших масс льда, вызывающие автоколебательные процессы в атмосфере. Мнение об определяющем значении автоколебательных процессов в объяснении механизма четвертичных оледенений высказано в работах В. Я. Сергина и С. Я. Сергина (1969, 1978 и др.), которые построили количественную модель системы атмосфера—океан—ледяной покров.

В ряде работ обсуждался вопрос о том, что эта система, возможно, является почти-интразитивной по определению Лоренца (Lorenz, 1968). В таком случае процесс возникновения и разрушения оледенений имеет в значительной мере случайный характер.

Не останавливаясь на многих других гипотезах о причинах возникновения четвертичных оледенений, отметим, что наибольшее внимание современных исследователей привлекает так называемая астрономическая теория оледенений.

Известно, что на климат оказывают влияние колебания количества радиации, получаемой различными широтными зонами Земли в отдельные сезоны, из-за изменений положения земной поверхности относительно Солнца, которое зависит от эксцентриситета земной орбиты, наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты, времени наступления равноденствий. Все указанные астрономические элементы периодически меняются, что приводит к некоторому изменению количества радиации, получаемой на различных широтах в отдельные сезоны. Эти изменения могут быть рассчитаны с довольно большой точностью для последних десятков тысяч лет и с меньшей точностью для более отдаленных интервалов времени.

В работе автора (Будыко, 1968) для выяснения влияния этих изменений радиации на климат была использована численная модель термического режима для средних годовых условий. Применение указанной модели показало, что изменение радиационного режима во время последнего вюрмского оледенения могло привести к перемещению ледяного покрова в северном полушарии к югу примерно на 1° широты, что значительно меньше перемещения льдов, имевшего место в действительности. Обсуждая этот результат, мы отметили, что определение средних годовых температур недостаточно для оценки влияния изменений элементов орбиты на оледенения, поскольку на режим оледенений влияют главным образом термические условия теплого времени года.

В последующем исследовании (Будыко, Васищева, 1971) для изучения климатических условий ледниковых эпох была использована изложенная в третьей главе модель, описывающая распределение средней широтной температуры для различных сезонов.

Следует отметить, что, как можно показать в результате анализа соответствующих уравнений, точность расчетов изменений температуры при помощи указанной модели, так же как и при помощи модели для средних годовых условий, значительно выше точности расчетов средних температур воздуха. Это позволяет использовать данную модель для изучения изменений климата.

При применении этой модели был выполнен расчет положения средней границы полярных льдов для периодов времени, когда под влиянием астрономических факторов приход радиации за теплое полугодие в высоких широтах заметно уменьшался. Данные о радиационном режиме для указанных периодов были взяты из работы Миланковича (Milankovich, 1941).

В выполненном расчете была принята во внимание зависимость планетарного альбеда от границы полярных льдов

$$\Delta\alpha_{sp} = \frac{Q_{slc} \Delta L_{lc}}{Q_{sp} L_0} (\alpha_{slc} - \alpha_{slc}) + \frac{Q_{sly} \Delta L_{ly}}{Q_{sp} L_0} (\alpha_{sly} - \alpha_{sly}), \quad (4.1)$$

где $\Delta\alpha_{sp}$ — изменение планетарного альбеда по сравнению с его современным значением; $\Delta L_{л}$ — изменение площади широтной зоны, занятой льдами в одном из полушарий, по сравнению с современным режимом; L_0 — площадь земного шара; α_{sl} — альбеда зоны, занятой полярными льдами; α_{sl} — альбеда зоны, на которую распространяется оледенение в результате изменений радиации при отсутствии в ней льдов; Q_{sl} — радиация на внешней границе атмосферы в зоне, на которую распространяется оледенение и площадь которой равна $\Delta L_{л}$; Q_{sp} — среднее планетарное значение радиации. Индексы «с» и «ю» означают величины, относящиеся к северному и южному полушариям.

В этом расчете пренебрегалось влиянием изменений радиационного баланса поверхности океана и изменений облачности по сравнению с существующим режимом.

Некоторые результаты выполненных расчетов приведены в табл. 4.2. Как следует из данных этой таблицы, колебания радиационного режима, вызванные изменениями в положении земной поверхности относительно Солнца, могут приводить к существенным изменениям климата. Выполненные расчеты показывают, что при этом средняя температура безледной зоны колеблется сравнительно мало — на величину около 1°C . Однако это небольшое изменение сопровождается заметным перемещением границ ледяных покровов.

Из выполненных расчетов следует, что при современном положении средней широтной границы льдов в северном полушарии, близком к 72° с. ш., а в южном к 63° ю. ш., наибольшее за рассматриваемый период смещение границы льдов в северном полушарии равно 12° , а в южном полушарии 5° .

Таблица 4.2
Изменения климата в эпохи оледенений

Время в тыс. лет до 1800 г. н. э.	$\Delta\varphi_{\text{с}}^{\circ}$	$\Delta\varphi_{\text{ю}}^{\circ}$	$\Delta T^{\circ}\text{C}$
22,1 (Вюрм III)	8	5	—5,2
71,9 (Вюрм II)	10	3	—5,9
116,1 (Вюрм I)	11	2	—6,5
187,5 (Рисс II)	11	0	—6,4
232,4 (Рисс I)	12	—4	—7,1

Примечание. $\Delta\varphi_{\text{с}}^{\circ}, \Delta\varphi_{\text{ю}}^{\circ}$ — уменьшение средней широты границы полярных льдов в северном и южном полушариях по сравнению с ее современным положением, $\Delta T^{\circ}\text{C}$ — изменение средней температуры теплого полугодия на 65° с. ш.

В зоне, куда проникает ледяной покров, происходит значительное снижение температуры. Так, на 65° с. ш. при наступлении льдов средняя температура теплого полугодия снижается на $5\text{—}7^{\circ}\text{C}$. Следует отметить, что эта величина характеризует снижение температуры на уровне моря. Вероятно, при наличии континентальных оледенений значительной мощности снижение температуры на уровне поверхности льдов будет больше указанной величины.

Представляет интерес сопоставление результатов, включенных в табл. 4.2, с палеогеографическими данными о природных условиях ледниковых эпох. Такое сопоставление связано с рядом трудностей. Некоторые из них являются следствием схематичности выполненного расчета, а другие зависят от неполноты имеющихся эмпирических данных о природных условиях прошлого.

Из различных допущений, принятых в указанном расчете, отметим предположение о том, что положение льдов и термический режим являются стационарными для тех моментов времени, к которым относятся выполненные расчеты. Известно, что в действительности развитие ледяных покровов происходило довольно медленно и запаздывало по отношению к моментам наибольшего ослабления радиации в высоких широтах. Пренебрежение влиянием нестационарности оледенений может привести к некоторой погрешности в расчете площади, занятой ледяным покровом.

Одна из трудностей такого сопоставления заключается в отсутствии достаточно точных данных о средних широтных границах ледяных покровов для эпох различных оледенений. Поэтому можно выполнить только схематичное сравнение главных результатов полученного расчета с эмпирическими данными о природных условиях ледниковых эпох. Наибольший интерес в таком сравнении представляет сопоставление вычисленных границ ледяных покровов с данными об этих границах во время оледенений.

Можно отметить, что полученное в расчете наибольшее изменение средней широты, до которой доходил ледяной покров в северном полушарии, хорошо согласуется с эмпирическими данными. Так, например, в работе Лэма (Lamb, 1964) отмечается, что при наибольшем оледенении средняя граница льдов в северном полушарии достигала 57° с. ш., что соответствует смещению этой границы по сравнению с современными условиями на 15° . Найденная в нашем расчете аналогичная величина составляет 12° , что достаточно близко к значению, приведенному Лэмом.

Выполнить такое сравнение для каждой из ледниковых эпох затруднительно из-за отсутствия данных о средних широтных границах ледяных покровов. Можно, однако, использовать для этой цели имеющиеся материалы о границах ледяных покровов в отдельных районах земного шара. Так, например, в монографии Цейнера (Zeuner, 1959) приводятся данные о расстояниях, на которые распространялись ледники в различные эпохи в Центральной и Северной Европе. Эти расстояния, выраженные Цейнером в процентах от расстояния, на которое распространялись льды в эпоху Миндель II, сопоставлены на рис. 4.4 с вычисленными изменениями широты границы северных полярных льдов для эпох Рисс I, Рисс II, Вюрм I, Вюрм II, Вюрм III. Поскольку для каждой из этих эпох Цейнер приводит некоторый интервал значений границ распространения льдов, результаты сравнения указанных величин изображены на графике отрезками линий. Как видно из данных этого рисунка, между рассматриваемыми величинами имеется определенная связь, что свидетельствует о возможности расчетным методом правильно оценить сравнительные характеристики различных оледенений.

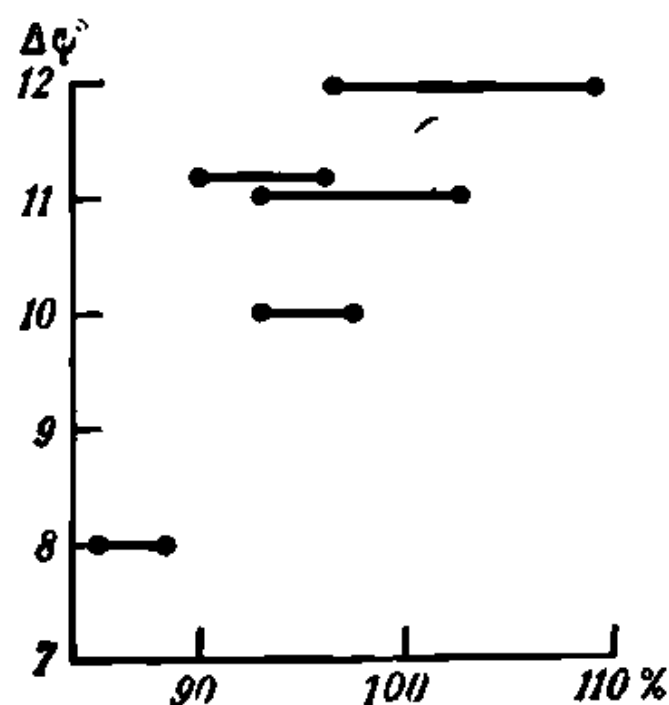


Рис. 4.4. Границы ледников в эпохи оледенений.

Отметим, что полученное выше согласование между результатами расчетов положения полярных льдов и палеогеографическими данными могло быть достигнуто только в результате учета обратной связи между положением полярных льдов и термическим режимом атмосферы. Интересный пример результатов исследования причин полярных оледенений, в котором не принималась во внимание указанная обратная связь, содержится в работе Солцмена и Вернекара (Salzman, Vernekar, 1971). В этой работе была использована численная модель среднего широтного распределения температуры, ветра, испарения и осадков, основанная на интегрировании уравнений динамики атмосферы. При помощи этой модели были рассчитаны изменения распределения температуры у поверхности северного полушария, имевшие место 10 и 25 тыс. лет тому назад, по сравнению с современными условиями. В выполненном расчете все влияющие на климат факторы считались постоянными, кроме радиации на внешней границе атмосферы, распределение которой под влиянием астрономических факторов несколько отличалось от современного.

Солцмен и Вернекар нашли, что для указанных периодов времени наибольшие различия температур для теплого полугодия на отдельных широтах не превосходили $1,0^{\circ}\text{C}$. Они предположили, что такие сравнительно небольшие изменения температуры недостаточны для развития оледенений.

Можно думать, что не учитывая обратной связи между ледяным покровом и полем температур, Солцмен и Вернекар должны были получить преуменьшенные изменения температуры при изменении радиации на внешней границе атмосферы. Представляется интересным сопоставить результаты выполненного ими расчета с результатами аналогичного расчета, произведенного при помощи изложенной в нашей работе модели без учета в ней обратной связи, т. е. считая, что при изменениях радиации альbedo системы Земля—атмосфера остается постоянным. Результаты такого расчета представлены на рис. 4.5, где изображено распределение разностей средней широтной температуры теплого полугодия, рассчитанной для современных условий, и температуры для периодов 10 и 25 тыс. лет тому назад.

Как видно из рисунка, результаты расчетов по различным схемам при отсутствии в них учета обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом довольно близки. Полученное в данном случае согласование заслуживает внимания так как модель Солцмена—Вернекара значительно отличается от гораздо более схематичной модели, использованной в нашем расчете. Согласование результатов палеоклиматических расчетов, выполненных при использовании различных мо-

делей теории климата, указывает на достаточную надежность этих моделей и подтверждает возможность значительных упрощений при построении полуэмпирических теорий термического режима.

Одна из причин, обеспечивающих сравнимость результатов расчетов изменений термического режима по использованной выше полуэмпирической модели термического режима с результатами применения более общих теорий климата, по-видимому,

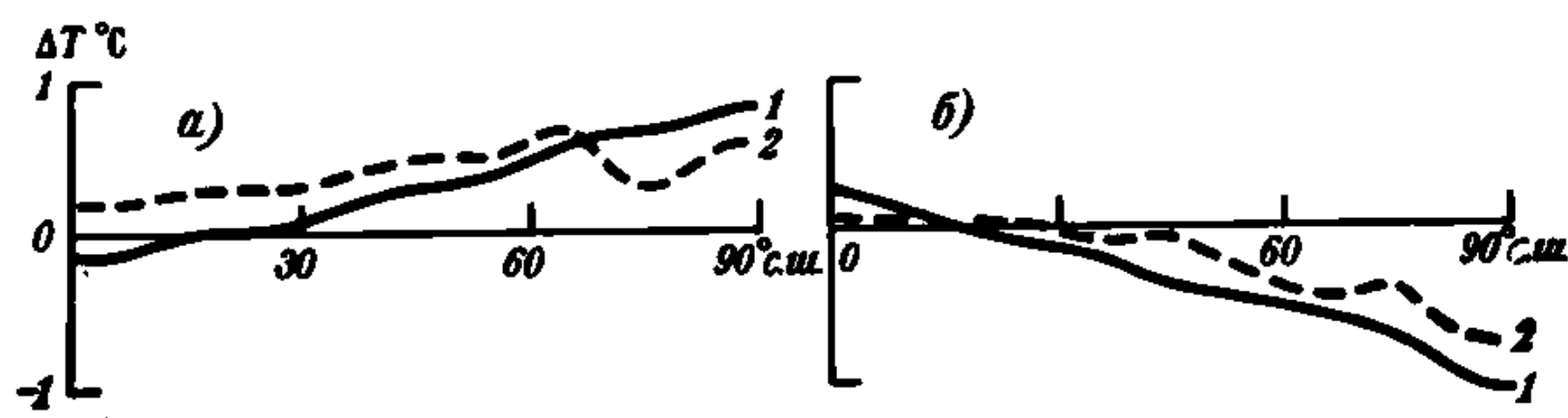


Рис. 4.5. Изменение средних широтных температур воздуха в теплом полугодии под влиянием изменений приходящей радиации, обусловленных астрономическими факторами климата.

a — 10 тыс. лет тому назад, *б* — 25 тыс. лет тому назад; 1 — результаты расчета Будыко и Васищевой, 2 — результаты расчетов Солцмена и Вернекара.

заключается в том, что, как указано в главе 3, основная эмпирическая гипотеза, использованная в модели и выраженная уравнением $C = \beta(T - T_p)$, выполняется не только для средних годовых условий, но и для различных сезонов.

Известно, что средняя разность температур между полюсом и экватором в годовом ходе меняется на несколько десятков градусов, что соответствует очень большим различиям в притоке энергии, обеспечивающем крупномасштабные атмосферные движения. Между тем главные черты глобальной циркуляции атмосферы в зимние и летние месяцы каждого полушария в значительной мере сохраняются, что, по-видимому, делает возможным описание меридионального переноса тепла в различные сезоны сходными эмпирическими соотношениями.

С этой точки зрения представляет интерес работа Вильямса, Барри и Вашингтона (Williams, Barry, Washington, 1973), в которой была построена численная модель атмосферной циркуляции в эпоху последнего вюрмского оледенения.

Мнение о том, что в ледниковые эпохи летние климатические условия средних и высоких широт напоминали современные условия холодного времени года, высказывалось Фленом и другими авторами. В работе Вильямса, Барри и Вашингтона сходный вывод был получен на основании применения метода физической дедукции. Из этой работы следует, что

в ледниковую эпоху западный перенос в средних широтах северного полушария в летнее время примерно соответствовал современным зимним условиям. Под влиянием оледенения несколько смещалось положение устойчивых барических систем и имело место некоторое перераспределение количества выпадающих осадков. Однако резких изменений атмосферной циркуляции в эту эпоху не произошло.

Сходные результаты были получены также в других исследованиях этого направления (Alyea, 1972; Gates, 1976).

В последние годы были выполнены новые эмпирические и теоретические исследования четвертичных оледенений, в результате которых получены материалы, существенные для понимания физического механизма развития ледниковых эпох.

В исследовании CLIMAP были собраны обширные материалы по температурам эпохи последнего оледенения, найденным методом изотопного анализа и по данным о распространении определенных форм планктона для различных районов Мирового океана. По этим материалам были построены мировые карты температур верхних слоев океанических вод. Важным результатом данного исследования был вывод о том, что средняя температура для свободной от льдов поверхности океанов во время оледенения была ниже современной на сравнительно небольшую величину, около 2°C (CLIMAP Project Members, 1976). Этот вывод удовлетворительно согласуется с приведенным выше заключением исследования, выполненного при применении полуэмпирической теории термического режима атмосферы.

Несколько большее понижение температуры по данным эмпирического исследования по сравнению с результатом расчета может объясняться увеличением альбедо земной поверхности из-за аридизации части поверхности континентов при развитии оледенений (Cess, 1978).

В работе Хейса, Имбри и Шеклтона было сделано сопоставление колебаний температуры за последние 450 000 лет, определенных по данным о составе органических осадков в океанах южного полушария, с результатами расчетов колебаний радиации, обусловленных астрономическими факторами (Hays et al., 1976).

В результате детального статистического анализа полученных материалов об изменениях температуры было выяснено наличие ее хорошо выраженных периодических колебаний с периодами 23 000, 42 000 и около 100 000 лет. Первый из этих периодов совпадает с периодом колебаний времени предварения равнодействий, второй из них согласуется с периодом колебаний наклона земной оси, а третий близок периоду колебаний эксцентриситета земной орбиты.

На основании этого согласования авторы заключили, что изменение перечисленных астрономических факторов было основной причиной последовательности четвертичных оледенений.

Работа Хейса, Имбри и Шеклтона привлекла большое внимание и широко обсуждалась в многочисленных публикациях ученых различных специальностей. Интерес к этой работе был связан с ее главным выводом, изложенным Д. Имбри на советско-американском симпозиуме по палеоклиматологии (Москва, 1976) в следующей форме: «Многолетняя дискуссия о причинах четвертичных оледенений закончена. Эти причины в настоящее время известны».

Из новых теоретических исследований климатических условий ледниковых эпох необходимо упомянуть работы Гейтса (Gates, 1976, 1976a), Манабе и Хана (Manabe, Hahn, 1977). В этих исследованиях модели общей циркуляции атмосферы были применены для изучения общей циркуляции атмосферы во время последнего оледенения. Задавая распределение температуры над океанами по данным, полученным в проекте CLIMAP, авторы смогли выяснить многие черты климата ледниковых эпох.

Так, было установлено, что при оледенениях количество осадков заметно уменьшалось, в связи с чем на континентах существовали обширные области недостаточного увлажнения. Этот вывод совпал с результатами эмпирического исследования природных условий плейстоцена (Величко, 1973).

Для выяснения причин развития четвертичных оледенений рядом авторов использовались упрощенные теории климата, при применении которых можно было отказаться от задания эмпирических данных об отдельных элементах климатического режима прошлого. Большой цикл исследований этого направления выполнил Берже (Berger, 1973, 1975, 1977, 1978 и др.), в работах которого из расчетов по полуэмпирической модели термического режима атмосферы был получен вывод об определяющем влиянии астрономических факторов на развитие четвертичных оледенений. Аналогичный вывод сделан также в исследованиях Суареца и Хелда (Suarez, Held, 1976), Полларда (Pollard, 1978) и других авторов, которые применяли различные параметризованные модели теории климата. В работах этого направления отмечается, что реалистическое описание плейстоценовых оледенений возможно только при использовании моделей теории климата, включающих учет обратной связи между термическим режимом атмосферы и полярными льдами.

Так, в частности, Шнайдер и Томпсон (Schneider, Thompson, 1978) показали, что расчет изменения температуры в высоких широтах, выполненный без учета этой связи, дал

приуменьшенные значения разности температур, не соответствующие палеоклиматическим данным.

В работе Сесса и Вронка (Cess, Vronka, 1979) было отмечено, что для правильной оценки изменений температуры воздуха при оледенениях следует также учитывать положительную обратную связь между колебаниями температуры и изменениями альбедо поверхности континентов, определяемыми состоянием растительного покрова.

Существенное значение для изучения вопроса о происхождении ледниковых эпох имели работы, в которых были заново выполнены и уточнены расчеты колебаний тех элементов радиационного режима, от которых зависит развитие оледенений (Шараф, Будникова, 1969; Vernekar, 1972; Berger, 1973, 1976; и др.).

Из палеогеографических данных следует, что в результате похолодания, обусловленного уменьшением концентрации углекислого газа, в эоцене—миоцене возникли полярные ледяные покровы, которые постепенно увеличивались. Астрономические факторы начали оказывать заметное влияние на климат только после появления крупных полярных оледенений, которые явились основной причиной высокой чувствительности климатов четвертичного времени к малым изменениям климатообразующих факторов. В более ранние эпохи, когда полярных оледенений не существовало или они были малы, происходили такие же изменения астрономических факторов, как и в четвертичный период, однако их влияние на климат было сравнительно невелико. Масштаб этого влияния, по-видимому, соответствует результатам расчетов термического режима по нашей модели и по модели Солцмена—Вернекара, представленным на рис. 4.5. Как видно из этого рисунка, колебания астрономических факторов при отсутствии полярных ледяных покровов изменяют температуру воздуха на всех широтах на величину, не превосходящую 1°C .

Следовательно, в дочетвертичное время астрономические факторы не оказывали большого влияния на изменение климатических условий.

Из приведенных выше материалов можно заключить, что вопросы о причинах изменений климата в сторону похолодания на протяжении кайнозойской эры и о причинах четвертичных оледенений в настоящее время в основном разрешены.

4.2. Современное изменение климата

Климатические условия голоцена. Послеплейстоценовые колебания климата представляют сравнительно короткий эпизод

в истории Земли. За это время (часто называемое голоценом) имели место несколько эпох с различными климатическими условиями.

Сведения о климате голоцена содержатся во многих перечисленных в предыдущем параграфе работах, посвященных изучению палеоклиматологии четвертичного периода.

Максимальное развитие последнего вюрмского оледенения произошло около 20 тыс. лет до н. э., через несколько тысяч лет площадь этого оледенения значительно сократилась. Последовавшая эпоха характеризовалась сравнительно холодным и влажным климатом в средних и высоких широтах северного полушария. Около 12 тыс. лет до н. э. произошло значительное потепление (эпоха Аллерёд), которое довольно скоро сменилось похолоданием. При этих колебаниях климата летняя температура воздуха в Европе изменялась на несколько градусов.

В дальнейшем потепление возобновилось, и последние крупные оледенения в Европе и Северной Америке исчезли за 5—7 тыс. лет до н. э. В эту эпоху послеледниковое потепление достигло максимума. Предполагается, что между 5 и 6 тыс. лет до н. э. температура воздуха в средних широтах северного полушария была выше современной примерно на 1—3°C. При этом, по-видимому, произошли определенные изменения атмосферной циркуляции. Одновременно со смещением к северу границы полярных льдов переместился в более высокие широты субтропический пояс высокого давления, что привело к расширению засушливой зоны в ряде областей Европы, Азии и Северной Америки. В то же время количество осадков в современных пустынях низких широт возросло. В указанную эпоху климат Сахары был сравнительно влажным, что делало возможным существование там богатой флоры и фауны. Позднее преобладала тенденция к похолоданию, которое было особенно заметным в первой половине первого тысячелетия до нашей эры. Параллельно с изменением термического режима менялся режим осадков, который постепенно приближался к его современному состоянию.

Заметное потепление произошло в конце первого и начале второго тысячелетия нашей эры. В это время полярные льды отступали в высокие широты, что сделало возможным колонизацию викингами Гренландии и открытие ими материка Северной Америки. Дальнейшее похолодание привело к новому наступанию льдов, в результате чего потерявшая связь с Европой колония в Гренландии погибла.

Начавшееся в XIII в. и достигшее максимума в начале XVIII в. похолодание сопровождалось расширением горных ледников, в связи с чем его иногда называют малой ледниковой эпохой. Затем произошло очередное потепление и отсту-

пание ледников. Во второй половине XVIII и в XIX вв. климатические условия сравнительно мало отличались от современных.

Большое значение для понимания физического механизма современных изменений климата имеет изучение колебаний климатических условий, происходивших за последнее столетие, когда на большей части поверхности континентов существовала сеть постоянно действующих метеорологических станций.

Наиболее крупное изменение климата за время инструментальных наблюдений началось в конце XIX в. Оно характеризовалось постепенным повышением температуры воздуха на всех широтах северного полушария во все сезоны года, причем наиболее сильное потепление происходило в высоких широтах и в холодное время года. Потепление ускорилося в 10-х годах XX в. и достигло максимума в 30-х годах, когда средняя температура воздуха в северном полушарии повысилась приблизительно на $0,6^{\circ}\text{C}$ по сравнению с концом XIX в. В 40-х годах процесс потепления сменился похолоданием, которое продолжалось до недавнего времени. Это похолодание было довольно медленным и не достигло масштабов предшествующего ему потепления.

Хотя сведения о современном изменении климата в южном полушарии имеют менее определенный характер, по сравнению с материалами для северного полушария, есть основания считать, что в первой половине XX в. в южном полушарии также происходило потепление.

В северном полушарии повышение температуры воздуха сопровождалось сокращением площади полярных льдов, отступанием границы вечной мерзлоты в более высокие широты, продвижением к северу границы леса и тундры и другими изменениями природных условий.

Существенное значение имело отмечавшееся в эпоху потепления изменение режима атмосферных осадков. Количество осадков в ряде районов недостаточного увлажнения при потеплении климата уменьшилось, в особенности в холодное время года.

Это привело к уменьшению стока рек и падению уровня некоторых замкнутых водоемов. Особую известность получило произошедшее в 30-х годах резкое снижение уровня Каспийского моря, обусловленное главным образом уменьшением стока Волги.

Наряду с этим в эпоху потепления во внутриконтинентальных районах умеренных широт Европы, Азии и Северной Америки возросла частота засух, охватывающих большие территории.

Такое изменение климатических условий оказало влияние на народное хозяйство ряда стран.

Изменения термического режима. Закономерности изменения термического режима, происходившего во время последнего столетия, изучались Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой (1946, 1966, 1973), Митчелом (Mitchell, 1963), Лэмом (Lamb, 1966, 1977), Ван Луном и Вильямсом (Van Loon, Williams, 1976, 1977) и многими другими авторами. В этих исследованиях было установлено, что указанные изменения были неоднородны в пространстве и во времени.

Так, в частности, из материалов работ Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой видно, что средние аномалии месячной температуры воздуха в определенной точке существенно изменяются для последовательных месяцев, причем эти изменения часто имеют неупорядоченный характер. Связь между аномалиями температуры в различных пунктах довольно быстро убывает при увеличении расстояния между пунктами.

Можно думать, что сложная временная и пространственная структура аномалий температуры в известной мере определяется влиянием случайных по отношению к изменениям климата колебаний атмосферной циркуляции. Значительное осреднение во времени аномалий температуры для определенных станций или ограниченных районов не исключает полностью влияния этого фактора, который существенно затрудняет выяснение закономерностей изменений климата.

Для изучения глобальных колебаний климатических условий большое значение имеет пространственное осреднение аномалий температуры воздуха. В основе такого подхода лежат следующие физические соображения.

Как видно из предыдущей главы, уходящее в мировое пространство длинноволновое излучение связано с температурой воздуха у земной поверхности линейной зависимостью. В связи с этим осреднение аномалий температуры равносильно осреднению аномалий уходящего излучения.

Аномалии уходящего излучения в ограниченных районах при их осреднении по площади обычно в значительной мере компенсируются и их влияние на глобальный климат оказывается ограниченным. Большое влияние на климатические условия оказывают аномалии излучения для больших областей, в особенности аномалии для земного шара в целом. Алгебраическая сумма этой аномалии с аномалией коротковолновой радиации, поглощенной в системе Земля—атмосфера, определяет знак изменения средней температуры воздуха для всей планеты.

Расчеты средних аномалий температуры воздуха для больших площадей были выполнены в работах Виллета и Митчела (Mitchell, 1961, 1963, 1971; Willett, 1974; и др.), по данным

наблюдений за температурой воздуха на многих метеорологических станциях, расположенных в различных географических областях.

Для более точного определения средних аномалий нами были использованы не данные наблюдений отдельных станций, а карты аномалий температуры воздуха, которые освещают распределение средних месячных аномалий температуры для каждого месяца с 1881 г. на северном полушарии, кроме эквато-

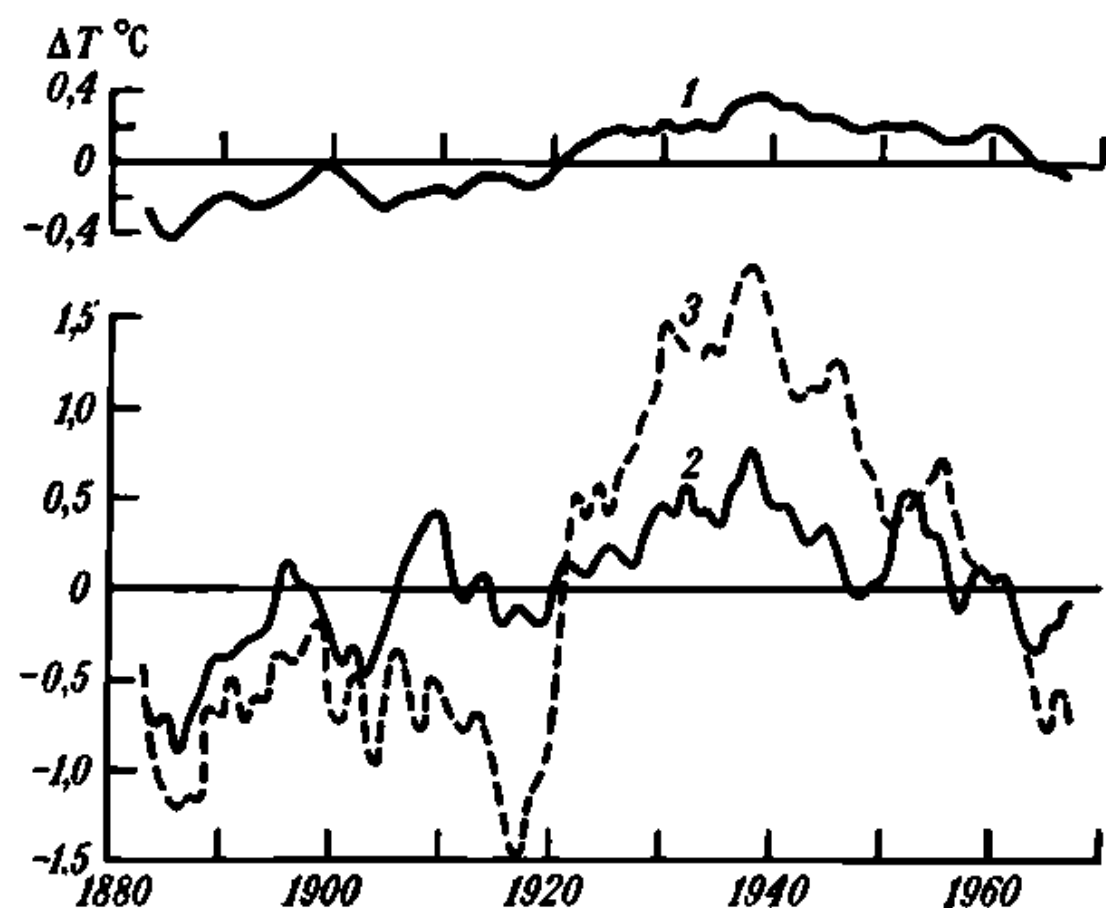


Рис. 4.6. Вековой ход аномалий температуры воздуха (пятилетнее скользящее осреднение).

1 — аномалии средней за год температуры северного полушария, 2 — аномалии температуры широтной зоны 70—85° с. ш. для теплого полугодия, 3 — то же для холодного полугодия.

риальной зоны, где данные наблюдений за первую часть этого периода недостаточны для построения карт аномалий.

На рис. 4.6 представлен вычисленный Л. П. Спириной по этим картам вековой ход аномалий температуры воздуха для внеэкваториальной зоны северного полушария и широтной зоны 70—85° с. ш. Все данные осреднены по пятилетним скользящим периодам.

Из этого рисунка следует, что во внеэкваториальных широтах северного полушария в конце XIX в. началось потепление, которое достигло слабо выраженного максимума в последние годы прошлого столетия. Затем последовало некоторое понижение температуры, сменившееся быстрым повышением. Это повышение особенно ускорилось для холодного периода года в конце 10-х и начале 20-х годов. Положительная аномалия температуры была максимальной в конце 30-х годов, в 40-х годах процесс потепления сменился похолоданием, которое ускорилось в 60-х годах. К середине 60-х годов средняя температура для северного полушария достигла уровня температуры конца 10-х годов.

Можно думать, что вековой ход температуры для внеэкваториальной зоны северного полушария качественно соответствует вековому ходу температуры воздуха у земной поверхности для земного шара в целом. Имеющиеся данные (более ограниченные по сравнению с материалами для внетропических широт северного полушария) показывают, что в экваториальной зоне и во внетропических широтах южного полушария также происходили изменения средней температуры воздуха, причем характер этих изменений в большинстве районов, для которых имеются соответствующие данные, по-видимому, совпадал с изменениями в зоне, освещенной многочисленными материалами наблюдений (Mitchell, 1963).

Недавно было установлено, что при наличии большого разнообразия в особенностях колебаний термического режима для отдельных точек земного шара, можно найти небольшие по площади районы, в которых изменения термического режима тесно связаны с изменениями средней температуры воздуха для северного полушария. Так, в частности, коэффициент корреляции между годовыми аномалиями температуры за 1899—1976 гг. для Свердловска и аномалиями температуры для северного полушария оказался несколько превосходящим 0,5 (Landsberg, Groveman, Hakkarinen, 1978). Используя данные для 9 станций, авторы этой работы получили коэффициент корреляции между колебаниями температуры на этих станциях и в северном полушарии равным 0,81. Этот результат свидетельствует о том, что в локальных изменениях термического режима отражаются определенные крупномасштабные закономерности, которые пока еще мало изучены.

Из рис. 4.6 видно, что с повышением широты вековой ход температуры воздуха усиливался и что температура воздуха для холодного периода года, в особенности в более высоких широтах, изменялась сильнее, чем температура для теплого периода. Отметим, что общая картина изменений термического режима, представленная на этом рисунке, сходна с результатом, полученным в упомянутых выше исследованиях Митчела.

Заслуживает внимания то, что наряду с закономерными изменениями температуры, относящимися к более длительным периодам времени, на рис. 4.6 видны многочисленные кратковременные колебания температуры, которые в значительной мере отражают не исключенное полностью пространственным и временным осреднением влияние изменчивости циркуляционных процессов.

Поскольку аномалии температуры различных сезонов в низших широтах различались сравнительно мало, средний меридиональный градиент температуры меньше изменялся в теплом сезоне и больше в холодное время года.

Вековой ход аномалий среднего меридионального градиента температуры представлен на рис. 4.7, где значения градиента выражены в градусах температуры на десять градусов широты (Будыко, Винников, 1973). Значения аномалий определены методом наименьших квадратов по данным о средних широтных температурах для каждой пятиградусной зоны в интервале $25-70^\circ$ с. ш. и подвергнуты пятилетнему скользящему осреднению.

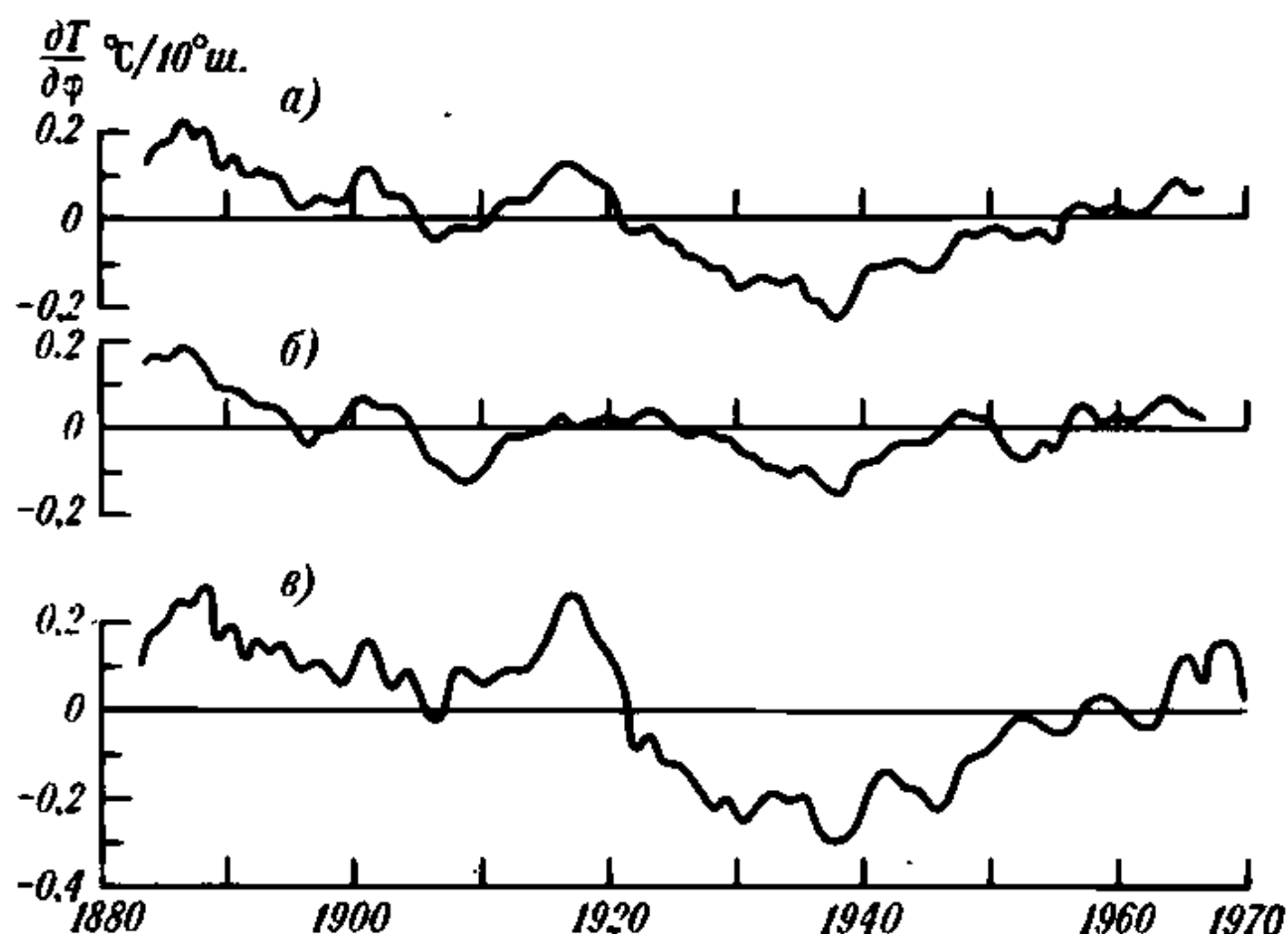


Рис. 4.7. Вековой ход аномалий меридионального градиента температуры в широтной зоне $25-70^\circ$ с. ш.

а — средние годовые аномалии, б — средние аномалии за теплое полугодие, в — средние аномалии за холодное полугодие.

Из рисунка следует, что меридиональный градиент температуры уменьшался от 80-х годов XIX в. до 30-х годов XX в. В течение этого времени было два сравнительно коротких периода повышения меридионального градиента — в начальные годы XX в. и во второй половине 10-х годов XX в. Начиная со второй половины 30-х годов меридиональный градиент начал увеличиваться, причем его аномалии к середине 60-х годов достигли значений, соответствующих аномалиям в начале настоящего века.

В начале 70-х годов было известно, что на протяжении последних десятилетий происходит изменение климата в сторону похолодания. Поскольку знак изменений температуры при колебаниях климата меняется сравнительно редко, почти все

исследователи изменений климата считали вероятным, что в ближайшие годы понижение температуры будет продолжаться.

В связи с этим высказывалось опасение, что дальнейшее похолодание приведет к развитию оледенений и ухудшению климатических условий для земледелия. Последняя точка зрения высказывалась главным образом в отношении стран средних широт с климатом избыточного увлажнения, где похолодание сокращает длительность вегетационного периода и уменьшает суммы температуры за вегетационный сезон. Имеющиеся данные показывают, что в той же широтной зоне во многих районах континентального климата похолодание имело обратное влияние на сельское хозяйство, так как сопровождалось повышением количества осадков и уменьшением частоты засух.

В обзоре Лэма (Lamb, 1973a) было отмечено, что в начале 70-х годов имелось свыше 20 прогнозов изменений климата, которые все предсказывали продолжение похолодания в течение ближайших десятилетий. Однако он указал, что эти прогнозы не имели достаточного научного обоснования. Всего через два года после публикации указанной работы Лэм получил первые данные, свидетельствующие о возможном изменении климата в сторону потепления (Lamb, Malmberg, Colebrook, 1975). Эти данные характеризуют термический режим на севере Атлантического океана, где в районе Гренландского и Норвежского морей, начиная с зимы 1970-71 г., ранее преобладавшая тенденция к падению температуры сменилась тенденцией к потеплению. Предположение о том, что с начала 70-х годов процесс похолодания сменился потеплением было высказано также в работе Виллета на основании анализа данных наблюдений за температурой воздуха (Willett, 1974). Данные, приведенные в работах Виллета и Лэма, указали на необходимость детального изучения изменения климата, происходившего в последние годы.

В исследованиях этого вопроса (Борзенкова и др., 1976; Будыко, Винников, 1976) данные об изменении средней температуры воздуха у земной поверхности были дополнены материалами за интервал времени до 1975 г.

На рис. 4.8 представлен вековой ход аномалий температуры воздуха на большей части северного полушария (к северу от $17,5^\circ$ с. ш.) (кривая 1). Данные подвергнуты пятилетнему скользящему осреднению.

Анализ средних годовых значений температуры показывает, что в течение последних лет тенденция изменения температуры северного полушария изменила свой знак и после медленного понижения температуры, закончившегося в середине 60-х годов, наблюдается рост температуры, который ускорился в конце

60-х — начале 70-х годов. Оценка скорости роста температуры β за 1964—1975 гг. дала величину $0,3^{\circ}\text{C}$ за 10 лет.

В дальнейшем К. Я. Винников и Н. П. Ковынева использовали данные наблюдений за температурой воздуха до 1977 г., причем они внесли некоторые уточнения в материалы для более раннего времени, использованные при определении тенденции изменения температуры. Они нашли, что для периода 1964—1977 гг. величина β равна $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Как отмечалось выше, изменения температуры воздуха имеют особенно большие амплитуды в высоких широтах и

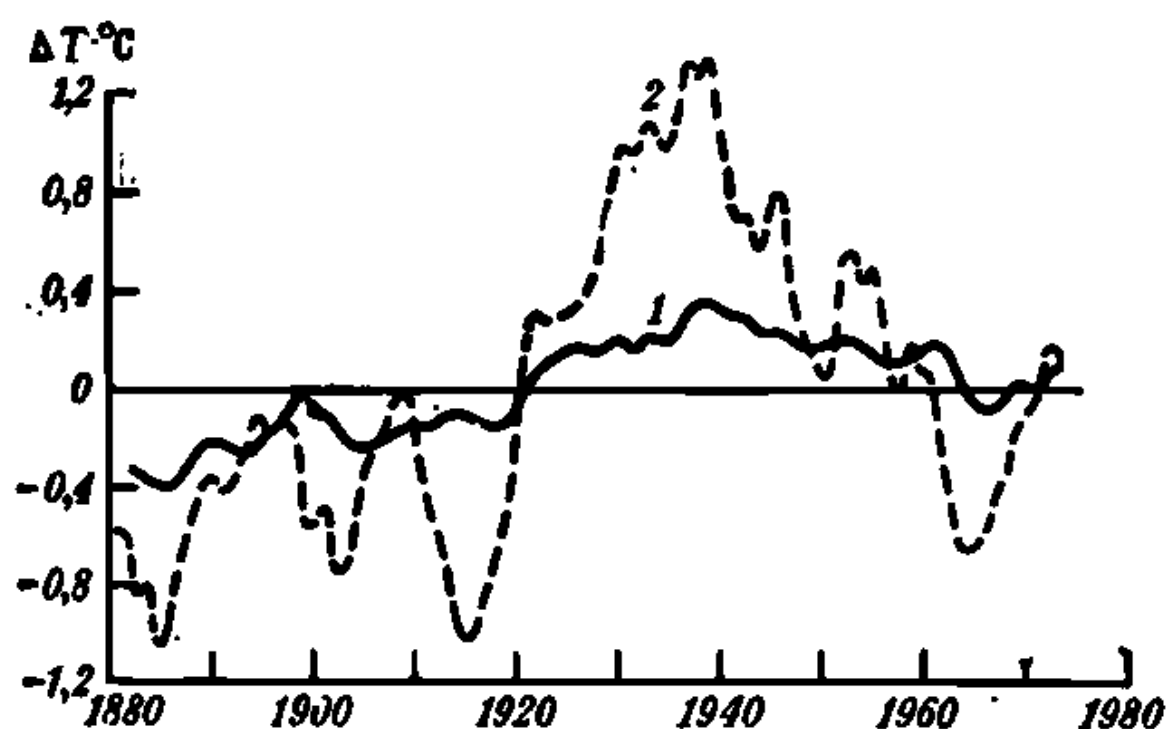


Рис. 4.8. Вековой ход аномалий температуры воздуха.

1 — в зоне $17,5\text{--}87,5^{\circ}$ с. ш., 2 — в зоне $72,5\text{--}87,5^{\circ}$ с. ш.

в холодный период года. На рис. 4.8 представлены данные о вековом ходе температуры воздуха в широтной зоне севернее $72,5^{\circ}$ с. ш. для средних годовых условий (кривая 2).

Скорости роста температуры для этой широтной зоны, по материалам 1964—1975 гг., равны $0,9^{\circ}\text{C}$ за 10 лет для средней годовой температуры и $1,3^{\circ}\text{C}$ за 10 лет для температуры холодного полугодия.

Различная амплитуда изменений температуры низких и высоких широт приводит к тому, что вековой ход температуры воздуха северного полушария сопровождается существенными изменениями среднего меридионального градиента температуры.

Изучение векового хода среднего меридионального градиента температуры в широтной зоне $22,5\text{--}77,5^{\circ}$ с. ш. показывает, что изменения средних годовых значений градиента составляли в течение изучаемого периода 10 % его среднего значения. В среднем повышение температуры северного полуша-

рия на $0,1^{\circ}\text{C}$ из-за более значительного потепления в высоких широтах приводит к относительному уменьшению меридионального градиента в указанной зоне на 1 % для холодного полугодия и на 0,5 % для средних годовых условий. Поскольку в упомянутой работе обнаружена связь между аномалиями среднего меридионального градиента температуры воздуха и условиями увлажнения внутриконтинентальных районов средних широт, изменения температуры воздуха северного полушария сильно сказываются на условиях сельскохозяйственного производства в районах неустойчивого увлажнения.

Как видно из этих кривых, потепление 70-х годов сопровождается уменьшением меридиональных градиентов температуры.

Вопрос об изменении средней температуры воздуха на протяжении последних лет привлек внимание ряда исследователей. В работе Дамона и Кюнена (Damon, Kunen, 1976) было обнаружено развитие потепления в южном полушарии и, в частности, в Антарктиде. Следует, однако, иметь в виду, что определение средней температуры воздуха и ее изменений в южном полушарии связано с большими трудностями, так как число имеющихся там метеорологических станций сравнительно невелико.

В работах Энжела и КоршOVERA (Angell, Korshover, 1977, 1978) для изучения изменения температуры воздуха были использованы материалы наблюдений на 63 аэрологических станциях. В первой из этих работ был сделан вывод, что с 1958 по 1965 г. средняя температура у земной поверхности, а также средняя температура для тропосферы снизились примерно на $0,3^{\circ}\text{C}$, после чего изменения температуры были невелики, а в последние несколько лет наблюдалось небольшое потепление. Во второй работе отмечено, что средняя температура в 1976 г. была необычно низкой. Это, однако, как считают авторы, не изменяет их вывода о сравнительно малом колебании температуры после середины 60-х годов. Барнет, использовавший значительно больший материал наблюдений за температурой воздуха у поверхности северного полушария, в отношении тренда изменения средней для полушария температуры получил результаты, сходные с результатами Анжела и КоршOVERA (Barnett, 1978).

В работе Пейнтинга (Painting, 1977) были исследованы произошедшие в последние годы колебания термического режима в средних и высоких широтах северного полушария. Пейнтинг отметил, что в области к северу от 60° с. ш. существовавшая ранее тенденция к похолоданию в 70-х годах сменилась потеплением. В более низких широтах (от 40 до 60° с. ш.), по его мнению, в нижней тропосфере похолодание продолжалось.

В работе Уолша (Walsh, 1977) был выполнен анализ данных о температуре воздуха у земной поверхности за 1954—1975 гг. для высоких широт северного полушария. Уолш обнаружил, что в этой области до середины 60-х годов происходило похолодание, которое затем сменилось потеплением. Харли (Harley, 1978) рассмотрел данные об изменениях средней температуры в слое 1000—500 мбар для северного полушария за период 1943—1976 гг. и обнаружил периоды похолодания (до 1965 г.) и потепления (после 1965 г.), причем изменение температуры было сильнее в низких широтах, чем в высоких. Он отметил также снижение температуры, которое произошло в самом конце рассмотренного им периода.

В обзоре данных о современных изменениях климата (Kukla e. a., 1977) приведены данные об изменениях средней температуры воздуха у поверхности северного полушария, полученные Ямомото (с соавторами), и данные о колебаниях средней температуры в слое 500—1000 мбар, полученные Дрониа. Из первой группы данных видно, в частности, что в высоких широтах северного полушария температура воздуха понижалась с 1950 г. до середины 60-х годов, после чего начался период повышения температуры, сопровождаемый ее большой межгодовой изменчивостью. Данные для нижней тропосферы показывают, что в этой зоне температура понижалась до середины 60-х годов, после чего она изменялась сравнительно мало.

При обсуждении материалов перечисленных выше исследований следует указать, что неполное совпадение результатов, полученных отдельными авторами, объясняется различием использованных ими материалов.

Прежде всего очевидно, что тренды изменений средней температуры в тропосфере в целом и даже в ее нижних слоях могут не совпадать с трендами изменений температуры у земной поверхности. Такое несовпадение, в частности, не только возможно, но и неизбежно при наличии влияния на изменения температуры роста концентрации углекислого газа в атмосфере (в этом случае потепление у земной поверхности должно сопровождаться похолоданием в верхних слоях атмосферы при сохранении средней температуры атмосферы неизменной — см. главу 1).

Большое значение при оценке реальности выводов о трендах температуры имеет объем и качество использованных материалов наблюдений. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, отметим показанную в имеющихся исследованиях необходимость для более или менее надежной оценки трендов изменений средней температуры для земного шара в целом или для одного из полушарий материалов наблюдений в сотнях

точек, охватывающих более или менее равномерно поверхность суши и океанов. К сожалению, это требование выполняется не во всех исследованиях.

Нужно отметить очевидную ошибку, связанную с попыткой отдельных авторов использовать для оценки трендов температуры воздуха данные наблюдений за небольшое число лет, а иногда даже за один год. Так, в частности, в упомянутой выше работе Харли вывод об аномально низкой температуре в 1976 г. использовался для обоснования предположения о начале нового периода похолодания.

Хотя неправильность подобного подхода к определению температурных трендов не требует пояснений, все же можно упомянуть, что, по данным К. Я. Винникова, в 1977 г. средняя температура воздуха для северного полушария была выше нормы, в связи с чем средняя температура за два года (1976 и 1977) мало отличалась от средней температуры предшествующих лет.

Даже из не вполне однородных материалов перечисленных выше исследований нетрудно сделать заключение, что в середине или конце 60-х годов глобальное похолодание или прекратилось или (что более вероятно) сменилось потеплением, которое наиболее заметно в высоких широтах северного полушария.

В связи с изучением современных изменений термического режима атмосферы представляют интерес данные о колебаниях температуры океанических вод. Эти данные были проанализированы А. С. Григорьевой и Л. А. Строкиной (1977), которые построили графики векового хода аномалий температуры воды в Баренцевом море и в секторе Атлантического океана, ограниченном $30-40^\circ$ с. ш., $60-70^\circ$ з. д. (рис. 4.9). Как видно из сравнения этого рисунка с рис. 4.8 изменения температуры воды в данных районах хорошо согласуются с колебаниями средней температуры воздуха, несколько отставая от них по фазе, что, очевидно, объясняется влиянием термической инерции океанических вод. В указанной работе было, однако, отмечено, что вековой ход температуры воды в других районах океана довольно разнообразен и в ряде случаев не совпадает с изменениями средней глобальной температуры воздуха. Так,

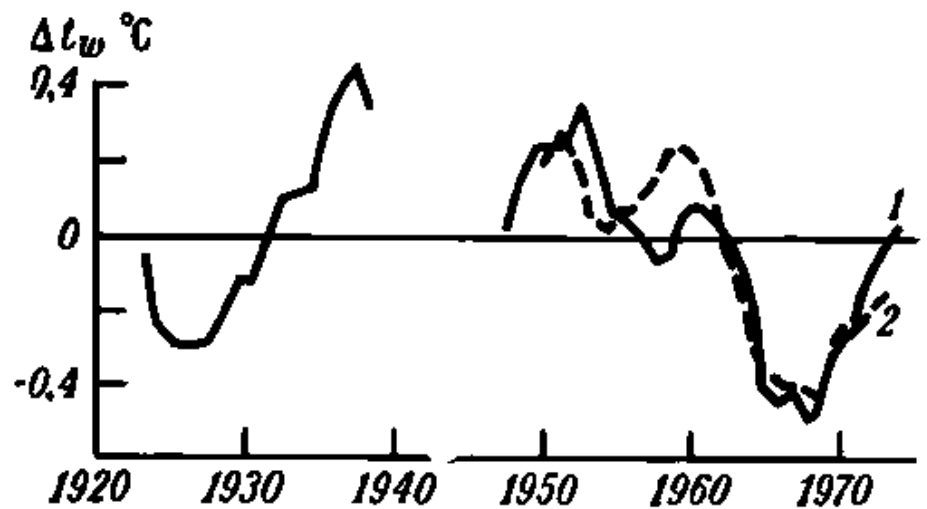


Рис. 4.9. Вековой ход аномалий средней годовой температуры воды слоя 0—200 м Баренцева моря ($70,5-72,5^\circ$ с. ш., $33,5^\circ$ в. д.) (1) и на поверхности Северной Атлантики ($30-40^\circ$ с. ш., $60-70^\circ$ з. д.) (2).

в частности, по данным наблюдений на кораблях погоды установлено, что вековой ход температуры воды в западных и южных районах Северной Атлантики в 1951—1960 гг. был противоположным вековому ходу в восточных и северных районах. Аналогичный вывод был получен Тайхом (Teich, 1971). Тенденция к потеплению, обнаруженная по данным последних лет в районах, рассматриваемых Григорьевой и Строкиной (1977), не проявилась по материалам наблюдений за температурой воды в северной части Тихого океана (Kukla e. a., 1977).

Можно думать, что температура поверхности океанов зависит от глобальных изменений термического режима не непосредственно, а главным образом через колебания системы океанических течений. В связи с этим для оценки термического состояния Мирового океана трудно использовать данные для отдельных районов, что при отсутствии материалов о вековом ходе средней температуры воды для всей поверхности океанов затрудняет изучение связей колебаний температуры воздуха и температуры океанических вод.

Существенные выводы о колебаниях термического режима можно получить по материалам наблюдений за состоянием морских полярных льдов. Следует отметить, что границы морских льдов сильно зависят от температуры воздуха (Будыко, 1971) и в то же время положение льдов оказывает большое влияние на термический режим атмосферы. Над свободной от льда поверхностью океана в высоких широтах температура воздуха в холодное время года обычно опускается только на несколько градусов ниже нуля, так как в таких условиях океан отдает воздуху много тепла. В тех же условиях при наличии ледяного покрова, который значительно уменьшает поток тепла от океана к атмосфере, температура нижнего слоя воздуха может опускаться на десятки градусов ниже нуля.

В связи с этим изменение средней границы морских полярных льдов значительно изменяет температуру воздуха в соответствующих областях, в особенности в холодное время года. К сожалению, материалы наблюдений за границей морских полярных льдов для периода современных изменений климата довольно ограничены. Для всего последнего столетия имеются данные о положении льдов главным образом в атлантическом секторе Арктики и примыкающих к нему морях. Для других районов Северного Ледовитого океана, а также для Антарктики материалы о границе морских полярных льдов имеются в основном за последние 20—30 лет.

Уже неоднократно делались попытки выяснить связь изменений ледяного покрова в северной части Атлантического океана, в Баренцевом и Карском морях с колебаниями климата.

В работе Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой (1966) отмечается, что ледовитость морей в атлантическом секторе Арктики начала уменьшаться в 20-х годах нашего века. Этот процесс не прекратился после приостановки потепления и продолжался в Баренцевом море до середины 50-х годов, после чего началось постепенное увеличение ледовитости. Количество льдов у берегов Исландии уменьшалось с конца прошлого века до 40-х годов нашего столетия, после чего ледовитость начала возрастать.

Для характеристики изменения границы льдов в Арктике заслуживает внимания результат, полученный Фленом (Inad-

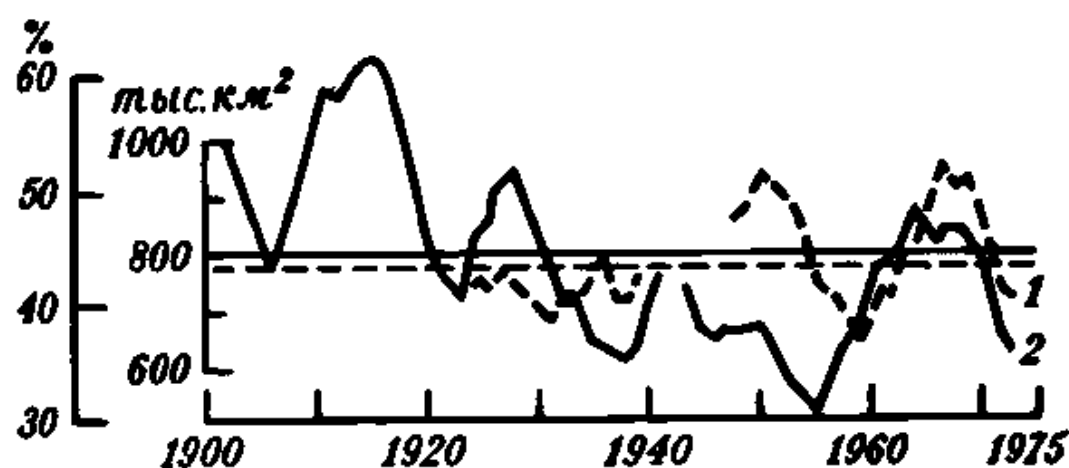


Рис. 4.10. Вековой ход ледовитости Гренландского моря (тыс. км²) (1) и Баренцева моря (% площади) (2).

vertent Climate Modification, 1971) при расчете разности средних широтных среднегодовых температур в северном полушарии между периодами 1931—1960 и 1961—1970 гг. Из графика, построенного Фленом, видно, что от экватора до 50° с. ш. эта разность близка к нулю, она резко возрастает в полярных широтах, достигает максимума (около 1,0 °C) между 70 и 80° с. ш., а затем опять уменьшается. Такое распределение может быть связано с изменением средней границы полярных льдов: перемещением ее в более низкие широты.

На рис. 4.10 представлен рассчитанный А. С. Григорьевой по данным наблюдений вековой ход ледовитости Гренландского и Баренцева морей. При сравнении рис. 4.8 и 4.10 видно, что в данном случае изменения ледовитости хорошо согласуются с колебаниями средней температуры воздуха для северного полушария. В частности, заметно быстрое убывание площади льдов по мере развития потепления, начавшегося в середине 60-х годов.

Из других исследований ледовитости арктических морей заслуживает внимания работа Сандерсон (Sanderson, 1975), в которой отмечено, что с 1969 до 1974 г. в большинстве районов Арктики ледовитость уменьшалась. Подробная

характеристика современных изменений ледяного покрова Северного Ледовитого океана дана в работе В. Ф. Захарова и Л. А. Строкиной (1978), где приведен график (рис. 4.11) сезонных изменений площади морских льдов в Мировом океане, в северном и южном полушариях.

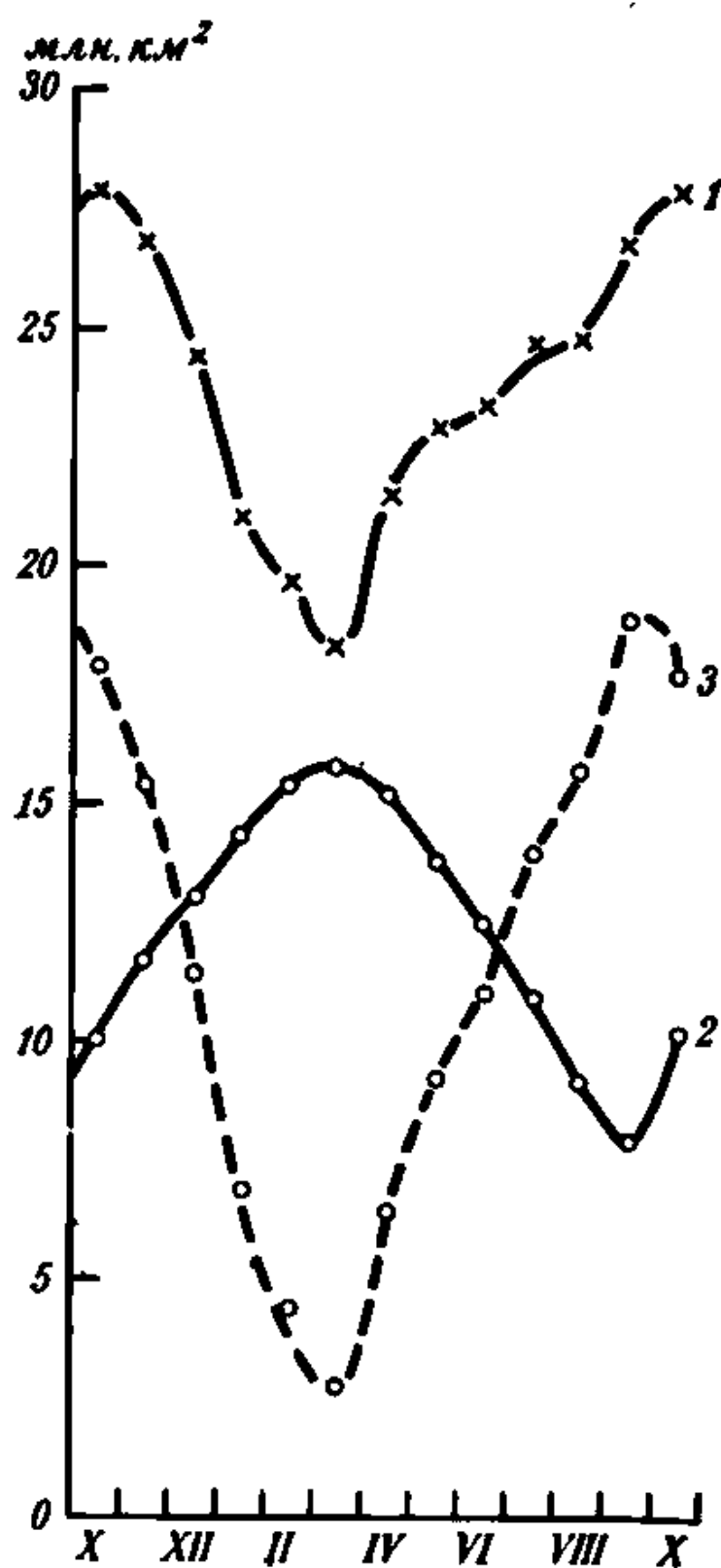


Рис. 4.11. Сезонные изменения площади морских льдов в Мировом океане (1), в северном (2) и южном (3) полушариях.

На рис. 4.12 представлены найденные в указанном исследовании изменения площади льдов в Северном Ледовитом океане за последние десятилетия для трех месяцев (июль—сентябрь). Этот график показывает, что с начала 40-х до середины 60-х годов площадь льдов возросла более чем на 10 %, а после середины 60-х годов уменьшилась примерно на 10 %.

Такое изменение ледяного покрова находится в полном соответствии с колебаниями средней температуры воздуха в высоких широтах.

Имеются данные, указывающие, что в первой половине 70-х годов площадь морских льдов в южном полушарии также уменьшилась (Kukla e. a., 1977).

Изменения осадков. В исследованиях О. А. Дроздова, Г. Лэма и других авторов было установлено, что в эпохи потеплений и похолоданий количество осадков, выпадающих в различных районах земного шара, существенно изменяются.

На рис. 4.13 представлен вычисленный по данным А. С. Григорьевой вековой ход сумм осадков, выпадающих за холодный период года (с ноября по март) в степной и лесостепной зонах СССР.

Суммы осадков вычислены для скользящих пятилетних периодов по материалам наблюдений на 21 станции. Из сравнения рис. 4.8 и 4.13 видно, что при повышении средней температуры воздуха и уменьшении меридиональных градиентов температуры имеется тенденция к уменьшению количества осадков, выпадающих в районах неустойчивого увлажнения.

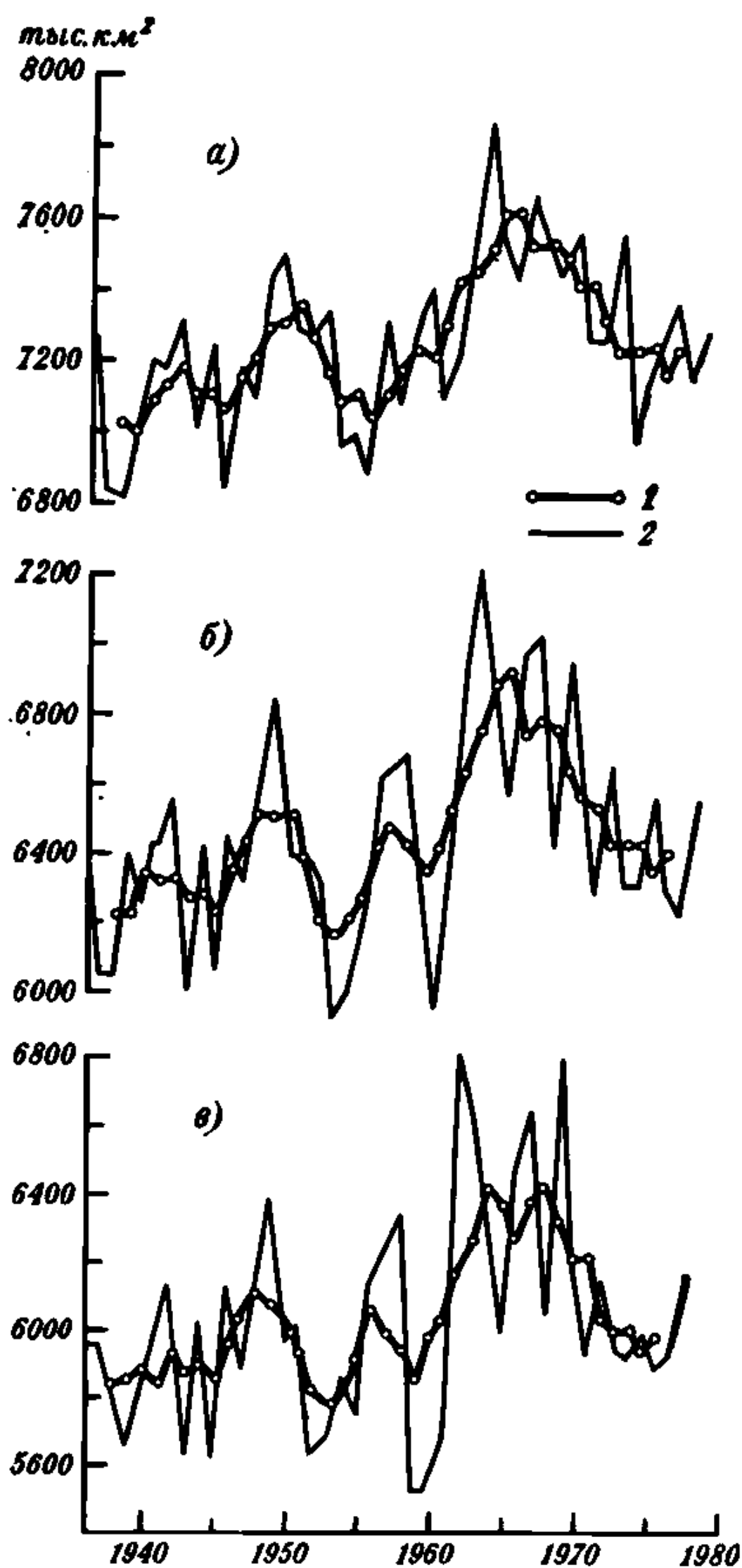


Рис. 4.12. Изменение площади льдов в Северном Ледовитом океане для июля (а), августа (б) и сентября (в); 1 — сглаженные значения, 2 — данные для каждого года.

В работах О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой (1963, 1971) отмечается, что в эпоху наибольшего потепления (30-е годы) количество засух, охватывающих обширные области в зонах недостаточного увлажнения на территории нашей страны и в Северной Америке, значительно увеличилось по сравнению с предыдущим и последующим десятилетиями. Как известно, в эти годы из-за уменьшения количества осадков в бассейне Волги произошло резкое падение уровня Каспийского моря на величину около 170 см.

В работе А. В. Шнитникова (1969) и других исследованиях отмечено, что колебания уровня Каспийского моря во многом

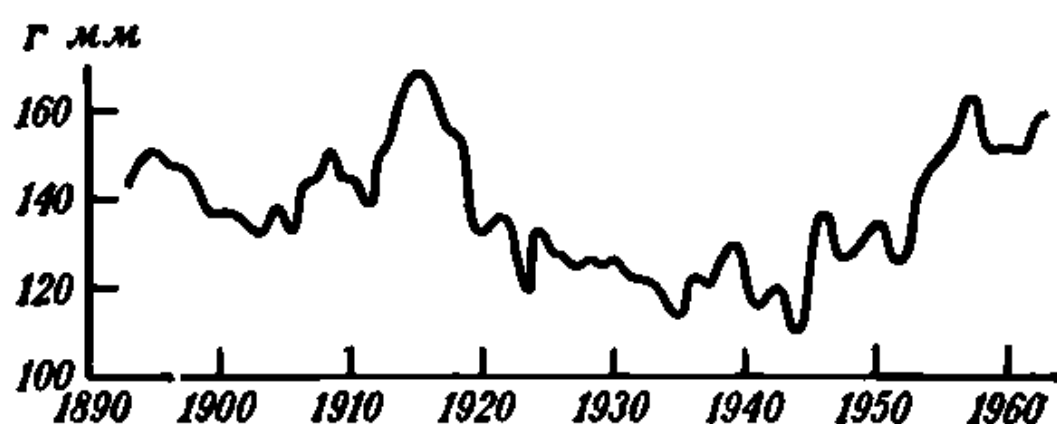


Рис. 4.13. Вековой ход сумм осадков, выпадающих за холодный период в степной и лесостепной зонах СССР.

аналогичны изменениям уровня ряда европейских озер и, следовательно, отражают крупномасштабные аномалии в режиме атмосферных осадков.

Можно думать, что вековой ход осадков в значительной мере объясняется изменениями меридионального градиента температуры, который оказывает влияние на характер атмосферной циркуляции. При изменении меридионального градиента температуры меняется интенсивность переноса водяного пара с океанов во внутриконтинентальные области. Уменьшение меридионального градиента приводит к уменьшению потоков водяного пара, поступающих с океанов в глубь умеренных широт континентов, и уменьшению количества осадков в значительной части внутриконтинентальных районов. Обратное положение возникает при увеличении меридионального градиента температуры.

Этот вывод хорошо подтверждается материалами наблюдений. Так, в частности, на рис. 4.14 представлена зависимость сумм осадков за холодный период года на территории степной и лесостепной зон СССР от меридионального градиента температуры для скользящих пятилетних периодов с 1891 по 1960 г. Из этого рисунка следует, что между указанными величинами имеется связь, характеризуемая коэффициентом корреляции,

равным 0,78. Как видно, сумма осадков на рассматриваемой территории в отдельные пятилетия изменялась почти на 50 % ее среднего значения. Очевидно, что такие изменения осадков на обширной территории оказывают большое влияние на режим рек и урожай сельскохозяйственных культур, который в областях недостаточного увлажнения существенно зависит от количества выпадающих осадков.

Влияние колебаний осадков на речной сток отчетливо проявляется в изменениях уровня Каспийского моря, тесно связанного с режимом осадков в бассейне Волги. Резкое понижение уровня Каспийского моря в 30-х годах было следствием уменьшения количества осадков на большей части Европейской территории СССР. В эту эпоху ухудшились также агрометеорологические условия сельскохозяйственного производства на значительной части территории Евразии и Северной Америки.

Представляет интерес сравнение изменений условий увлажнения в средних широтах континентов северной части восточного и западного полушария. Для изучения взаимной связи этих изменений были использованы величины отклонений урожая пшеницы в США за отдельные пятилетние периоды (1910—1971 гг.) от средних сглаженных в вековом ходе значений. Из этих данных можно сделать заключение, что за отдельные пятилетия урожай в целом по США изменялся на величину до 16 % по сравнению с нормой. Эти изменения урожая в значительной мере объясняются колебаниями условий увлажнения, что следует, в частности, из совпадения периода заметно пониженных урожаев с возросшей частотой засух в период потепления.

Так как аналогичными данными для больших территорий Евразии мы не располагали, то для характеристики условий увлажнения в этом случае были использованы материалы о колебаниях уровня Каспийского моря.

На рис. 4.15 представлено сопоставление аномалий урожая пшеницы в США с относящимися к тем же периодам

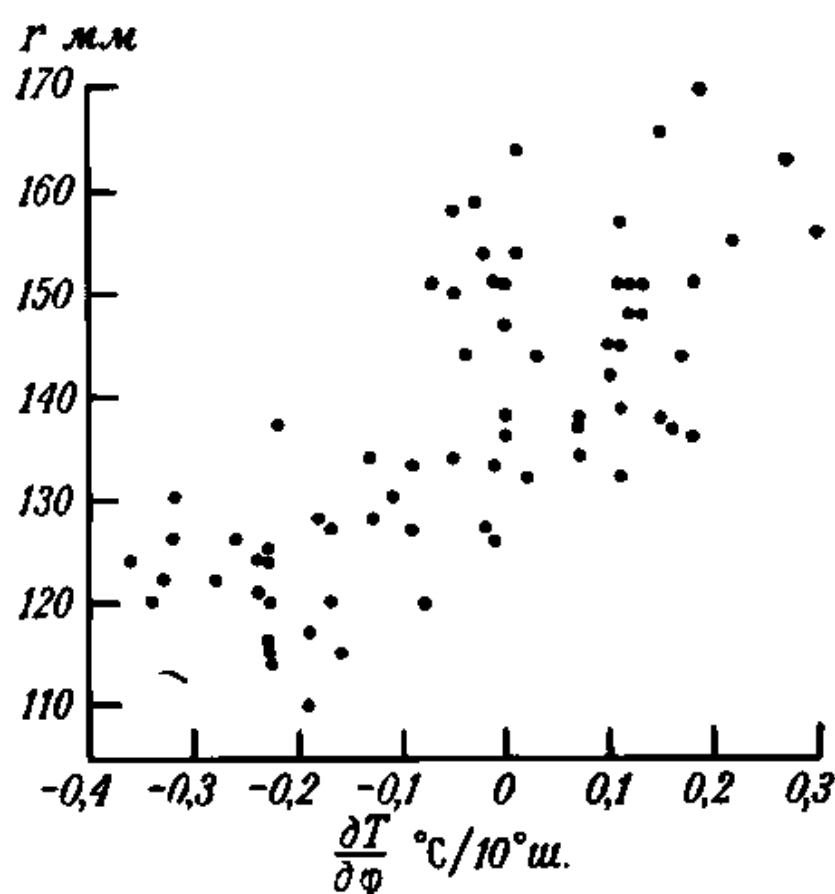


Рис. 4.14. Зависимость осадков за холодный период года в степной и лесостепной зонах СССР от аномалий меридионального градиента температуры в зоне 25—70° с. ш.

изменениям уровня Каспийского моря ΔH . Между указанными величинами обнаружена довольно тесная связь, которая характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,74. Наличие этой связи подтверждает, что рассмотренный выше механизм изменений осадков оказывает одинаковое влияние на режим увлажнения в зоне умеренных широт различных континентов.

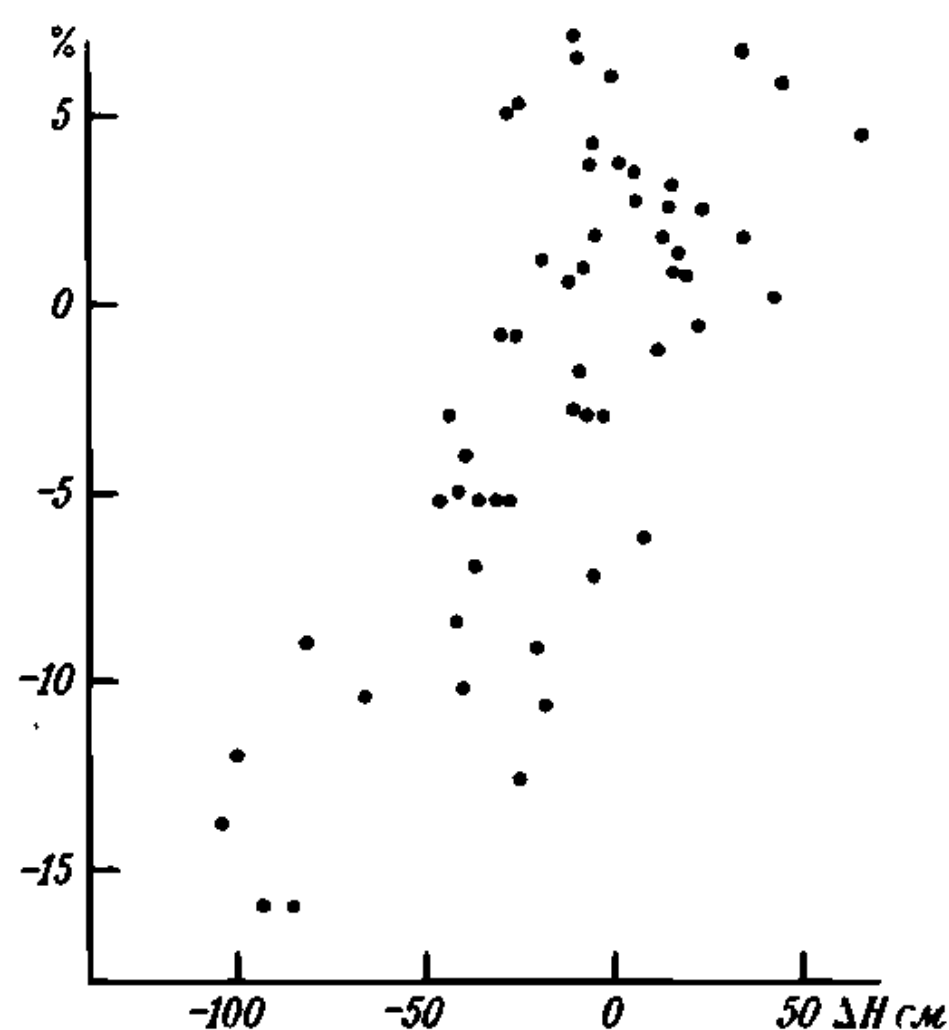


Рис. 4.15. Сопоставление аномалий урожая пшеницы в США с изменениями уровня Каспийского моря.

Этот вывод подтверждается также данными прямых наблюдений за режимом осадков в Северной Америке. В исследованиях Ландсберга (Landsberg, 1960) были сопоставлены температура воздуха и суммы атмосферных осадков в США за два 25-летних периода: с 1906 по 1930 г. и с 1931 по 1955 г. Средняя годовая температура воздуха у земной поверхности на данной территории во втором из рассматриваемых периодов была выше, чем в первом, на $0,5^{\circ}\text{C}$.

Отметим, что сравнение количества осадков за эти периоды не является оптимальным для выяснения влияния меридиональных градиентов температуры на режим осадков, так как резкое изменение меридионального градиента произошло не на границе указанных периодов, а около 1920 г. Тем не менее из рис. 4.8 ясно, что средний меридиональный градиент температуры для второго из периодов, рассмотренных в работе Ландсберга, был меньше, чем для первого.

Как отмечает Ландсберг, годовые суммы осадков на большей части территории США во втором периоде были меньше, чем в первом, что согласуется со сделанным выше заключением.

Подробные исследования влияния изменений меридионального градиента температуры на режим осадков выполнили О. А. Дроздов и А. С. Григорьева (1963, 1971). В их работах установлено, что, хотя общая картина изменений количества выпадающих осадков при потеплении или похолодании в высоких широтах довольно сложна, в районах недостаточного

увлажнения умеренных широт преобладает тенденция к увеличению количества осадков при понижении температуры в Арктике. Этот эффект Дроздов и Григорьева объяснили усилением переноса водяного пара в глубь материков при увеличении контраста температуры между низкими и высокими широтами.

С изложенной выше концепцией хорошо согласуются результаты исследования Лэма, в котором были построены мировые карты аномалий осадков для периода с повышенными и пониженными средними температурами воздуха у земной поверхности (Lamb, 1974). Из этих карт видно, что во время глобальных похолоданий суммы осадков увеличивались на большей части поверхности континентов в средних широтах, уменьшались в субтропической и тропической зонах пояса высокого давления и увеличивались в экваториальных широтах. Выводы Лэма были подтверждены в работах И. И. Борзенковой (1976 и др.), в которых были исследованы связи аномалий осадков в ряде важных для сельского хозяйства районов земного шара с аномалиями средней температуры воздуха. На рис. 4.16 представлены относительные величины аномалий средних широтных сумм осадков, выпадавших на поверхность континентов в период глобального похолодания. Кривая 1 построена по данным Лэма для всей поверхности суши, кривая 2 — по материалам И. И. Борзенковой, которые относятся к 9 районам расположенным на различных континентах. Согласование этих кривых подтверждает наличие закономерной связи между распределением атмосферных осадков и глобальными колебаниями средней температуры воздуха.

Значительный интерес представляет вопрос о связи частоты крупных засух с колебаниями климата. В исследовании Ю. Л. Раунера (1979) отмечается наличие тенденции к синхронности засух в СССР и США, что свидетельствует о влиянии глобальных факторов на возникновение засух. В этом исследовании приведены данные о частоте особенно крупных засух,

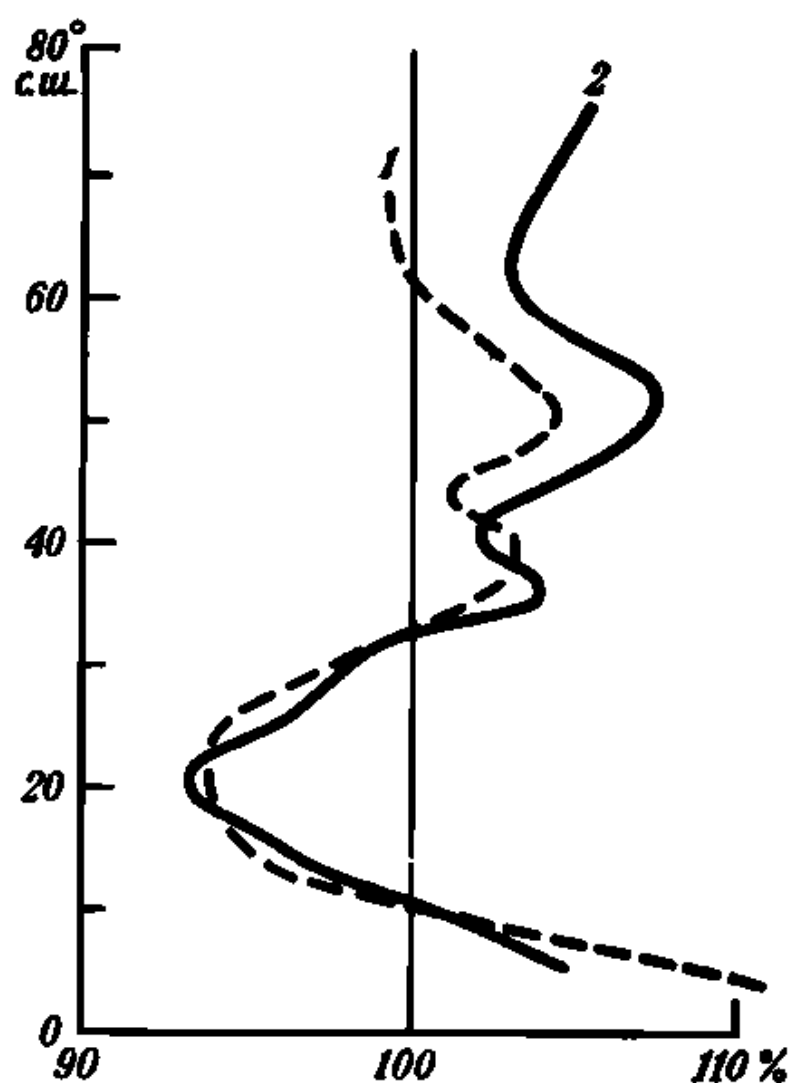


Рис. 4.16. Широтное распределение сумм осадков.

1 — по данным Лэма, 2 — по данным Борзенковой.

охватывающих большую часть зерновой зоны СССР, за интервал времени с 1815 г. до 1976 г. Если мы разделим этот интервал на две части—с 1815 по 1919 г. и с 1920 по 1976 г., то, как видно из данных о термическом режиме, средняя температура для северного полушария, осредненная для пятилетних интервалов, в любом пятилетнем интервале первого периода была, как правило, ниже температуры любого пятилетнего интервала второго периода. Из данных Раунера следует, что частота крупных засух в первом периоде равнялась 1,1 за 10 лет, а во втором периоде 1,9 за 10 лет. Это различие хорошо согласуется с приведенными выше результатами других исследований.

Причины изменений климата. Вопрос о причинах современных изменений климата выяснился сравнительно недавно в результате завершения цикла исследований, которые продолжались несколько десятилетий.

Концепция о зависимости современных изменений климата от вулканической активности была предложена Гемфрисом (Humphreys, 1913, 1929 и др.).

Уже в работах Гемфриса было установлено, что среднее количество прямой солнечной радиации, приходящей к земной поверхности в безоблачных условиях, в различные годы может заметно изменяться. Эти изменения хорошо видны на кривых векового хода прямой радиации, построенных по материалам наблюдений на ряде актинометрических станций. Такие кривые показывают, что прямая радиация, заметно изменяясь от года к году, в среднем изменяется также и за более длительные периоды времени, порядка десятилетий.

Представляет значительный интерес сопоставление векового хода температуры в северном полушарии с вековым ходом радиации, приходящей к земной поверхности. Для этой цели был обработан материал актинометрических наблюдений за 1880—1965 гг. для группы станций Европы и Америки с наиболее длительными рядами наблюдений, расположенных в зоне 40—60° с. ш., и построена средняя для этих станций кривая векового хода прямой радиации при безоблачном небе (Будыко, Пивоварова, 1967; Пивоварова, 1968). На рис. 4.17 представлены сглаженные по 10-летнему скользящему периоду значения солнечной радиации для рассматриваемого интервала времени (кривая б). Как видно, солнечная радиация имела два максимума: один, кратковременный, в конце XIX в. и второй, более длительный, с наибольшими значениями радиации в 30-х годах XX в.

Можно высказать два предположения о причинах изменений прямой радиации при безоблачном небе. Первое из них—связь этих изменений с колебаниями астрономической солнечной постоянной (светимости Солнца), второе—с колебаниями

так называемой метеорологической солнечной постоянной, т. е. количества радиации, поступающей на верхнюю границу тропосферы, которое может изменяться при постоянной светимости Солнца из-за нестабильности прозрачности стратосферы. Первая гипотеза была предложена в нескольких работах, примером которых является исследование Босоласко и его соавторов (Bossolasco e. a., 1964). В этой работе из данных наблюдений на трех актинометрических станциях был сделан вывод, что солнечная постоянная растет при повышении солнечной активности (характеризуемой числами Вольфа) до некоторого пре-

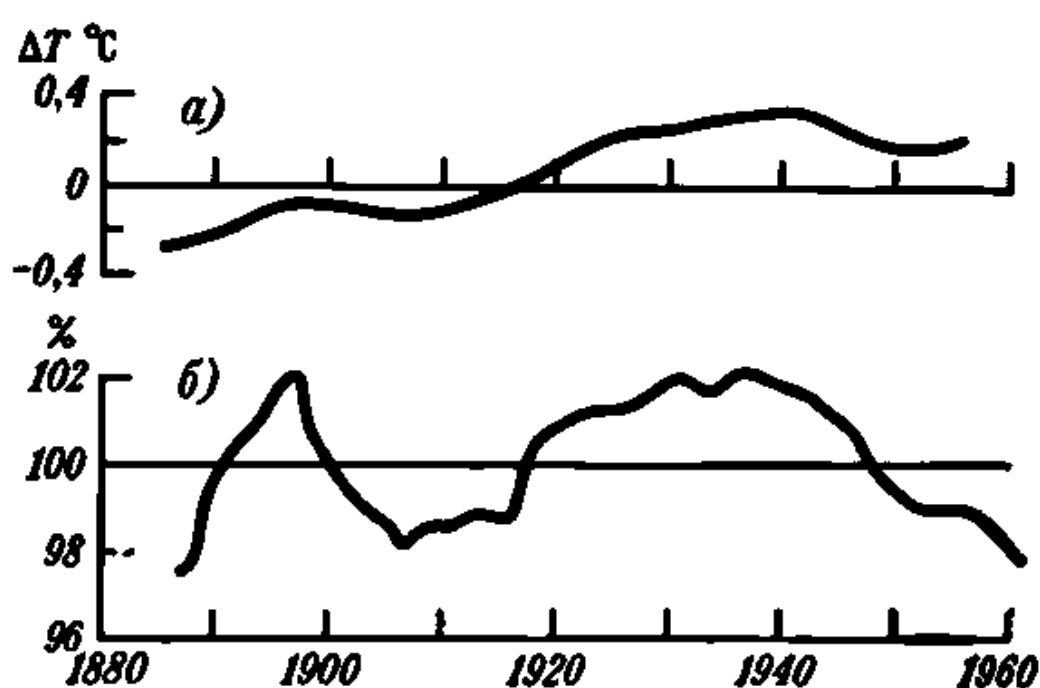


Рис. 4.17. Вековой ход аномалий температуры (а) и прямой радиации (б).

дела, после чего при дальнейшем увеличении солнечной активности солнечная постоянная уменьшается.

Представление о колебаниях астрономической солнечной постоянной не было принято большинством специалистов в области актинометрии, которые считали, что в пределах точности измерений эта величина не изменяется (Allen, 1958; Angström, 1969; и др.).

Для выяснения физического механизма изменений солнечной радиации, обнаруженных по данным, представленным на рис. 4.17, значения аномалий радиации были рассчитаны для различных высот Солнца. Очевидно, что при колебаниях астрономической солнечной постоянной относительные изменения прямой солнечной радиации не могут зависеть от высоты Солнца, тогда как изменения солнечной радиации, обусловленные нестабильностью прозрачности стратосферы, должны существенно различаться при различной высоте Солнца. Анализ имеющихся данных показал, что указанная зависимость существует, причем количественно она хорошо согласуется с результатами расчетов влияния прозрачности атмосферы на

радиацию по формулам атмосферной оптики. В результате этого был сделан вывод о наличии колебаний метеорологической солнечной постоянной, тогда как астрономическая солнечная постоянная оказалась практически неизменной.

В последние годы этот вывод был подтвержден по материалам спутниковых наблюдений за солнечной радиацией. Отметим, что указанное заключение имеет некоторое значение для понимания причин трудности установления устойчивых связей между солнечной активностью и изменениями климата (Хромов, 1973).

Для выяснения механизма современных изменений климата сравним кривую *б* на рис. 4.17 со сглаженной по скользящему 10-летнему периоду кривой векового хода температуры (кривая *а*). Очевидно, что между этими кривыми имеется определенное сходство. Так, на обеих кривых имеется два максимума, из которых один относится к концу XIX в., а второй (главный) — к 30-м годам XX в. Вместе с тем между этими кривыми имеются некоторые различия; в частности, первый максимум более заметен в вековом ходе радиации по сравнению с вековым ходом температуры. Сходство кривых *а* и *б* позволяет предположить, что изменения радиации, обусловленные нестабильностью прозрачности атмосферы, являются существенным фактором изменений климата. Для выяснения этого вопроса следует выполнить количественный расчет изменений температуры в результате изменений атмосферной прозрачности для коротковолновой радиации.

В упомянутых исследованиях Гемфриса было установлено, что наибольшее влияние на планетарные колебания прозрачности атмосферы оказывают сравнительно небольшие частицы аэрозоля, которые длительное время задерживаются в нижних слоях стратосферы.

Гемфрис и Векслер предполагали, что наиболее мелкие частицы могут оставаться в атмосфере на протяжении нескольких лет. Эти частицы мало влияют на длинноволновое излучение, но заметно усиливают рассеяние коротковолновой радиации, в результате чего увеличивается планетарное альбедо Земли и уменьшается величина радиации, поглощенной Землей как планетой.

Следует отметить, что из-за преимущественного рассеяния радиации частицами в направлении падающего луча (эффект Ми) прямая радиация в результате рассеивания уменьшается значительно больше, чем суммарная солнечная радиация. Так как на термический режим Земли влияют изменения суммарной радиации, то для оценки влияния стратосферного аэрозоля на климат следует определить, как изменяются величины суммарной радиации при появлении аэрозольных частиц в страто-

сфере. Для этой цели можно применить метод расчета, использованный К. С. Шифриным и его сотрудниками в исследованиях по атмосферной оптике (Шифрин, Минин, 1957; Шифрин, Пятовская, 1959).

На основе данных этих исследований были определены величины отношения уменьшения суммарной радиации ΔQ к уменьшению прямой радиации ΔS для средних условий различных широт при наличии в стратосфере слоя аэрозольных частиц:

Широта . . .	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°
$\frac{\Delta Q}{\Delta S}$	0,24	0,23	0,22	0,21	0,19	0,18	0,16	0,14	0,13	0,13

Как показали расчеты К. С. Шифрина, эти значения сравнительно мало зависят от размера частиц, если преобладающие значения их диаметра лежат в пределах от 2—3 сотых до 2—3 десятых микрометра.

Оценивая влияние изменения количества прямой радиации на среднюю температуру у поверхности Земли, следует принять во внимание зависимость средней температуры от приходящей солнечной радиации. Расчеты показывают, что при изменении приходящей радиации на 1 % средняя температура у поверхности Земли при постоянном альбедо системы Земля—атмосфера изменяется на 1,1—1,5 °С (см. главу 3).

Сравним радиационный и термический режимы Земли за два 30-летних периода: 1888—1917 и 1918—1947 гг. Из данных, представленных на рис. 4.17, следует, что во втором из этих периодов прямая радиация была на 2,0 % больше, чем в первом. Принимая во внимание, что по приведенным выше данным среднее взвешенное для полушария отношение изменения суммарной радиации к изменению прямой радиации равно 0,16, найдем что суммарная радиация во втором периоде была повышена в северном полушарии на 0,3 %. Такое повышение суммарной радиации соответствует увеличению средней температуры приблизительно на 0,4 °С. Фактическая разность температур для этих периодов, определенная по данным, представленным на рис. 4.6, равна 0,33 °С, что удовлетворительно согласуется с результатом расчета (Будыко, 1969).

Для более детального исследования влияния изменений радиации на температуру воздуха используем изложенную в третьей главе модель термического режима атмосферы для различных сезонов.

На рис. 4.18 представлен отрезок приведенной выше кривой векового хода сглаженных аномалий прямой радиации, приходящей на земную поверхность при безоблачном небе, за 1910—

1950 гг. Этот график построен по данным группы актинометрических станций в Европе и Северной Америки, расположенных в зоне $40-60^\circ$ с. ш. В соответствии с высказанной выше гипотезой будем считать, что изменения прямой радиации объясняются в основном колебаниями прозрачности нижних слоев стратосферы, вызванными изменением концентрации аэрозольных частиц в этих слоях.

Используя данные, представленные на рис. 4.18, принимая во внимание относительную оптическую толщину аэрозольного слоя и считая, что содержание аэрозоля в стратосфере на различных широтах северного полушария мало различается,

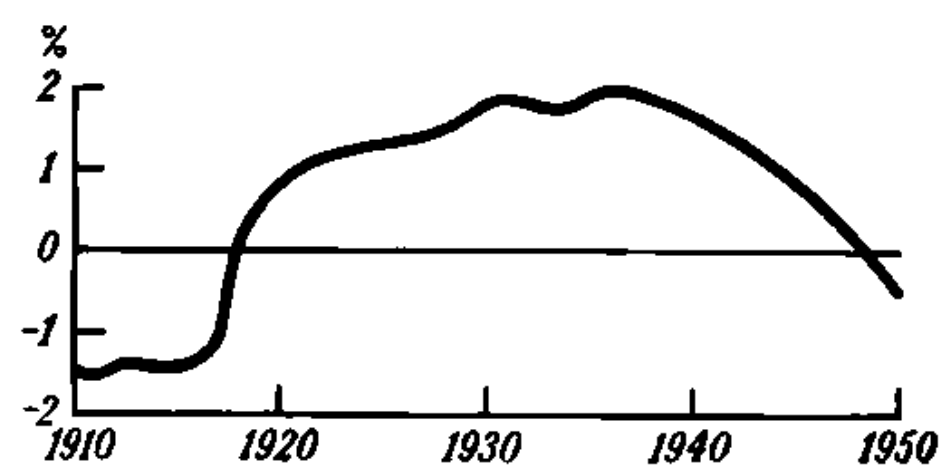


Рис. 4.18. Вековой ход аномалий прямой радиации в 1910–1950 гг.

можно рассчитать вековой ход прямой радиации на разных широтах как для средних годовых условий, так и для отдельных сезонов.

Выше отмечено, что изменения суммарной радиации под влиянием колебаний концентрации аэрозоля составляют малую часть изменений прямой радиации.

Учитывая зависимость отношения изменений суммарной радиации от высоты Солнца, можно на основании приведенных выше данных рассчитать изменения суммарной радиации во времени в различных широтных зонах.

На рис. 4.19 представлена использованная в этом расчете зависимость отношения изменений суммарной радиации на различных широтах северного полушария к изменениям прямой радиации на 50° с. ш. для теплого и холодного полугодий.

Для расчета изменений температуры, соответствующих приведенным выше данным об изменении радиации, следует принять во внимание связь между термическим режимом и ледяным покровом. Очевидно, что в таком расчете мы не можем использовать предположение о стационарном состоянии системы океан—полярные льды—атмосфера. Вследствие большой термической инерции океанов и континентального ледяного покрова эту систему можно считать стационарной только для длительных периодов времени. В связи с этим предположение о стационарности системы не всегда пригодно для исследования современных изменений климата, которые продолжались всего несколько десятилетий.

Вместе с тем при изучении современных изменений климата нельзя не принимать во внимание связанные с ними изменения режима полярных льдов. Данные наблюдений показывают,

в частности, что потепление Арктики 30-х годов привело к сокращению площади морских льдов приблизительно на 10 % (Ahlman, 1953, Чижов и Тареева, 1969; и др.).

Точный расчет нестационарных процессов в системе океан—полярные льды—атмосфера связан с трудностями, в особенности из-за недостаточной изученности механизма теплообмена между поверхностными и более глубокими слоями океанических вод. Поэтому представляется целесообразным для упрощения задачи численного моделирования процесса современного изменения климата приближенно считать, что для указанных периодов времени существует определенная связь между площадью полярных льдов и значениями внешних климатообразующих факторов.

Определяя параметры этой связи по эмпирическим данным, можно использовать указанную зависимость в качестве дополнительного уравнения, которое заменит в изложенной выше модели термического режима условие, связывающее площадь льдов с элементами термического режима для стационарного состояния.

Из соотношений полуэмпирической теории термического режима следует, что при увеличении приходящей радиации относительное изменение площади морских полярных льдов приблизительно пропорционально изменению величины радиации. Такая зависимость имеет место при сравнительно небольших изменениях площади полярных льдов. Эту связь можно представить в виде следующей формулы:

$$-\frac{\Delta P}{P} = \mu \frac{\Delta Q_p}{Q_p}, \quad (4.2)$$

где $\Delta P/P$ — относительное изменение площади морских полярных льдов, $\Delta Q_p/Q_p$ — относительное изменение планетарной суммарной радиации, μ — безразмерный коэффициент.

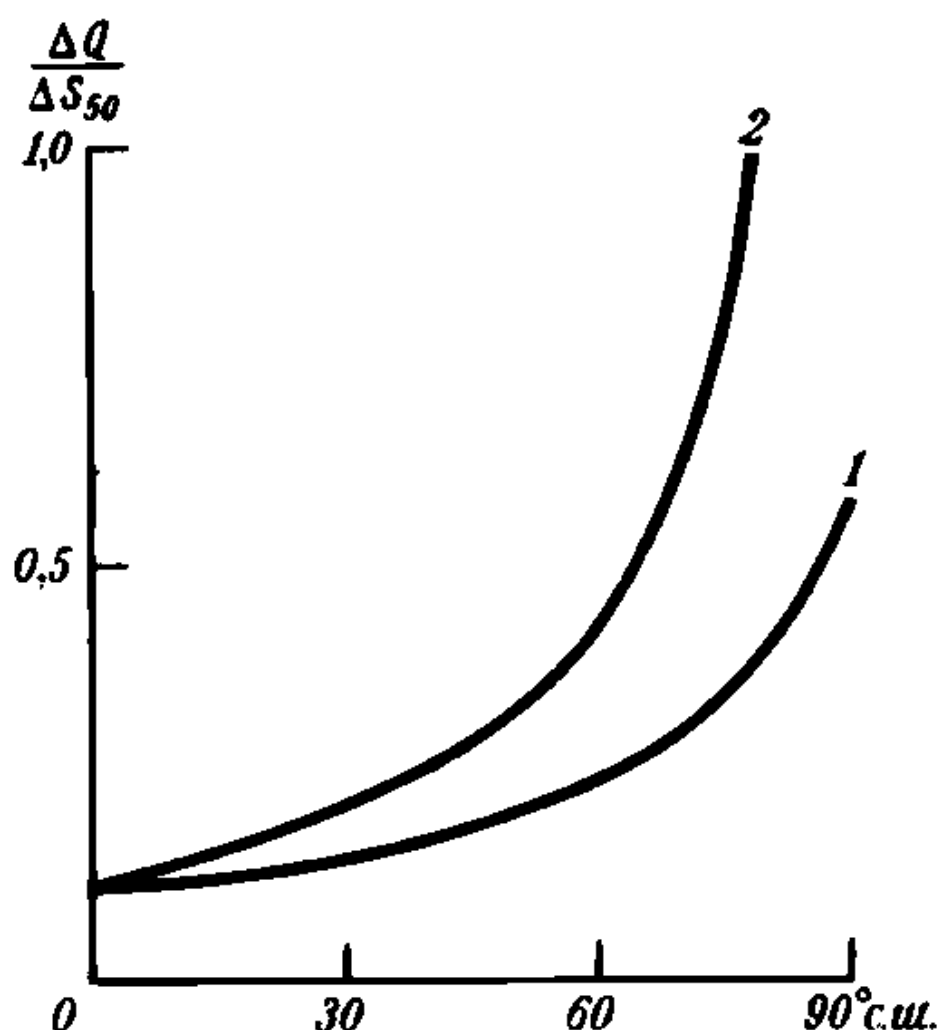


Рис. 4.19. Отношение изменений суммарной радиации на различных широтах северного полушария к изменениям прямой радиации на 50° с. ш. 1 — теплое полугодие, 2 — холодное полугодие.

Коэффициент μ для современных изменений климата можно определить по эмпирическим данным об изменении суммарной радиации и ледяного покрова в эпоху потепления Арктики. Из рис. 4.16 и 4.17 следует, что в эпоху потепления Арктики прямая радиация в зоне расположения актинометрических станций, т. е. на 50° с. ш., увеличилась по сравнению с предшествующим периодом приблизительно на 2 %.

Учитывая это значение, принимая во внимание соотношение между величинами прямой и суммарной радиации и считая, что в эпоху потепления Арктики площадь полярных льдов сократилась на 10 %, найдем $\mu=40$. Эта величина меньше аналогичного коэффициента, который может быть получен из полуэмпирической теории термического режима для стационарного состояния.

Следует отметить, что этот коэффициент зависит от периода времени, к которому относятся данные, использованные для его определения, и что точность его расчета указанным методом сравнительно невелика. Однако, как показывают численные эксперименты, погрешности в определении коэффициента μ сравнительно мало влияют на результаты расчета распределения температуры воздуха, что оправдывает использование приближенного значения этого коэффициента.

Используя данные рис. 4.18 и изложенную выше численную модель термического режима, включающую взамен принятого в ней допущения о связи границы льдов с температурой воздуха соотношение (4.2), можно рассчитать изменения температуры на различных широтах для интересующего нас периода времени. Результаты такого расчета представлены на рис. 4.20 кривыми 2, которые оказываются довольно близкими к сглаженным за 10-летние периоды наблюдавшимся изменениям температуры (кривые 1).

Заслуживает внимания, что рассчитанные изменения температуры несколько опережают изменения, найденные по данным наблюдений. Отставание наблюдаемых изменений температуры от вычисленных, очевидно, объясняется влиянием инерции системы океан—полярные льды—атмосфера, которое, однако, в этом случае сравнительно невелико. Отметим, что хорошее согласование рассчитанного векового хода температуры с данными наблюдений достигнуто при применении численной модели термического режима, эмпирические параметры которой определены без использования данных об изменениях температуры и которая, следовательно, дает в этом случае результаты, независимые от используемых в сравнении экспериментальных данных.

Из анализа материалов расчета изменений температуры на различных широтах следует, что на большей части северного

полушария основной причиной повышения температуры в 20—30-х годах было увеличение суммарной радиации, приходящей к земной поверхности. При этом повышения температуры в теплое полугодие, найденные в расчете и определенные по данным наблюдений, на различных широтах мало различались. Как видно из выполненных расчетов, экранирующее действие аэрозоля в высоких широтах возрастает из-за роста его оптической массы и увеличения отношения изменения суммарной радиации

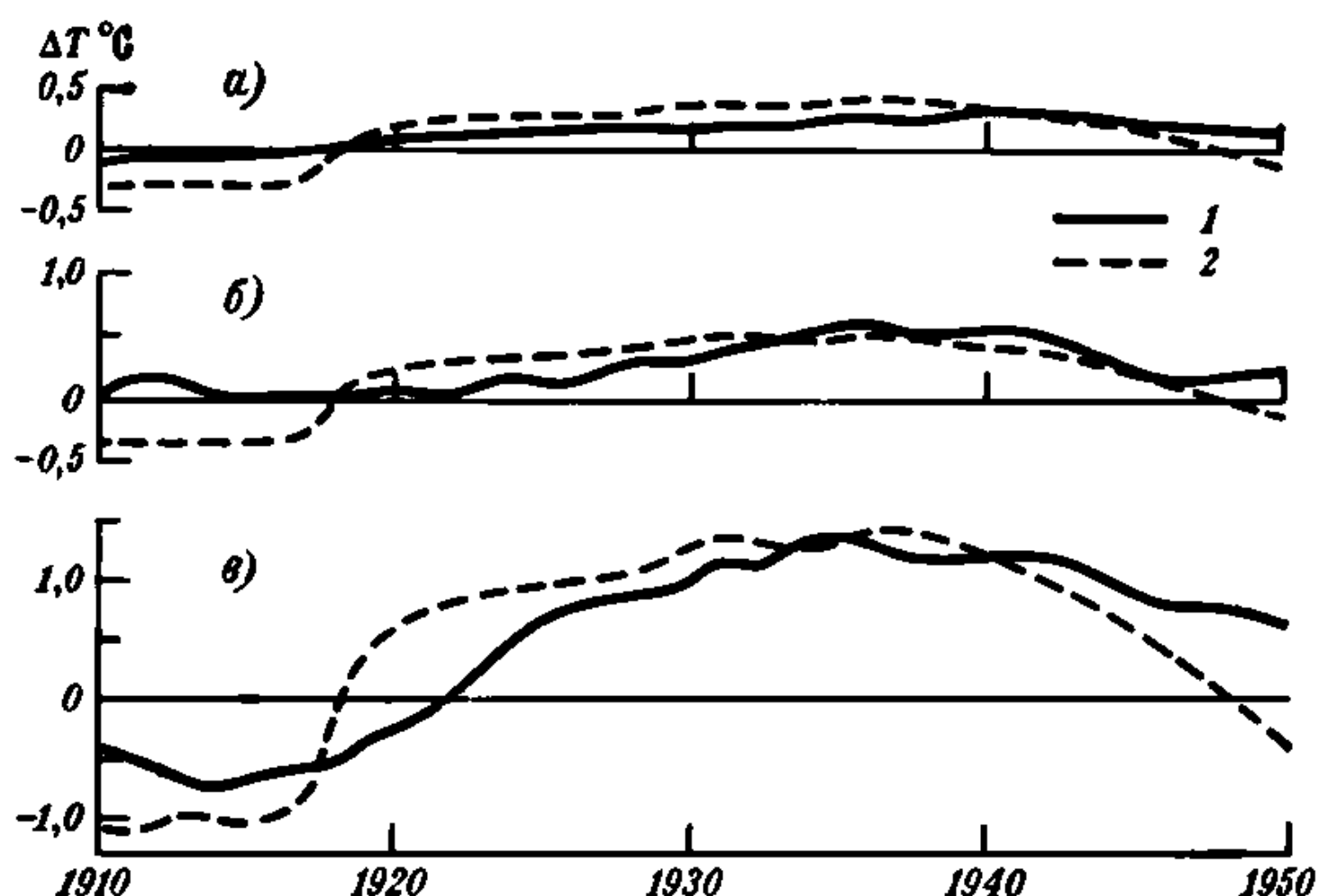


Рис. 4.20. Вековой ход аномалий температуры воздуха.

а — северное полушарие; б — зона 70—80° с. ш., теплое полугодие; в — зона 70—80° с. ш., холодное полугодие; 1 — данные наблюдений, 2 — результаты расчетов.

к изменению прямой радиации при понижении средней высоты Солнца. В теплом полугодии влияние изменений радиации на термический режим в высоких широтах уменьшается из-за уменьшения солнечной радиации с ростом широты. Указанные факторы действуют в противоположном направлении, в результате чего изменение температуры в высоких широтах только незначительно увеличивается по сравнению с низкими широтами.

В течение холодного полугодия колебания температуры в низких и умеренных широтах мало отличались от соответствующих колебаний в течение теплого полугодия, однако в высоких широтах (главным образом в поясе 70—80° с. ш.) изменения температуры резко возрастали.

Как показывают материалы расчета, в этом случае изменения температуры были мало связаны с колебаниями

солнечной радиации в том же сезоне, так как в холодном полугодии в высоких широтах радиация очень мала и не оказывает большого влияния на термический режим атмосферы. Главной причиной изменения температуры в этом случае являлось изменение площади морских полярных льдов, что заметно повышало температуру воздуха в холодное время года.

Влияние этого изменения на температуру теплого полугодия сравнительно невелико, оно также довольно быстро затухает при удалении от широтного пояса 70—80° для периода холодного полугодия.

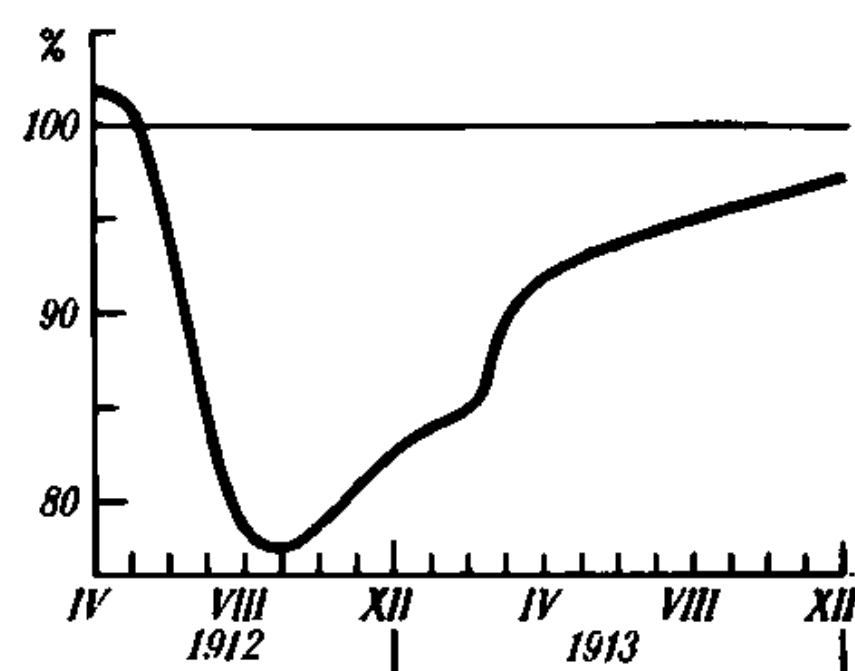


Рис. 4.21. Изменение прямой радиации после вулканического извержения.

Пример такого изменения радиации представлен на рис. 4.21, где изображено изменение отношения средних месячных значений прямой радиации при безоблачном небе к их нормам после извержения вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. Эта кривая, построенная по данным наблюдений на нескольких актинометрических станциях в Европе и Америке, показывает, что в отдельные месяцы атмосферный аэрозоль уменьшил прямую радиацию более чем на 20 %.

В некоторых районах уменьшение прямой радиации было еще более значительным. Так, например, в Павловске (район Петербурга), расположенном на громадном расстоянии от Аляски, солнечная радиация в течение полугодия была на 35 % ниже нормы. Аналогичные изменения радиации имели место после извержения вулкана Кракатау (Индонезия) в 1883 г. В обоих случаях после извержения вулканов на огромных территориях наблюдались аномальные оптические явления в атмосфере, что подтверждало планетарный характер изменений радиационного режима в результате распространения стратосферного аэрозоля.

Возможности исследования влияния вулканических извержений на режим солнечной радиации значительно увеличились в результате создания мировой сети актинометрических стан-

С. И. Савинов (1913), Кимбалл (Kimball, 1918), Н. Н. Калитин (1920) и другие авторы установили, что после сильных вулканических извержений взрывного характера происходят резкие уменьшения солнечной радиации. В таких случаях средняя для больших территорий величина прямой радиации в течение нескольких месяцев или лет может быть понижена на 10—20 %.

Пример такого изменения ра-

ций, которая в основном сложилась в 50-х годах нашего века, в период подготовки и проведения Международного геофизического года. После этого времени первое крупное извержение взрывного характера произошло в марте 1963 г. в Индонезии (вулкан Агунг на о. Бали). Влияние этого извержения на радиационный режим было изучено в ряде исследований с гораздо большей полнотой, чем это было возможно для предшествующих извержений.

Вскоре после извержения вулкана Агунг было обнаружено влияние этого извержения на приход радиации в различных районах земного шара (Burdecki, 1964, Flowers, Vierock, 1965; Dyer, Hicks, 1965, 1968; Будыко, Пивоварова, 1967; и др.). В последней из этих работ для оценки влияния вулканического извержения 1963 г. на радиационный режим на территории СССР были обработаны результаты наблюдений за интенсивностью прямой радиации в полдень на ряде актинометрических станций Советского Союза за период с 1957 по 1966 г. При этом было установлено, что средние для 22 станций, расположенных между 40 и 60° с. ш., месячные значения прямой радиации сравнительно мало менялись с 1957 г. по ноябрь 1963 г. С декабря 1963 г. эти значения резко уменьшились, что видно из данных, приведенных в табл. 4.3. При наличии некоторых колебаний интенсивности прямой радиации от месяца к месяцу, обусловленных, по-видимому, неустойчивостью атмосферной циркуляции, заметно систематическое изменение этих значений, начиная с конца 1963 г.

Таблица 4.3

Отклонение интенсивности прямой радиации на территории СССР от средней многолетней (%)

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1963	—1	3	—2	2	2	2	2	1	0	—1	—2	—10	0
1964	—10	—3	—6	—7	—2	—1	—3	—2	—3	—6	—8	—16	—5
1965	—15	—7	—11	—5	—4	—3	—3	—2	—5	—2	—9	—12	—6
1966	—10	—9	—7	—4	—2	—1	1	0	—2	—4	—7	—7	—4

Поскольку интенсивность прямой радиации в зимние месяцы уменьшалась гораздо больше, чем в летние, то ясно, что это уменьшение объясняется изменением прозрачности атмосферы, а не колебаниями солнечной постоянной.

Для сравнения изменений радиации на территории СССР с ее изменениями в других районах земного шара по данным нескольких зарубежных станций были вычислены разности

интенсивности прямой радиации в полдень в 1964 и 1958 гг., причем режим прозрачности атмосферы в 1958 г. считался близким к средним условиям конца 50-х—начала 60-х годов. Результаты такого вычисления представлены в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Разность (%) интенсивности прямой радиации в 1964 и 1958 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Порту, Лиссабон, Фару (Португалия)	—7	—10	—6	—11	—9	—9	—10	—7	—12	—10	—12	—14	—10
Блю-Хилл, Альбукерк (Северная Америка)	—12	—5	—5	—3	—4	—4	—4	—4	—6	—5	—9	—4	—6
Мауна-Лоа (Гавайские острова)	—	—4	—	—7	—6	—	—6	—4	—6	—6	—6	—4	—6

Данные этой таблицы отчетливо показывают, что имевшее место в 1964 г. ослабление прямой радиации наблюдалось также в Западной Европе, Северной Америке и в центральных областях Тихого океана. Отсутствие в этом случае заметного годового хода в разностях интенсивности прямой радиации объясняется тем, что все станции, данные которых включены в таблицу, расположены в сравнительно низких широтах, где в течение года средние высоты Солнца меняются не очень сильно.

Из данных наблюдений за рассеянной радиацией можно установить, что на территории СССР после 1963 г. одновременно с заметным уменьшением прямой радиации резко возросла рассеянная радиация. Такой вывод следует, в частности, из данных, приведенных в табл. 4.5, которая включает средние для 22 станций СССР значения относительных изменений рассеянной радиации, наблюдаемой в полдень при безоблачном небе.

Таблица 4.5

Отклонение (%) интенсивности рассеянной радиации на территории СССР от средней многолетней

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1964	10	7	12	22	17	6	19	6	3	9	11	25	14
1965	20	14	24	17	22	25	12	6	8	9	11	12	14

Сравнивая абсолютные величины уменьшения приходящей на горизонтальную поверхность прямой радиации и увеличение рассеянной радиации на территории СССР, можно установить, что суммарная радиация в эти годы изменилась сравнительно мало. Хотя величину этого изменения трудно определить по эмпирическим данным, ее можно рассчитать, как показано выше, принимая во внимание величины изменений прямой радиации.

В работе Дайера и Хикса (Dyer, Hicks, 1968) было исследовано влияние извержения вулкана Агунг на режим прямой радиации по данным наблюдений на нескольких десятках актинометрических станций, расположенных как в северном, так и в южном полушарии. Дайер и Хикс нашли, что аэрозольные частицы, ослаблявшие радиацию, распространились по всему земному шару, от Южного полюса до высоких широт северного полушария. Время распространения аэрозольных частиц не превышало нескольких месяцев, их высокая концентрация, существенно ослабившая радиацию, на большинстве широт сохранялась около двух лет.

Отметим, что приведенные выше данные для Советского Союза дают бóльшую длительность значительного ослабления радиации после извержения вулкана Агунг. Возможно, что средних широт северного полушария достигли только сравнительно малые частицы, время выпадения которых было более продолжительным. Дайер и Хикс приводят взятые из различных источников данные о свойствах аэрозольного облака, возникшего в результате извержения Агунга. Средняя высота этого облака, по-видимому, составляла 15—20 км, средний радиус аэрозольных частиц изменялся от 0,5—1,0 мкм в первые месяцы существования облака до 0,1—0,15 мкм через год после извержения. Дайер и Хикс предполагают, что образование аэрозольного облака началось на высоте 22—23 км, после чего его частицы опускались со скоростью, соответствующей их размерам.

Принимая во внимание существенное влияние вулканических извержений на режим радиации, можно думать, что увеличение радиации в конце XIX в. явилось результатом очищения атмосферы от аэрозоля после извержения Кракатау. Последовавшее за этим уменьшение радиации явилось результатом произошедших в начале XX в. извержений вулкана Мон-Пеле и других (уменьшение аномалий на кривой векового хода радиации на рис. 4.17 и 4.18 началось до этих извержений, что объясняется применением 10-летнего сглаживания). Рост радиации в 1915—1920 гг., по-видимому, объясняется увеличением прозрачности в результате осаждения аэрозоля после извержения вулкана Катмай, после чего длительное время крупных извержений не было.

Влияние изменений радиации после отдельных вулканических извержений на термический режим изучалось в ряде эмпирических исследований, в которых было установлено, что после крупных извержений средняя температура у поверхности Земли уменьшалась на несколько десятых градуса в течение периода времени от нескольких месяцев до нескольких лет (Humphreys, 1929; Mitchell, 1961, 1963; Angel, Korshover, 1977; и др.).

Рассмотрим вопрос о влиянии изменений радиации после вулканических извержений на температуру. Приближенный расчет такого влияния можно выполнить по теоретической схеме, принимая во внимание теплопроводность и теплоемкость воды океана. Учитывая, однако, что нас интересует только ориентировочная оценка указанного эффекта, используем в этом расчете простую зависимость между колебаниями радиации и температуры, которая может быть установлена эмпирически из изменений указанных величин в годовом ходе.

Будем считать, что скорость изменения средней температуры воздуха у поверхности Земли пропорциональна разности температуры в данный момент времени T и температуры, соответствующей стационарным условиям, T_r , т. е.

$$\frac{dT}{dt} = -\lambda (T - T_r), \quad (4.3)$$

где λ — коэффициент пропорциональности.

Обозначая температуру в начальный момент времени T_1 , получим из (4.3)

$$T - T_r = (T_1 - T_r) e^{-\lambda t}. \quad (4.4)$$

Для приближенной оценки величины λ используем данные по годовому ходу солнечной радиации и температуры для северного полушария, пренебрегая в этих расчетах взаимодействием климатических условий северного и южного полушарий.

Принимая во внимание, что отношение значения солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы северного полушария в теплое полугодие (апрель—сентябрь), к среднему годовому значению радиации равно 1,29, из приведенного выше соотношения между изменениями температуры и радиации найдем, что такое изменение радиации при отсутствии тепловой инерции привело бы к повышению температуры примерно на 40°C . Наблюдаемая разность средних температур северного полушария за теплое полугодие и за год составляет $3,5^\circ\text{C}$. Считая в соответствии с этим, что для $t = 1/4$ года $T - T_1 = 3,5^\circ\text{C}$ и $T_r - T_1 = 40^\circ\text{C}$, из (4.4) найдем λ приблизительно равным $0,4 \text{ год}^{-1}$.

Учитывая эту оценку, рассчитаем изменение средней температуры в течение года после вулканического извержения, в результате которого прямая радиация в среднем за год уменьшалась на 10 %. В таком случае уменьшение суммарной радиации будет составлять 1,5 %, а уменьшение T_r — около 2 °С. Из (4.4) найдем, что величина, характеризующая изменение температуры после извержения, будет составлять несколько десятых градуса. Это значение хорошо согласуется со средней за год аномалией температуры после крупных извержений эруптивного характера.

Более подробный расчет изменений температуры после вулканических извержений взрывного характера выполнила И. И. Борзенкова (1974), которая также использовала для этой цели полуэмпирическую модель термического режима атмосферы и приведенную выше формулу, характеризующую изменение средней температуры у земной поверхности во времени. Борзенкова нашла, что после вулканического извержения как в теплое, так и в холодное время года понижение температуры в северном полушарии увеличивается с ростом широты.

Такие расчеты дают сильно схематизированную характеристику влияния вулканических извержений на термический режим атмосферы.

Детальные эмпирические исследования изменений температуры воздуха после крупных вулканических извержений взрывного характера, выполненные Т. В. Покровской (1971) и Л. П. Спириной (1971), выявили более сложные закономерности влияния одиночных извержений на термический режим. В этих работах было установлено, что после крупных извержений в течение нескольких лет существенно снижается температура воздуха в теплое время года, причем в северном полушарии это снижение достигает максимума в северной части средних широт. В холодные сезоны изменения температуры после извержения имеют более сложный характер; она обычно понижается в полярной зоне и часто повышается в средних широтах. В результате этого средняя годовая температура понижается значительно сильнее в высоких широтах по сравнению со средними широтами.

Указанные здесь закономерности в изменениях температуры воздуха после извержений Т. В. Покровская объяснила преобладающим влиянием радиационных факторов на климатические условия теплого времени года, когда увеличение оптической толщины аэрозольного слоя усиливает снижение температуры в полярной области. В холодное время года главное влияние на распределение температуры оказывают колебания

атмосферной циркуляции, обусловленные изменениями притока тепла к различным широтам.

Из данных табл. 4.3 и 4.4 видно, что в средних широтах относительное влияние аэрозольных частиц на радиацию в теплое время года значительно меньше влияния в холодное время. Причина этого различия, очевидно, заключается в увеличении оптической толщины аэрозольного слоя при уменьшении средней высоты Солнца.

Так как в средних широтах радиация в холодное время года значительно уменьшается по сравнению с теплым периодом, годовой ход абсолютных величин изменения радиации существенно меньше годового хода относительных величин, приведенных в табл. 4.3 и 4.4. Тем не менее сравнительно большое уменьшение радиации в холодном периоде не может не оказывать существенного влияния на другие составляющие теплового баланса системы Земля—атмосфера. Возможно, что это влияние главным образом сказывается на изменении теплового обмена в верхних слоях океанов, большая термическая инерция которых обуславливает изменение летних температур, обнаруженное в исследованиях Покровской и Спириной.

Данные этих исследований показывают, что изменения термического режима воздуха после единичных вулканических извержений существенно нестационарны и что снижение температуры в этих случаях составляет только часть тех изменений, которые были бы достигнуты при стационарных условиях.

Для выяснения влияния вулканизма на колебания температуры за более длительные интервалы времени (порядка десятилетий) представляют интерес данные, приведенные в работе Лэма (Lamb, 1970), в которой сравнены аномалии температуры за различные интервалы времени с индексом, характеризующим среднее снижение прозрачности атмосферы после извержений. Этот индекс Лэм выразил в относительных единицах, характеризующих влияние вулканических извержений на прозрачность атмосферы по отношению к влиянию извержения Кракатау, произошедшему в 1884 г.

Между средними за десятилетия аномалиями температуры для северного полушария (от экватора до 60° с. ш.) за период с 1870 по 1959 г. и величиной указанного индекса был получен очень высокий по абсолютной величине коэффициент корреляции, равный $-0,94$, что доказывает наличие тесной связи между вулканической деятельностью и изменениями температуры. Лэм указал, что данная связь в конце рассматриваемого периода нарушилась. Вопрос о причинах этого нарушения будет рассмотрен в главе 5.

Для отдельных областей аналогичная связь оказалась менее тесной, что представляется естественным в связи с суще-

ственным влиянием на аномалии температуры в ограниченных районах изменчивости атмосферной циркуляции.

С точки зрения изложенной выше концепции о механизме современных изменений климата представляет интерес найденная Лэмом связь между количеством морских льдов у берегов Исландии с предложенным им индексом вулканического помутнения атмосферы. Коэффициент корреляции между этими величинами для 10-летних интервалов с 1780 по 1959 г. оказался равным 0,61, что является довольно высокой величиной при сопоставлении весьма приближенных (в особенности за первую часть рассматриваемого периода) характеристик изучаемых процессов.

Для выяснения механизма влияния вулканических извержений на климат следует подробнее рассмотреть зависимость климатических условий от аэрозоля, находящегося в атмосфере. Атмосфера содержит, наряду с водяными капельками и ледяными частицами облаков и туманов, большое количество взвешенных твердых и жидких частиц различного химического состава. Размер этих частиц изменяется в широком интервале — от сотых долей сантиметра до 10^{-6} — 10^{-7} см.

Основная часть общей массы атмосферного аэрозоля относится к так называемым большим частицам, с радиусом от 10^{-5} до 10^{-4} см, и гигантским частицам, радиус которых больше 10^{-4} см.

Имеющиеся оценки показывают, что в результате естественных процессов в атмосферу ежегодно поступает от 800 до 2200 млн. т вещества, из которого образуются частицы аэрозоля. К этому количеству добавляется 200—400 млн. т, создаваемых в результате деятельности человека. Среди аэрозольных частиц содержатся продукты выветривания скал и почвы, поступающая с поверхности океанов морская соль, сажа и зола, образующаяся при сгорании лесов и различного топлива, а также вещества, возникающие в результате химических превращений сернистого газа, сероводорода, аммиака и других газов, поступающих в атмосферу с земной поверхности (Inadvertent Climate Modification, 1971).

Большая часть массы атмосферного аэрозоля сосредоточена в нижних слоях тропосферы, где продолжительность жизни отдельных частиц сравнительно невелика. Наиболее крупные частицы быстро выпадают под действием силы тяжести, более мелкие оседают на земную поверхность при нисходящих движениях воздуха и под влиянием атмосферных осадков, которые играют особенно большую роль в очищении воздуха от аэрозоля.

По имеющимся оценкам, средняя продолжительность жизни аэрозольной частицы в тропосфере составляет около 10 дней.

Принимая это во внимание, найдем, что атмосфера содержит примерно 30—70 млн. т аэрозоля.

Значительно меньшее количество аэрозоля находится в стратосфере, где, однако, аэрозольные частицы сохраняются гораздо дольше по сравнению с тропосферой.

Основная масса стратосферных частиц относится к интервалу размеров от 1 до 0,1 мкм (большие частицы), скорость выпадения которых под действием силы тяжести сравнительно невелика. Поскольку в стратосфере слабо развиты вертикальные движения воздуха и отсутствуют осадки, длительность жизни частиц стратосферного аэрозоля составляет от нескольких месяцев до нескольких лет.

Прямые наблюдения за составом стратосферного аэрозоля, начатые Юнге (Junge, 1963), показали, что этот аэрозоль в значительной мере состоит из капелек серной кислоты, а также (в меньшей степени) из солей серной кислоты, главным образом ее соединений с аммонием. Большая часть стратосферного аэрозоля обычно сосредоточена в слое толщиной несколько километров, середина которого чаще всего находится на высоте 18—20 км. Этот слой называют сульфатным слоем, или слоем Юнге.

В соответствии с концепцией Юнге можно думать, что аэрозольные частицы сульфатного слоя возникают главным образом из сернистого газа, который поступает в стратосферу из нижних слоев воздуха. Вступая в стратосфере в фотохимическую реакцию с атомарным кислородом, сернистый газ образует серный ангидрид, из которого в результате взаимодействия с водяным паром образуется капельки серной кислоты.

Исследования циркуляционных процессов в стратосфере показали, что если источник стратосферного аэрозоля находится во внетропических широтах, аэрозоль сравнительно быстро распространяется в пределах соответствующего полушария, но медленно проникает в другое полушарие. Если источник аэрозоля близок к экватору, аэрозоль распространяется в обоих полушариях (Кароль, 1972; и др.).

Частицы стратосферного аэрозоля постепенно выпадают как под влиянием силы тяжести, так и в результате крупномасштабных движений воздуха, переносящих их в тропосферу, где они быстро вымываются осадками. Второй из этих механизмов очищения стратосферного воздуха, по-видимому, имеет основное значение для больших частиц, а первый — для гигантских частиц, количество которых в стратосфере из-за их быстрого выпадения незначительно.

По данным И. Л. Кароля (1973), большие частицы сохраняются в слое стратосферы высотой от 20 до 30 км в среднем на протяжении 20—40 мес, на уровне тропопаузы этот срок со-

кращается до 6—20 мес. В зависимости от интенсивности воздухообмена между стратосферой и тропосферой эти сроки могут значительно изменяться.

Для выяснения влияния атмосферного аэрозоля на климат большое значение имеет изучение зависимости вертикальных радиационных потоков в атмосфере от концентрации аэрозоля. Начиная с упомянутых выше работ Гемфриса эта зависимость исследовалась многими авторами.

Вывод Гемфриса о том, что атмосферный аэрозоль обычно мало влияет на длинноволновое излучение, был подтвержден материалами последующих исследований. Наряду с этим было установлено, что атмосферный аэрозоль может заметно изменить поток коротковолновой радиации в результате обратного рассеяния радиации на частицах аэрозоля и ее поглощения этими частицами.

Выше было отмечено, что при обратном рассеянии радиации частицами размерами от нескольких десятых микрометра до нескольких микрометров индикатрисы рассеяния сильно вытянуты в направлении падающего луча, в результате чего аэрозоль больше ослабляет прямую радиацию по сравнению с суммарной.

Вопрос о поглощении коротковолновой радиации на частицах аэрозоля менее разработан по сравнению с вопросом об обратном рассеянии из-за недостатка экспериментальных данных о коэффициентах поглощения. Имеющиеся материалы показывают (Гаевская, 1972; и др.), что ослабление потока прямой радиации в результате поглощения на частицах аэрозоля, по-видимому, меньше ослабления из-за обратного рассеяния, хотя эти два эффекта сравнимы по величине.

Можно привести ряд оценок влияния массы атмосферного аэрозоля на ослабление потока коротковолновой радиации. Самый простой метод получения такой оценки основан на сравнении средней климатологической величины аэрозольного ослабления потока коротковолновой радиации со средней массой аэрозоля в атмосфере.

Примем, в соответствии с данными З. И. Пивоваровой (1968) и других авторов, что среднее аэрозольное ослабление прямой радиации составляет около 10 %. Из приведенных выше данных следует, что средняя масса аэрозоля в атмосфере равна около 50 млн. т, или 10^{-5} г/см². Примерно половина этого количества относится к гигантским, частицам, счетная концентрация которых незначительна, в связи с чем их влияние на радиационные процессы мало. Таким образом, масса аэрозольных частиц, равная $0,5 \cdot 10^{-6}$ г/см², уменьшает прямую радиацию на 1 %.

Если бы это ослабление объяснялось только обратным рассеянием радиации на частицах аэрозоля, то соответствующее уменьшение суммарной радиации для средних условий по приведенным выше данным составило бы около 0,15 %. Если ослабление прямой радиации было бы полностью обусловлено поглощением ее на частицах аэрозоля, то очевидно, что уменьшение суммарной радиации в таком случае равнялось бы 1 %. Будем считать, что оба эффекта оказывают сравнимое влияние на ослабление прямой радиации. В этом случае количество аэрозоля, уменьшающего суммарную радиацию на 1 %, будет равно примерно 10^{-6} г/см². Такая оценка имеет, конечно, очень приближенный характер.

В ряде работ были выполнены расчеты влияния массы аэрозоля на ослабление потока суммарной радиации в результате обратного рассеяния радиации на частицах аэрозоля. В первом расчете такого рода Гемфрис (Humphreys, 1929) нашел, что радиация уменьшается на 1 % при массе аэрозоля $M = 0,6 \cdot 10^{-6}$ г/см². Аналогичные расчеты выполнили Е. П. Новосельцев по схеме многократного рассеяния В. В. Соболева и К. Я. Винников по схеме однократного рассеяния К. С. Шифрина. Полученные ими значения M соответственно равны $0,4 \cdot 10^{-6}$ и $0,6 \cdot 10^{-6}$ г/см². Несколько большее значение M получено в работе Баррета (Barrett, 1971), который в результате расчета рассеяния на частицах аэрозоля при не очень большой его концентрации нашел M равным 10^{-6} г/см².

Величину M можно также найти из расчета обратного рассеяния радиации на частицах аэрозоля по модели Ямамото и Танака (Inadvertent Climate Modification, 1971). По этим данным, M оказывается равным $1,3 \cdot 10^{-6}$ г/см².

Влияние массы аэрозоля на ослабление коротковолновой радиации можно оценить по формуле Онгстрема (Ångström, 1962), связывающей альбедо системы Земля—атмосфера с показателем оптической мутности, при учете средней массы аэрозоля. Определенное таким методом M равно $0,6 \cdot 10^{-6}$ г/см².

Не останавливаясь на результатах других аналогичных расчетов, отметим, что средняя величина M , по-видимому, лежит в интервале $0,4 \cdot 10^{-6}$ — $1,3 \cdot 10^{-6}$ г/см². Это заключение почти точно совпадает с результатом, полученным в исследовании CIAP (Grobeck et al., 1974).

Принимая во внимание, что среднее значение M намного меньше изменчивости массы аэрозоля, следует заключить, что колебания массы атмосферного аэрозоля во времени и в пространстве могут заметно изменять поток коротковолновой радиации, приходящей к земной поверхности. Эти изменения, по-видимому, оказывают существенное влияние на термический режим атмосферы.

Заслуживает внимания вопрос о связи изменений концентрации атмосферного аэрозоля с вулканической активностью. Косвенным доказательством наличия такой связи являются приведенные выше данные о резких колебаниях прямой солнечной радиации после крупных вулканических извержений. Эти данные указывают на значительные изменения концентрации аэрозоля после вулканических извержений взрывного характера.

Имеются и прямые данные о существенном росте концентрации стратосферного аэрозоля после крупных извержений. Измерения, выполненные на высотных самолетах, показали, что концентрация аэрозоля в стратосфере северного полушария значительно изменялась в течение 60-х годов. Это изменение, по-видимому, объясняется влиянием извержения вулкана Агунг в 1963 г. и нескольких последующих извержений других вулканов (Inadvertent Climate Modification, 1971).

Приведенные выше представления о физическом механизме современных изменений климата были изложены в работах автора, изданных в 1967—1974 гг.

В последующие годы были опубликованы многие исследования, в которых получены аналогичные выводы о причинах современных изменений климата. К числу работ, посвященных этой проблеме, относятся исследования З. И. Пивоваровой (1977, 1977а), в которых был изучен вековой ход прозрачности атмосферы и показано существенное влияние вулканических извержений на колебания прозрачности.

В работах И. Л. Кароля (1977), И. Л. Кароля и З. И. Пивоваровой (1978) была изучена зависимость колебаний прямой солнечной радиации и температуры у земной поверхности от изменений количества стратосферных аэрозолей.

В первом из этих исследований данные самолетных наблюдений в северном и южном полушариях за количеством стратосферных аэрозолей в слое 14—20 км для периода 1960—1973 гг. были сопоставлены с аномалиями прямой солнечной радиации, определенными на группе актинометрических станций, расположенных в средних широтах северного полушария. Между рассматриваемыми величинами обнаружена тесная связь, что подтвердило концепцию об определяющем влиянии колебаний массы стратосферного аэрозоля на изменения климата. Эта зависимость была использована для оценки колебаний массы стратосферного аэрозоля, обусловленных вулканической деятельностью, на термический режим нижних слоев атмосферы. Полученные результаты оказались близкими к изменениям температуры, обнаруженным после вулканических извержений по результатам наблюдений.

Во второй работе материалы выполненных в США аэростатных наблюдений за количеством атмосферного аэрозоля сравнены с колебаниями коэффициента прозрачности атмосферы, определенного по данным измерений прямой солнечной радиации на ряде актинометрических станций в СССР. В результате этого сравнения установлено, что актинометрические наблюдения за прямой радиацией, особенно выполненные на горных и удаленных от городов станциях, отражают влияние крупных вулканических извержений на прозрачность атмосферы.

Цикл исследований влияния вулканических извержений на колебания климата был выполнен американскими авторами.

Оливер (Oliver, 1976), применяя модель, позволяющую рассчитать изменения температуры северного полушария под влиянием связанных с вулканической деятельностью изменений прозрачности атмосферы, выполнил расчет детерминированных изменений температуры воздуха полушария за период с конца XIX в. до 1968 г. Его расчет показал, что при таком подходе удастся описать около 70 % дисперсии ряда. Остаточная дисперсия может рассматриваться как характеристика метеорологического шума. Можно думать, что дополнительный учет антропогенных факторов изменения климата (о чем говорится в главе 5 книги) позволили бы понизить уровень шума, который в известной мере характеризует умение количественно описать изменение во времени характеристик глобального термического режима планеты.

Этому вопросу посвящены также работы, выполненные К. Саганом и его сотрудниками (Pollack, Toon, Sagan, 1975; Pollack e. a., 1976; Baldwin e. a., 1976). В указанных исследованиях детально рассмотрено влияние продуктов вулканических извержений на радиационный режим атмосферы. В соответствии с данными наблюдений предполагается, что продукты извержения включают твердые частицы, которые сравнительно быстро выпадают (наименьшие частицы существуют до нескольких месяцев), и образованные из окислов серы капельки серной кислоты, время жизни которых более продолжительно.

При изучении влияния извержения вулкана Агунг на климат было отмечено, что, по данным наблюдений в первые месяцы после извержения, нижние слои стратосферы заметно нагревались. Как следует из выполненных расчетов, это может быть следствием поглощения длинноволновой радиации вулканогенными частицами. Сразу же после извержения, когда наиболее крупные частицы вулканогенного аэрозоля еще не выпали, некоторое повышение температуры может распространяться и на тропосферу. В дальнейшем этот эффект исчезает и происходит охлаждение как тропосферы, так и стратосферы.

Учитывая влияние инерции системы Земля—атмосфера, было найдено, что после крупного извержения средняя температура в нижнем слое воздуха понижается на несколько десятых градуса. Такой вывод хорошо согласуется с результатами наблюдений.

С учетом влияния вулканических извержений и роста концентрации CO_2 на термический режим атмосферы были вычислены изменения средней температуры северного полушария для последнего столетия, которые оказались близкими к результатам, полученным из данных наблюдений.

В рассматриваемых работах обсуждается также вопрос о значении повышения вулканической активности для развития похолодания середины второго тысячелетия нашей эры, которое часто называется «малой ледниковой эпохой». Выполненные расчеты показывают, что это значение могло быть очень существенным.

В работе Хансена и др. (Hansen et al., 1978) аналогичный анализ выполнен для извержения вулкана Агунг в 1963 г. Авторы заключили, что все рассчитанные ими количественные показатели изменений термического режима после вулканического извержения превосходно согласуются с материалами наблюдений.

Заслуживает внимания исследование Майлса и Гилдерсливса (Miles, Gildersleeves, 1977), посвященное эмпирическому анализу связей изменений средней температуры воздуха в северном полушарии с климатообразующими факторами. В этом исследовании получен вывод, что изменчивость средней температуры полушария за последние сто лет в основном связана с колебаниями индекса вулканического загрязнения атмосферы и ростом концентрации углекислого газа. Учет этих двух факторов позволяет описать 65 % изменчивости температуры, а при введении в расчет третьего фактора — площади полярных льдов — эта величина повышается до значения, большего 80 %.

В работе Робока (Robock, 1978) в результате аналогичного анализа установлено, что вулканическая деятельность существенно влияет на среднюю температуру воздуха в северном полушарии, тогда как солнечная активность, характеризуемая числом солнечных пятен, такого влияния не оказывает.

Сформулируем вытекающее из материалов этого раздела заключение о причинах современного изменения климата.

Потепление, достигшее максимума в 30-х годах, по-видимому, объяснялось увеличением прозрачности стратосферы, повысившим поток солнечной радиации, поступающей в тропосферу (метеорологическую солнечную постоянную). Это

привело к возрастанию средней планетарной температуры воздуха у земной поверхности.

Изменения температуры воздуха на различных широтах и в различные сезоны зависело от оптической толщины стратосферного аэрозоля и от перемещения границы морских полярных льдов. Обусловленное потеплением отступление морских арктических льдов привело к дополнительному заметному повышению температуры воздуха в холодное время года в высоких широтах северного полушария.

Эти выводы подтверждаются расчетами, основанными на использовании модели термического режима атмосферы, результаты которых хорошо согласуются с данными наблюдений.

Представляется вероятным, что изменения прозрачности стратосферы, произошедшие в первой половине XX в., были связаны с режимом вулканической деятельности и, в частности, с изменением поступления в стратосферу продуктов вулканических извержений, включая в особенности сернистый газ.

Такой же физический механизм оказывал влияние на изменения климата во второй половине XX в., в особенности в середине 60-х годов под влиянием извержения вулкана Агунг.

Кроме вулканической деятельности, на климатические условия XX в. оказывала определенное влияние хозяйственная деятельность человека, которая, в частности, привела к росту концентрации углекислого газа в атмосфере. Этот вопрос подробнее обсуждается в пятой главе книги.

Следует указать, что приведенное выше объяснение причин современных климатических изменений относится только к главным чертам этих изменений.

Наряду с указанными здесь общими закономерностями процесса изменения климата этот процесс характеризовался многими особенностями, относящимися к колебаниям климата за более короткие периоды времени и к колебаниям климата в отдельных географических районах. Нам представляется, что такие колебания климата были обусловлены в основном изменениями циркуляций атмосферы и гидросферы, которые имели в значительной мере случайный характер.

5. Влияние человека на климат

5.1. Изменение локального климата

Тепловой баланс земной поверхности. Влияние хозяйственной деятельности человека на климатические условия ограниченных районов обычно связано с изменениями теплового (энергетического) баланса земной поверхности. Изучение этих изменений необходимо для выяснения физического механизма воздействия человека на локальный климат.

Уравнение теплового баланса земной поверхности, использованное в третьей главе, имеет форму

$$R = LE + P + B, \quad (5.1)$$

где R — радиационный баланс земной поверхности; LE — затрата тепла на испарение или приход тепла от конденсации на земной поверхности (L — удельная теплота парообразования, E — скорость испарения или конденсации); P — турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой; B — поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями водоемов или почвы.

Это уравнение можно представить в виде

$$R_0 - 4\delta\sigma T^3(T_w - T) = \rho c_p D(T_w - T) + LE + B, \quad (5.2)$$

где R_0 — радиационный баланс земной поверхности, равный $Q(1 - \alpha) - I_0$ (Q — суммарная коротковолновая радиация, приходящая на земную поверхность, α — альбедо земной поверхности, I_0 — эффективное излучение, определенное по температуре воздуха); $4\delta\sigma T^3(T_w - T)$ — разность между эффективным излучением, определенным по температуре земной поверхности T_w и по температуре воздуха T (δ — коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела, σ — постоянная Стефана); $\rho c_p D(T_w - T)$ — турбулентный поток тепла от земной поверхности к атмосфере (ρ — плотность воздуха, c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, D — интегральный коэффициент турбулентной диффузии).

Все члены этого уравнения существенно зависят от состояния земной поверхности, в частности от ее отражательной способности (альбедо), степени увлажнения, наличия и свойств растительного покрова, шероховатости, теплопроводности и теплоемкости верхних слоев почвы.

Типичные значения альбедо для различных видов поверхности суши приведены в табл. 5.1 (Будыко, 1971).

Таблица 5.1

Альбедо естественных поверхностей

Вид поверхности	Альбедо
Снег и лед	
Свежий сухой снег	0,80—0,95
Чистый влажный снег	0,60—0,70
Загрязненный снег	0,40—0,50
Морской лед	0,30—0,40
Обнаженная почва	
Темные почвы	0,05—0,15
Влажные серые почвы	0,10—0,20
Сухие глинистые или серые почвы	0,20—0,35
Сухие светлые песчаные почвы	0,35—0,45
Поля, луга, тундра	
Поля ржи и пшеницы	0,10—0,25
Картофельные поля	0,15—0,25
Хлопковые поля	0,20—0,25
Луга	0,15—0,25
Сухая степь	0,20—0,30
Тундра	0,15—0,20
Древесная растительность	
Хвойные леса	0,10—0,15
Лиственные леса	0,15—0,20

Материалы расчетов и наблюдений показывают, что при прочих равных условиях изменение альбедо земной поверхности в пределах, соответствующих диапазону данных в табл. 5.1, может существенно повлиять на величину радиационного баланса земной поверхности, а следовательно, и на климатические условия данного района. Даже сравнительно небольшие изменения альбедо, всего на несколько процентов, часто приводят к повышению или понижению температуры нижнего слоя воздуха, которое может быть обнаружено по данным метеорологических наблюдений.

Аналогичное влияние на климат нижнего слоя воздуха оказывают изменения затрат тепла на испарение, которое зависит от степени увлажнения почвы.

При изучении этой зависимости можно использовать следующее приближенное соотношение (Будыко, 1971):

$$E = E_0 \text{ при } w \geq w_0 \text{ и } E = E_0 \frac{w}{w_0} \text{ при } w < w_0, \quad (5.3)$$

где E_0 — возможное испарение с поверхности почвы при ее достаточном увлажнении (испаряемость), w — влажность верхнего слоя почвы, w_0 — критическое значение влажности почвы.

Величина w_0 , обычно равная для верхнего метрового слоя почвы количеству продуктивной влаги, соответствующему слою 10—20 см, зависит от наличия растительного покрова и его свойств. Так как влажность верхнего слоя почвы колеблется в широких пределах, изменения этого фактора оказывают большое влияние на член LE и, следовательно, на климат нижнего слоя воздуха.

Локальные климатические условия зависят также от аэродинамической шероховатости земной поверхности. Для гладкой поверхности льда или снега шероховатость обычно имеет порядок 10^{-3} — 10^{-2} см, для ровного луга, покрытого невысокой травой, обычно равна 0,1—1 см. При наличии высокой травы или посадок сельскохозяйственных растений типа картофеля шероховатость возрастает до 1—10 см. Над кустарниковой растительностью и лесом шероховатость может быть равной 10—100 см.

Шероховатость влияет на скорость ветра в нижнем слое воздуха, а также на коэффициент турбулентной диффузии, который возрастает при увеличении шероховатости. Изменения интенсивности турбулентного обмена приводят к изменениям турбулентного потока тепла между земной поверхностью и атмосферой, а также к изменениям затраты тепла на испарение, что оказывает влияние на термический режим земной поверхности и нижнего слоя воздуха.

Хотя термические свойства почвы могут изменяться в широких пределах, связанные с этими изменениями колебания члена B обычно не оказывают большого влияния на локальный климат, так как поток тепла в почву в большинстве случаев меньше других составляющих теплового баланса по абсолютной величине. Тем не менее этот поток тепла может иметь большое значение, если мы будем сравнивать климатические условия острова и окружающего его водоема или озера и прибрежных районов, поскольку в указанных условиях различия в величинах члена B могут быть очень большими.

Следует подчеркнуть, что влияние изменений членов теплового баланса на климат нижнего слоя воздуха существенно зависит от размера территории, на которой отмечаются эти изменения. Для малых территорий с масштабом в десятки метров изменения климата невелики, но они быстро усиливаются при увеличении размеров территории. Для масштабов территории в километры и десятки километров зависимость изменений климата от масштаба становится более слабой. Аналогичная закономерность существует также в отношении толщины слоя воздуха, в котором происходят изменения элементов метеорологического режима, обусловленные особенностями состояния земной поверхности.

Из различных видов воздействия человека на локальный климат наиболее распространены воздействия, связанные с изменением состояния растительного покрова и водного режима. Своеобразные климатические условия наблюдаются также на территориях более или менее значительных городов.

Воздействие на растительный покров. Влияние человека на климат начало проявляться сотни тысяч лет тому назад в связи с уничтожением растительного покрова.

С древнейших времен важным фактором воздействия человека на окружающую природу был огонь, применение которого позволяло уничтожать растительность на больших пространствах. Лесные и степные пожары издавна широко применялись как средство охоты на крупных животных. Еще недавно такой метод использовался австралийскими аборигенами, которые для этой цели уничтожали растительность на территориях в десятки квадратных километров (Dorst, 1965). Аналогичные приемы охоты, вероятно, использовались охотниками верхнего палеолита.

Очевидно, что пожары на больших территориях приводили к хищническому уничтожению диких животных и разрушению природных экологических систем. Наряду с этим уничтожение лесов облегчало дальнейшую охоту на крупных животных, что, возможно, объясняет быстрое исчезновение лесной растительности во многих областях после появления в них современного человека.

В эпоху неолита, когда основой хозяйственной деятельности стали скотоводство и земледелие, выжигание растительного покрова приобрело громадные масштабы. Оно применялось для расширения пастбищ за счет лесных участков и в особенности для подсечно-огневого земледелия, основанного на вырубке участков леса и сжигании срубленных деревьев, после чего удобренная золой почва дает обильные урожаи даже при очень неглубокой ее обработке.

Плодородие почвы при этой системе земледелия быстро убывает, в связи с чем через несколько лет (иногда всего через один-два года) приходится вырубать новые участки леса. Такой метод может применяться при наличии обширных малонаселенных лесных территорий. В недалеком прошлом он был очень распространен во многих странах средних широт и используется сейчас в ряде развивающихся государств тропиков.

Широкое применение выжигания растительности на значительной части территории суши привело к резким изменениям природных условий, включая флору, фауну, почвы, а также климат и гидрологический режим. Так как систематическое выжигание растительности как в средних широтах, так и в тропиках было начато давно, трудно оценить весь объем вызванных таким путем изменений среды, окружающей человека. Заслуживает внимания, что, как показывают данные наблюдений, во многих случаях уничтоженный человеком растительный покров не восстанавливается и после прекращения его систематического выжигания.

Наряду с подсечным земледелием в ряде областей леса были уничтожены с целью использования древесины. Большое влияние на естественный растительный покров многих областей имел выпас сельскохозяйственных животных, который часто проводился без учета возможностей восстановления растительного покрова. В лесных районах с сухим климатом поедание козами и другими животными листвы молодых деревьев в конечном счете приводило к уничтожению лесов. Чрезмерный выпас скота уничтожал растительность сухих степей и саванн, которые затем часто приобретали черты полупустынь и пустынь.

Уничтожение лесной растительности приводило к увеличению скорости ветра у земной поверхности, некоторому изменению режима температуры и влажности нижнего слоя воздуха, а также к изменению режима влажности почвы, испарения и речного стока. В сравнительно сухих областях уничтожение лесов часто сопровождается усилением пыльных бурь и разрушением почвенного покрова, заметно изменяющими природные условия на этих территориях.

Наряду с этим уничтожение лесов на обширных пространствах оказывает некоторое влияние на метеорологические процессы большого масштаба.

Уменьшение шероховатости земной поверхности и некоторое изменение испарения на освобожденных от лесов территориях несколько изменяют режим осадков, хотя такое изменение сравнительно невелико, если леса заменяются другими видами растительного покрова (Дроздов, Григорьева, 1963).

Более существенное влияние на осадки может оказать полное уничтожение растительного покрова на некоторой территории, что неоднократно происходило в прошлом в результате хозяйственной деятельности человека. Такие случаи, в частности, имели место после вырубки лесов в горных районах со слабо развитым почвенным покровом. В этих условиях эрозия быстро разрушает не защищенную лесом почву, в результате чего становится невозможным дальнейшее существование развитого растительного покрова. Аналогичное положение возникает в некоторых областях сухих степей, где естественный растительный покров, уничтоженный вследствие неограниченного выпаса сельскохозяйственных животных, не возобновляется, в связи с чем эти области превращаются в пустыни.

Поскольку земная поверхность без растительного покрова сильно нагревается солнечной радиацией, относительная влажность воздуха над ней падает, что повышает уровень конденсации и может уменьшать количество выпадающих осадков. Возможно, что такой механизм имеет значение для объяснения отмеченных выше случаев невозобновления естественной растительности в сухих районах после ее уничтожения человеком.

Некоторое влияние на климат может оказать изменение альбедо земной поверхности, обусловленное уничтожением растительного покрова. Из табл. 5.1 следует, что замена леса сухой степью повышает альбедо приблизительно на 0,1, превращение сухой степи в пустыню может увеличить альбедо почти на такую же величину.

Подобное изменение альбедо может привести к некоторому понижению температуры воздуха у земной поверхности из-за уменьшения величин радиационного баланса, если другие члены теплового баланса при этом не изменяются. Однако, это условие обычно не выполняется. При уничтожении растительного покрова затраты тепла на испарение, как правило, уменьшаются, что приводит, как отмечено выше, к повышению температуры земной поверхности, а следовательно, и температуры воздуха.

Следует, однако, иметь в виду, что уничтожение растительного покрова на больших пространствах может уменьшать глобальный радиационный баланс системы Земля—атмосфера, а следовательно, и изменить глобальный климат в сторону похолодания, о чем говорится ниже.

Насаждение лесов также сопровождается изменениями метеорологического режима. Из различных форм лесонасаждений наибольшее влияние на климат приземного слоя воздуха оказывают полезащитные лесные полосы, широко применяемые как средство мелиорации.

Полезащитные полосы обычно представляют собой древесные насаждения шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров, которые окаймляют квадратные или прямоугольные поля, имеющие размеры от нескольких сотен метров до 1—2 км.

Лесные полосы чаще применяются в засушливых районах, где они способствуют поддержанию более благоприятного режима увлажнения на сельскохозяйственных полях.

Главным фактором влияния лесных полос на метеорологический режим приземного слоя воздуха является их ветрозащитное действие, которое сводится к уменьшению средней скорости ветра на межполосных полях и к уменьшению интенсивности турбулентного обмена в самом нижнем слое воздуха, вблизи поверхности земли.

Ослабление турбулентного обмена в нижнем слое на межполосных полях объясняется тем, что воздушные вихри, движущиеся вблизи поверхности земли, попадая в лесную полосу, в значительной мере разрушаются. Вследствие этого воздушный поток, просочившийся через лесную полосу, оказывается лишенным крупных вихрей, что существенно уменьшает интенсивность вихревых движений в этом потоке (Юдин, 1950).

Следует отметить, что такой эффект наблюдается только для продуваемой лесной полосы, через которую воздушный поток просачивается сравнительно свободно. Густая, непродуваемая лесная полоса действует на воздушный поток совершенно иначе. За такой полосой создается сравнительно небольшая зона затишья, а затем скорость быстро возрастает и ветровой режим приближается к условиям в открытой степи. При этом уменьшения размера воздушных вихрей в приземном слое не наблюдается.

Эти явления объясняются тем, что приближаясь к непродуваемой лесной полосе, воздушный поток несколько приподнимается вверх, огибает ее сверху, затем сразу же опускается и приходит примерно в первоначальное состояние.

Уменьшение интенсивности вихревых движений в нижнем слое воздуха на межполосных полях имеет большое практическое значение. Материалы имеющихся исследований показывают, что вихревые движения непосредственно влияют на развитие двух метеорологических явлений — сдувание снега с полей и образование пыльных бурь. Уменьшение турбулентного обмена вблизи земной поверхности предотвращает или ослабляет пыльные бури и способствует сохранению запасов снега на межполосных сельскохозяйственных полях.

Существенное значение имеет также уменьшение турбулентного обмена для сохранения запасов влаги в почве в теплое

время года. Величина возможного испарения (испаряемость) в числе ряда других метеорологических факторов зависит от интенсивности турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Выполненные расчеты показали (Будыко, 1971), что при уменьшении средних значений коэффициента обмена в приземном слое воздуха на 20 % испаряемость уменьшается примерно на 10 %.

Кроме уменьшения испаряемости, полезащитные лесные полосы способствуют увеличению запасов снега на полях и некоторому увеличению количества выпадающих осадков. Влияние всех этих факторов приводит к значительному повышению влажности почвы на полях, защищенных лесными полосами.

Как уже отмечалось выше, многочисленные наблюдения доказали, что на полях с полезащитными лесными полосами заметно уменьшается сток снеговых вод. Это уменьшение в значительной мере объясняется изменением условий распределения снежного покрова на защищенных полях по сравнению с незащищенными: на полях в системе лесных полос ослабление ветра и турбулентного обмена в приземном слое воздуха создает условия для сравнительно равномерного распределения снежного покрова, тогда как на открытых полях значительная часть снега сносится в овраги и другие углубления рельефа и после таяния в основном расходуется на сток. Кроме того, повышенная фильтрационная способность почвы под лесными полосами обеспечивает несколько большее задержание талых вод на полях в системе полос по сравнению с открытыми полями, что также уменьшает весенний сток снеговых вод в условиях полезащитного лесоразведения.

Некоторое влияние на водный баланс почвы в условиях полезащитного лесоразведения может оказать также изменение количества осадков, обусловленное изменением вертикальных скоростей в атмосфере над лесными полосами и изменением испарения.

Для оценки общего влияния изменений указанных гидрометеорологических факторов на водный баланс почвы можно использовать уравнения теплового и водного балансов при учете значений интегрального коэффициента диффузии, стока и осадков, соответствующих условиям осуществления полезащитного лесоразведения (Будыко, 1956).

Выполненные таким методом расчеты показывают, что на полях, защищенных лесными полосами, значительно увеличивается влажность почвы и несколько возрастает испарение. При этом увеличение влажности почвы имеет различный характер в различных сезонах в соответствии с условиями изменения турбулентного обмена, стока и осадков.

Если наряду с задержанием стока талых вод система лесных полос снижает турбулентный обмен летом и одновременно увеличивает осадки, то влажность почвы возрастает не только в начале вегетационного сезона, но и в его второй половине. Если же (как это часто бывает) влияние лесных полос проявляется главным образом в увеличении снегозапасов и уменьшении весеннего стока («зимний эффект»), то влажность почвы возрастает только весной и в начале лета.

Достигаемое в этих условиях увеличение количества продуктивной влаги в почве может иметь порядок нескольких десятков процентов от количества влаги на полях, не защищенных лесными полосами, при прочих равных условиях.

Эти выводы хорошо подтверждаются данными наблюдений в районах с развитыми лесными полосами продуваемой конструкции.

Значительное повышение количества свободной влаги в почве и некоторое увеличение общего испарения могут существенно повысить урожай сельскохозяйственных культур в средних климатических условиях. Повышение урожая определяется увеличением продуктивности транспирации растений (чему способствует также уменьшение обмена и скорости ветра в приземном слое воздуха). Кроме того, при повышении влажности почвы заметно возрастает отношение количества воды, расходуемой на транспирацию, к общему испарению, что при увеличении общего испарения также увеличивает урожайность сельскохозяйственных культур.

Таким образом, применение полезащитного лесоразведения может обеспечить значительное изменение водного баланса почвы и заметно повысить урожайность, что, как известно, подтверждается материалом многочисленных опытных работ.

Наряду с влиянием на водный баланс почвы лесные полосы играют большую роль в ослаблении пыльных бурь, которые в отдельные годы сильно повреждают почвенный покров в засушливых районах. Значение лесных полос как фактора защиты от пыльных бурь наглядно проявилось зимой 1968/69 г., когда в южной части Европейской территории СССР прошли сильные пыльные бури. Как показало проведенное обследование, повреждение озимых на полях, защищенных лесными полосами, было в несколько раз меньше по сравнению с полями без лесных полос.

Лесные полосы применяются также и в районах достаточного увлажнения, где они, ослабляя турбулентное перемешивание, повышают среднюю температуру земной поверхности в теплое время года. В таких условиях лесные полосы оказывают благоприятное влияние на развитие теплолюбивых культур и

ускоряют сроки созревания многих сельскохозяйственных растений (Гольцберг, 1952).

Не останавливаясь на других путях изменения метеорологического режима посредством регулирования растительного покрова, отметим, что воздействие человека на растительный покров является фактором, позволяющим в известных пределах изменять локальные климатические условия в приземном слое воздуха.

Воздействие на водный режим. Один из путей влияния человека на климат связан с применением искусственного орошения. В засушливых районах орошение используется в течение многих тысячелетий, начиная с эпохи древнейших цивилизаций, возникших в долине Нила и в междуречье Тигра и Евфрата.

Применение орошения резко изменяет микроклимат орошаемых полей. Из-за значительного увеличения затраты тепла на испарение снижается температура земной поверхности, что приводит к понижению температуры и повышению относительной влажности нижнего слоя воздуха. Такое изменение метеорологического режима, однако, быстро затухает за пределами орошаемых полей. Поэтому орошение приводит только к изменениям местного климата и мало влияет на метеорологические процессы большого масштаба.

Остановимся подробнее на физическом механизме изменений метеорологического режима при орошении (Будыко, 1956).

При орошении в условиях климата сухих степей, полупустынь и пустынь происходит существенное увеличение радиационного баланса, которое может достигать нескольких десятков процентов и более от его первоначальной величины.

Увеличение радиационного баланса объясняется, с одной стороны, увеличением количества поглощенной коротковолновой радиации вследствие уменьшения альбедо, которое для влажной почвы, покрытой более или менее обильной растительностью, заметно меньше обычных значений альбедо поверхности пустынь и полупустынь. С другой стороны, снижение температуры подстилающей поверхности и повышение влажности нижнего слоя воздуха при орошении обеспечивают уменьшение эффективного излучения, что также увеличивает радиационный баланс.

Орошение в условиях сухого климата приводит к резкому увеличению затраты тепла на испарение, величина которого определяется главным образом нормами орошения. При обычных оросительных нормах повышение затраты тепла на испарение, как правило, превышает увеличение радиационного баланса. Вследствие этого величина турбулентной теплоотдачи, заметно уменьшаясь, достигает при достаточно больших нормах орошения отрицательных значений, соответствующих направлению среднего турбулентного потока тепла от атмосферы к подсти-

лающей поверхности. Это проявляется в возникновении дневных температурных инверсий.

Таким образом, орошение в условиях сухого климата значительно уменьшает как турбулентный поток тепла (который может даже переменить знак), так и поток тепла, переносимый длинноволновым излучением. При орошении достаточно больших площадей это может привести к заметным изменениям условий трансформации воздушных масс на данной территории.

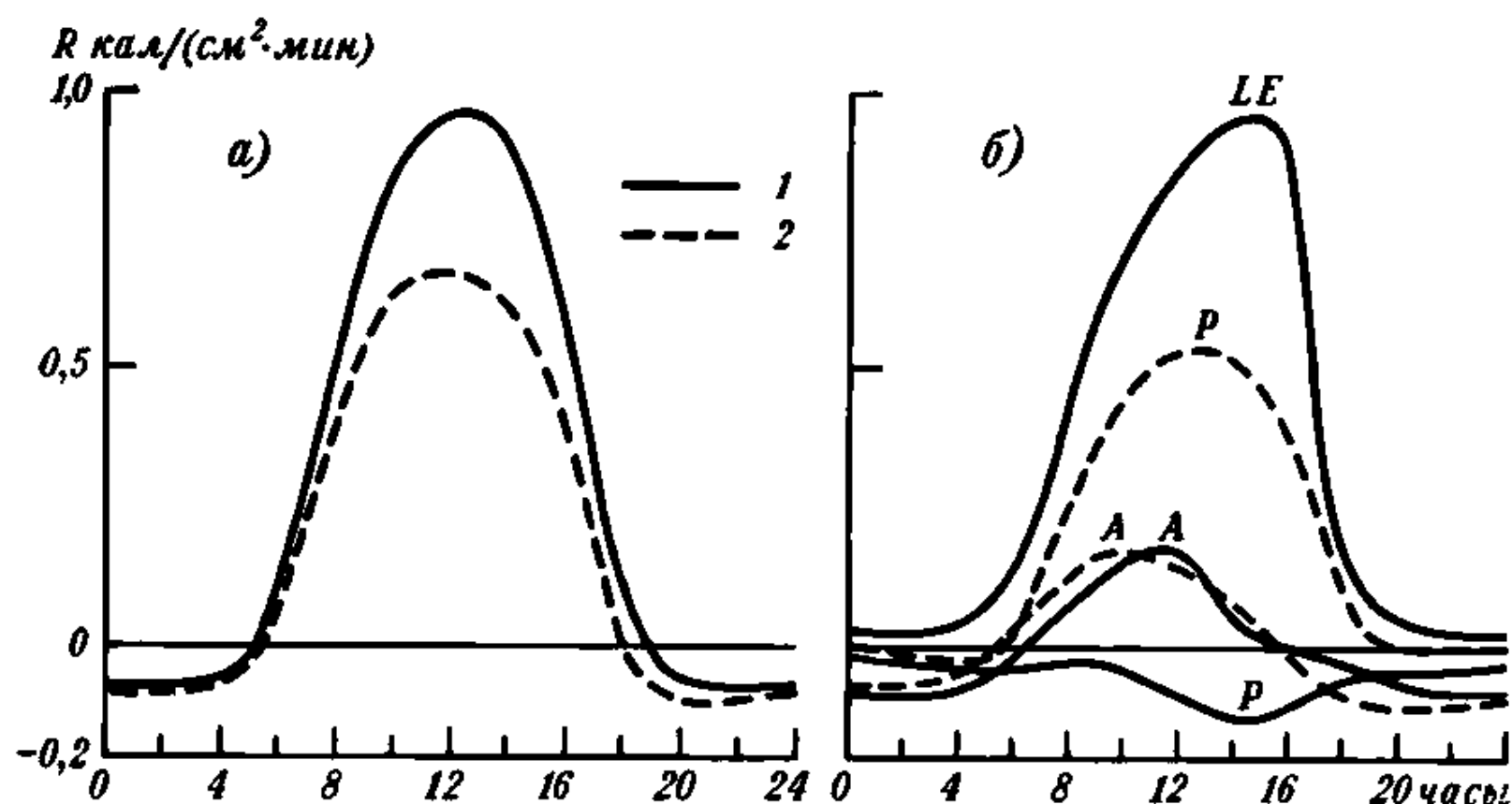


Рис. 5.1. Суточный ход составляющих теплового баланса в орошаемом оазисе (1) и полупустыне (2).

а — суточный ход радиационного баланса, б — суточный ход затраты тепла на испарение LE , турбулентного потока P и теплообмена в почве A .

Изменения составляющих теплового баланса при орошении можно оценить по данным наблюдений в Пахта-Арале (Средняя Азия). Результаты этих наблюдений, представленные на рис. 5.1, позволяют сравнить составляющие теплового баланса орошенного оазиса и окружающей его полупустыни для летних условий.

Данные рис. 5.1 показывают заметное увеличение радиационного баланса R в оазисе по сравнению с полупустыней, а также большую затрату тепла на испарение с орошенных полей (в полупустыне испарение за рассматриваемый период практически равнялось нулю). В соответствии с этим, как видно из рисунка, турбулентный поток тепла P в пустыне днем гораздо больше потока в оазисе и имеет противоположный знак. Теплооборот в почве для данных условий под влиянием орошения изменяется сравнительно мало.

Как отмечено выше, орошение оказывает существенное влияние на термический режим. В пустынях и сухих степях из-за малых величин затраты тепла на испарение поглощенная земной поверхностью солнечная радиация в основном расходуется на нагревание атмосферы путем турбулентной теплоотдачи и длинноволнового излучения. В таких условиях наблюдаются очень высокие температуры земной поверхности. Для определения этих температур можно использовать уравнение теплового баланса (5.2), из которого следует, что

$$T_w - T = \frac{R_0 - LE - A}{\rho c_p D + 4\delta\sigma T^3}. \quad (5.4)$$

Так как величины LE и A в рассматриваемых условиях гораздо меньше R_0 , то величина $T_w - T$ в дневное время может достигать больших значений. Расчеты по формуле (5.4) показывают, что она может быть равна $10-20^\circ\text{C}$. Большие разности $T_w - T$ соответствуют большим потокам тепла от земной поверхности к атмосфере. В результате нагревания нижнего слоя воздуха температура в нем повышается, а относительная влажность падает. Понижение относительной влажности в свою очередь способствует уменьшению количества выпадающих осадков.

При орошении засушливых территорий происходит существенное изменение водного баланса почвы. Величины испарения в результате орошения резко возрастают, причем их увеличение равно нормам орошения за вычетом потерь оросительной воды на инфильтрацию. Соответственно значительно увеличивается затрата тепла на испарение, что приводит к существенному понижению температуры земной поверхности.

Учитывая, что наблюдаемые при орошении изменения температуры воздуха значительно меньше изменений температуры земной поверхности, можно получить формулу для определения изменений температуры земной поверхности при орошении:

$$T_w - T'_w = \frac{(R_0 - R'_0) - (LE - LE')}{\rho c_p D + 4\delta\sigma T^3}, \quad (5.5)$$

где величины, относящиеся к условиям орошаемого участка, обозначены штрихом, а величины для условий неорошаемой территории — без штрихов. При выводе формулы (5.5) учитывается, что

$$|A - A'| \ll |LE' - LE|.$$

Как указано выше, хотя при орошении заметно возрастает радиационный баланс земной поверхности из-за уменьшения альбедо, при обычных оросительных нормах повышение затраты

тепла на испарение значительно превышает увеличение радиационного баланса. Вследствие этого разность $T_w - T'_w$ при достаточно больших нормах орошения оказывается очень значительной, причем температура земной поверхности на орошенном участке в дневных условиях приближается к температуре воздуха и при обильном орошении становится меньше температуры воздуха. Выше было отмечено, что при орошении достаточно больших площадей это приводит к существенным изменениям условий трансформации воздушных масс, в результате чего над орошенными территориями меняется режим температуры и влажности нижних слоев воздуха. Поступающий извне теплый сухой воздух при движении над орошаемой территорией увлажняется и охлаждается.

Изменения температуры и влажности воздуха над орошаемыми участками можно рассматривать как результат трансформации воздуха, приходящего извне с разных сторон при соответствующих направлениях ветра. Величины этих изменений зависят от расстояния от границ орошаемого оазиса: изменения тем больше, чем дальше от границ оазиса отстоит рассматриваемый участок. Кроме того, изменения температуры и влажности воздуха при орошении зависят от следующих факторов:

1) нормы полива и промежутка времени между поливами. Чем больше воды получает и испаряет орошаемое поле за заданный промежуток времени, тем значительнее различия температуры и влажности над орошаемыми и неорошаемыми полями;

2) скорости ветра и коэффициента турбулентного обмена. Эти два фактора, тесно связанные между собой, определяют толщину слоя воздуха, в котором происходят изменения температуры и влажности. В основном от этих же причин зависит распределение температуры и влажности с высотой внутри нижнего слоя воздуха;

3) радиационных свойств подстилающей поверхности, главным образом ее отражательной способности (альбедо); об этом факторе уже говорилось выше.

Эмпирическое изучение влияния всех факторов порознь весьма затруднительно, поэтому более целесообразен путь теоретического расчета изменений температуры и влажности с проверкой выводов по данным стационарных и экспедиционных экспериментальных исследований (см. Будыко и др., 1952).

На основе разработанной теории можно с удовлетворительной точностью рассчитать изменения температуры и влажности на разных высотах в зависимости от расхода воды на испарение, изменений альбедо, интенсивности турбулентного обмена, расстояния от края оазиса. Эти расчеты могут быть использованы при проектировании оросительных систем на ранее не орошавшихся территориях.

Перейдем к рассмотрению некоторых фактических данных.

В табл. 5.2 приводятся материалы стационарных наблюдений метеорологических станций, расположенных в пустыне и на

Таблица 5.2

Влияние орошения на метеорологический режим

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Разность между температурой в малом оазисе и пустыне, °C	0,0	—0,5	—1,6	—2,4	—2,5	—1,7	—1,4	—0,4
Разность между температурой в большом оазисе и пустыне, °C	—0,6	—1,1	—2,2	—3,1	—2,8	—2,3	—1,7	—0,8
Разность между абсолютной влажностью в малом оазисе и пустыне, мбар	1,1	1,8	3,4	3,6	3,7	2,5	1,2	0,4
Разность между абсолютной влажностью в большом оазисе и пустыне, мбар	0,4	1,8	4,2	5,4	5,4	3,6	1,6	0,8

орошаемых оазисах. Данные приведены к одной широте (42°) и одной высоте над уровнем моря (100 м). Оазисы, ширина которых не превосходила 3 км, были отнесены к малым, остальные — к большим. Из таблицы видно, что изменения температуры и влажности максимальны по абсолютной величине в летние месяцы, когда расход воды на орошение наибольший. В это время понижение температуры на уровне метеорологической будки, обусловленное увеличением испарения и транспирации, составляет 2,5—3°C, а абсолютная влажность в центре большого оазиса возрастает по сравнению с пустыней примерно на 5 мбар. На меньших высотах абсолютные значения разностей возрастают.

В степной зоне влияние орошения на температуру и влажность воздуха несколько меньше, что в первую очередь связано с меньшим дополнительным расходом воды на испарение.

Следует отметить, что орошение засушливых территорий, снижающее температуру на орошаемых полях, повышает среднюю температуру атмосферы. Понижение температуры в орошаемых районах связано с ростом затраты тепла на испарение, но этот рост для Земли в целом компенсируется таким же увеличением прихода тепла от конденсации, которое выделяется

в атмосфере других районов, где конденсируется созданный орошением водяной пар.

Наряду с этим при орошении пустынь и сухих степей заметно уменьшается альbedo земной поверхности, что увеличивает количество радиации, поглощенной в системе Земля—атмосфера.

Осушение заболоченных территорий обычно оказывает на климатические условия действие, обратное орошению: в связи с уменьшением влажности почвы повышается температура почвы, уменьшается испарение, в более ранние сроки весной может быть начата обработка почвы, облегчается уборка урожая осенью и т. д. (Будыко, Дроздов, Юдин, 1966).

Создаваемые в процессе строительства гидроэлектростанций крупные водохранилища на реках представляют собой большие по площади, но сравнительно неглубокие водоемы. Поэтому и влияние таких водохранилищ на изменение климата аналогично влиянию мелких водоемов. Это влияние сводится прежде всего к уменьшению шероховатости земной поверхности и к соответствующему усилению ветра. По сравнению с открытой ровной местностью скорость ветра над водохранилищами возрастает на несколько десятков процентов. Это возрастание наиболее велико в осеннее время, когда вода теплее воздуха и над водоемами развивается интенсивный турбулентный обмен, и сравнительно слабо выражено весной как при наличии над водоемами льда, так и сразу после вскрытия водоема, когда последний сравнительно холоден. В это время увеличение скорости ветра над водохранилищем по сравнению с открытым ровным местом над сушей почти незаметно. После создания водного бассейна суточные колебания температуры воздуха уменьшаются, увеличивается радиационный баланс (вследствие уменьшения альbedo местности), увеличивается в среднем за год испарение, которое в течение года имеет иное распределение по сравнению с сушей.

В условиях избыточного и достаточного увлажнения изменение окружающих климатических условий при создании водохранилищ невелико. Например, в окрестностях Рыбинского водохранилища трудно заметить какие-нибудь систематические изменения температуры на станциях, расположенных на современных его берегах.

Существенно большие изменения климата побережий возникают при создании водохранилищ в условиях недостаточного увлажнения (Цимлянское, Волгоградское, Бухтарминское и др.). Из-за большого испарения с поверхности водоема по сравнению с окружающей сушей (где скорость испарения ограничена низкой влажностью почвы и откуда на прибрежные части водохранилища поступает сухой воздух) температура на берегах водохранилищ в теплое время года оказывается заметно

ниже, чем в удаленных от водохранилища районах (разность этих температур может достигать $2-3^{\circ}\text{C}$). Понижение температуры воздуха днем способствует развитию довольно сильных (до $3-4$ м/с) бризов, вертикальная протяженность которых составляет несколько сотен метров.

Аналогично орошению создание искусственных водохранилищ приводит к снижению альбедо системы Земля—атмосфера и, следовательно, к увеличению количества поглощенной радиации. В соответствии с этим водохранилища повышают среднюю температуру атмосферы. Это повышение, однако, меньше изменения температуры в результате орошения.

Климат города. Климатические условия в городах обычно заметно изменены по сравнению с окружающими районами, причем эти изменения при прочих равных условиях тем больше, чем больше территория города.

Имеются данные о том, что в крупных городах изменения климата возникли сотни лет тому назад. Так, например, Ландсберг (Landsberg, 1956) приводит свидетельство современника о сильном загрязнении воздуха в Лондоне в XVII в., которое значительно ослабляло солнечную радиацию в городе по сравнению с сельской местностью.

К числу главных факторов, влияющих на метеорологический режим города, относятся:

- 1) изменение альбедо земной поверхности, которое для застроенных районов меньше альбедо загородной местности;
- 2) изменение среднего испарения с земной поверхности, которое в черте города заметно понижено (хотя сразу же после дождей испарение с крыш и мостовых может быть больше испарения в загородной местности);
- 3) выделение тепла, создаваемого различными видами хозяйственной деятельности человека, количество которого может быть сравнимо с количеством солнечной энергии, получаемой на территории города;
- 4) увеличение в черте города шероховатости земной поверхности по сравнению с загородной местностью;
- 5) загрязнение атмосферы различными твердыми, жидкими и газообразными примесями, создаваемыми в ходе хозяйственной деятельности.

Одна из главных особенностей городского климата — возникновение в городе «острова тепла», который характеризуется повышенными по сравнению с загородной местностью температурами воздуха. Этот эффект исследовался во многих экспериментальных работах, для его изучения было предложено также несколько численных моделей.

Результаты выполненных исследований (Inadvertent Climate Modification, 1971; Landsberg, 1970; Берлянд, Кондратьев, 1972;

и др.) показали, что остров тепла обычно имеет сложную структуру, причем каждый квартал городской застройки является источником тепла для окружающих незастроенных участков. Средняя температура воздуха в большом городе чаще всего выше температуры окружающих районов на $1\text{--}2^\circ\text{C}$, однако ночью при небольшом ветре разность температур может достигать $6\text{--}8^\circ\text{C}$. При сильных ветрах эта разность обычно уменьшается.

Интересные наблюдения, характеризующие рост острова тепла по мере развития городской застройки, выполнили Ландсберг и Майзель (Landsberg, Maisel, 1972). В 1967 г. в США, недалеко от Вашингтона, было начато строительство города Колумбия. В 1968 г., когда была застроена только небольшая часть города, повышение температуры воздуха в его центре по сравнению с загородной местностью в вечерние часы составляло около $0,5^\circ\text{C}$. В 1970 г., после значительного увеличения застройки, повышение температуры в центре города достигло $4,5^\circ\text{C}$, а на большей части его территории 2°C . В дневное время, когда интенсивность движений воздуха возрастала, повышение температуры заметно уменьшалось. Одновременно с повышением температуры на территории Колумбии на несколько процентов понижалась относительная влажность воздуха, причем это понижение было, по-видимому, обусловлено как ростом температуры, так и уменьшением испарения на территории города.

Очевидно, что остров тепла возникает главным образом в результате влияния первых трех из перечисленных выше факторов, определяющих условия городского климата. Относительная роль каждого из этих факторов в различных городах и в различные сезоны может сильно изменяться.

Этот вывод подтверждается результатами теоретических исследований термического режима в городах, в частности, исследования Этуотера (Atwater, 1977). В этой работе были рассчитаны изменения температуры в городах для четырех природных зон (тропики, пустыня, средние широты, тундра) при учете влияния на термический режим притока антропогенного тепла, состояния земной поверхности и количества аэрозоля в атмосфере. Расчеты были основаны на применении уравнения теплового баланса земной поверхности. Было установлено, что наибольшее повышение температуры должно наблюдаться в городе, расположенном в зоне тундры, тогда как в тропиках и пустыне изменение температуры будет сравнительно небольшим. Эффект острова тепла наиболее выражен в ночные часы. Оказалось, что повышение температуры воздуха в городах существенно зависит от прихода антропогенного тепла, тогда как

изменение количества аэрозоля в атмосфере оказывает сравнительно небольшое влияние на термический режим.

Из данных наблюдений следует, что в островах тепла обычно понижается не только относительная, но и абсолютная влажность воздуха из-за уменьшения испарения на застроенных участках.

Дополнительный нагрев воздуха над городами создает местные циркуляционные системы, напоминающие бризы, а также усиливает восходящие конвективные движения над городами. Наряду с этим увеличение шероховатости приводит к заметному уменьшению скорости ветра в городах по сравнению с загородными районами.

Из всех особенностей климата городов наибольшее практическое значение имеет загрязнение воздуха различными примесями, которое во многих городах достигло высокого уровня. Источником этих примесей являются выбросы промышленных предприятий, отопительных систем и транспорта.

Часть антропогенного аэрозоля в городах образуется из выбросов твердых и жидких частиц, другая часть возникает из поступающих в атмосферу газов.

Увеличение концентрации аэрозоля над городами резко уменьшает солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности. По данным Ландсберга (1970 и др.), в больших городах прямая солнечная радиация часто уменьшается на величину около 15 %, ультрафиолетовое излучение — в среднем на 30 % (в зимние месяцы оно может полностью исчезнуть), продолжительность солнечного сияния — на 5—15 %. Главную роль в ослаблении солнечной радиации в городах играет тонкий нижний слой воздуха, в котором содержится наибольшее количество аэрозольных частиц. В пределах этого слоя обычно резко понижена горизонтальная видимость, часто до 10—20 % ее значений в загородных районах.

Высокая концентрация аэрозольных частиц в городском воздухе способствует росту повторяемости туманов, в том числе особенно устойчивых туманов типа смога, капельки которых содержат значительное количество примесей, загрязняющих атмосферу. В некоторых городах (из них особенно известен Лос-Анджелес), где местные условия способствуют ослаблению атмосферной циркуляции, смог может держаться в течение многих дней, нанося большой ущерб здоровью населения.

Городские туманы играют большую роль в отмеченном выше процессе ослабления солнечной радиации и в уменьшении дальности видимости на территории городов.

Повышенное количество ядер конденсации в воздухе над городами и усиление восходящих движений воздуха приводят к увеличению облачности и осадков. Имеются данные о том,

что в некоторых промышленных центрах существует недельный цикл в количестве выпадающих осадков, объясняемый уменьшением осадков в выходные дни, когда промышленные предприятия не работают.

Некоторое увеличение осадков и значительное уменьшение испарения приводит к росту стока, чему во многих городах способствуют специальные канализационные системы для отвода дождевых вод.

В городах с большим количеством твердых осадков часто применяется уборка снега и вывоз его из города, что ускоряет весеннее повышение температуры в городе по сравнению с загородной местностью.

Городской климат может быть значительно улучшен при рациональном размещении жилых домов и производственных предприятий, путем расширения площади зеленых насаждений и проведения мероприятий по снижению загрязнения воздуха.

Имеются многочисленные примеры, как изменение системы отопления (перевод ее с твердого топлива на газ или на электрическую энергию) резко снижало загрязнение городского воздуха и ослабляло связанные с этим загрязнением изменения различных элементов климата. Не меньшее значение может иметь вынос из города загрязняющих атмосферу промышленных предприятий, применение эффективной очистки воздуха, поступающего в атмосферу из дымовых труб и других источников загрязнения, создание в городской черте обширных парков, озеленение улиц и незастроенных участков.

При современном уровне развития промышленности, энергетики и транспорта городское строительство не может вестись без детального учета влияния хозяйственной деятельности человека на метеорологический режим. Расчет возможных изменений местного климата необходим для правильного проектирования городов, исключающего создание в них неблагоприятных для здоровья населения климатических условий.

Заслуживает внимания то, что по мере развития урбанизации в районах с наиболее высокой плотностью населения некоторые черты городского климата распространяются на обширные территории, достигающие сотен километров. В этих условиях происходит суммирование влияния на климат многочисленных близко расположенных населенных пунктов, каждый из которых действует как источник тепла и загрязнения воздуха. Такое положение имеет место в ряде районов США, Японии и Западной Европы, где локальные изменения климата охватывают все большие пространства.

5.2. Изменение состава атмосферы

Рост концентрации углекислого газа. Как указано в первой главе, предположение о том, что в результате сжигания угля, нефти и других видов ископаемого топлива масса углекислого газа в атмосфере увеличивается, было высказано в 30-х годах нашего века (Callender, 1938). Хотя измерения концентрации атмосферного углекислого газа были начаты еще в середине прошлого столетия, долгое время было трудно проверить это

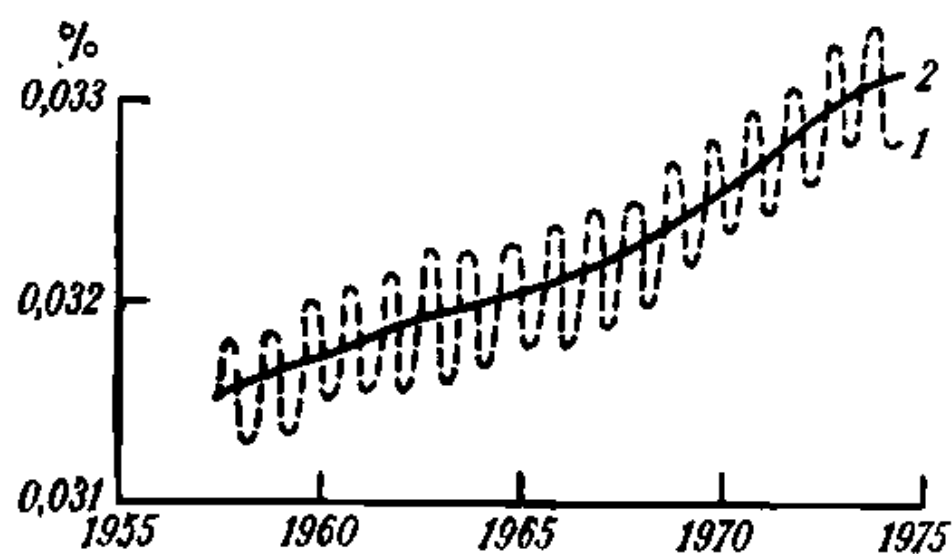


Рис. 5.2. Изменение количества углекислого газа на ст. Мауна-Лоа.

предположение, так как точность приборов, применяемых для указанных измерений, была недостаточна для надежного определения сравнительно небольших изменений концентрации CO_2 .

Систематические наблюдения за концентрацией CO_2 при помощи точных приборов были начаты в конце 50-х годов, в период организации Международного геофизического года на

двух станциях — Мауна-Лоа (Гавайские острова) и Южный полюс. Результаты наблюдений на первой из этих станций представлены на рис. 5.2 (Keeling, Bacastow, 1977). Кривая 1 характеризует изменение средних месячных значений концентрации CO_2 за время с 1958 по 1976 г. Из этого рисунка видно заметное влияние фотосинтеза на годовой ход концентрации углекислого газа, которая в периоды повышения продуктивности автотрофных растений уменьшается примерно на 2% ее наибольших значений.

Кривая 2 изображает значения концентрации CO_2 , при определении которых влияние годового хода было исключено осреднением.

Данные, представленные на рис. 5.2, указывают на закономерный рост концентрации CO_2 от года к году. Аналогичный вывод следует из результатов наблюдений на ст. Южный полюс, а также на нескольких других станциях, где наблюдения были начаты позже.

В настоящее время существует около 12 станций, на которых проводятся наблюдения за концентрацией CO_2 , однако большинство из них работает сравнительно недолго. Более длинные ряды наблюдений имеются для ст. Пойнт Барроу (Аляска) и для измерений, выполненных на скандинавских са-

молетах в Европе. Все эти наблюдения дают сходные результаты в отношении увеличения концентрации CO_2 от года к году.

По данным измерений концентрации углекислого газа на станциях Мауна-Лоа и Южный полюс установлено, что с 1959 г. в среднем за год концентрация CO_2 возросла на 0,74 миллионной доли объема атмосферы (примерно на 0,25 % количества углекислого газа, содержащегося в атмосфере). К 1974 г. это увеличение достигло 1 миллионной доли (или 0,34 %) в год (Olson e. a., 1978).

Увеличение скорости накопления CO_2 в атмосфере видно из рис. 5.2, из которого следует, что во второй половине рассматриваемого периода скорость роста концентрации CO_2 была больше, чем в первой половине.

Учитывая, что имеющиеся наблюдения за концентрацией CO_2 выполнены в очень удаленных друг от друга районах, можно не сомневаться, что они правильно отражают современную глобальную тенденцию изменения концентрации атмосферного углекислого газа.

Из данных наблюдений следует, что за последние 20 лет масса атмосферного углекислого газа возросла примерно на 5 %. Большой интерес представляет вопрос, на сколько увеличилась масса CO_2 за последние 100—130 лет, т. е. за время интенсивного потребления ископаемого топлива. Используя данные наблюдений, выполненных в XIX в., точность которых ограничена. Махта заключил, что за интервал времени 1858—1958 гг. масса CO_2 возросла на величину от 3 до 15 % (Machta, 1978).

Таким образом, общее увеличение концентрации CO_2 до нашего времени составляет 8—20 %. Для более точной оценки этого значения можно использовать модели баланса углекислого газа в атмосфере, о которых подробнее говорится в следующей главе. При учете влияния на концентрацию CO_2 только одного фактора — сжигания ископаемого топлива — в ряде исследований было найдено, что с середины прошлого века до конца 70-х годов концентрация CO_2 возросла от 0,029 до 0,033 %, т. е. примерно на 14 %. Новые исследования баланса углекислого газа, в которых принято во внимание влияние на баланс CO_2 изменения растительного покрова, приводят к выводу, что изменение концентрации CO_2 за рассматриваемый период времени могло быть более значительным.

Баланс углекислого газа. Баланс атмосферного углекислого газа в современную эпоху гораздо больше зависит от антропогенных факторов, чем от естественных условий.

Из данных, приведенных во второй главе, следует, что из компонент естественного круговорота углекислого газа по своему масштабу выделяется его расход на фотосинтез, составляющий

около $300 \cdot 10^{15}$ г/год. Эта величина, однако, почти точно компенсируется образованием углекислого газа при окислении органического вещества. Разность между приходом и расходом атмосферного CO_2 в биотическом круговороте, по данным об отложении органического углерода в плиоцене, составляет только $0,05 \cdot 10^{15}$ г/год. Расход CO_2 на образование карбонатных пород для этого интервала времени равен $0,09 \cdot 10^{15}$ г/год. Сумма этих величин должна соответствовать приходу углекислого газа в атмосферу при вулканических извержениях, из горячих источников и т. д. Определение величины такого прихода связано с большими трудностями. Боуэн считает, что для современной эпохи она соответствует количеству углерода, равному $0,04 \cdot 10^{15}$ г/год, т. е. $0,14 \cdot 10^{15}$ г/год CO_2 (Bowen, 1966). Совпадение приведенных выше величин расхода и прихода атмосферного углекислого газа при их ограниченной точности следует считать в значительной мере случайным. Так как здесь нас интересует только порядок величины соответствующей компоненты баланса углекислого газа, то можно считать ее равной около $0,1 \cdot 10^{15}$ г/год.

Это значение нужно сопоставить с приходом углекислого газа в атмосферу; обусловленным хозяйственной деятельностью человека.

Главная форма воздействия хозяйственной деятельности на баланс атмосферного CO_2 — сжигание угля, нефти и других видов ископаемого топлива, которые в наше время дают свыше 97 % энергии, потребляемой человеком. Расход ископаемого топлива за последние 25 лет возрастал на 4 % в год и в конце 70-х годов достиг величины, соответствующей поступлению в атмосферу около $5 \cdot 10^{15}$ г углерода или $18 \cdot 10^{15}$ г CO_2 в год. Учет влияния других видов промышленной деятельности на баланс углекислого газа мало изменяет эту величину. Так, в частности, образование углекислого газа при производстве цемента увеличивает ее только на 2 % (Keeling, Bacastow, 1977; Olson e. a., 1978).

Гораздо менее ясен вопрос о количестве углерода, поступающего в атмосферу в результате воздействия человека на растительный покров. До недавнего времени эта составляющая баланса углекислого газа не принималась во внимание, хотя Хатчинсон уже в 1954 г. высказал предположение, что поступление углерода в атмосферу из биотических источников может быть сравнимо с его приходом от ископаемого топлива (Woodwell, 1978).

Внимание к этому вопросу было привлечено только в последние годы. Болин, используя данные об ежегодном потреблении древесины, пришел к выводу, что за счет уничтожения лесов, а также в результате разрушения почвенного гумуса

в атмосферу сейчас поступает около $1 \cdot 10^{15}$ г углерода в год (Bolin, 1977). Вудвел и Хоутон предложили гораздо более высокую оценку этой величины, которая в соответствии с последней публикацией Вудвела составляет $8 \cdot 10^{15}$ г углерода в год (Woodwell, 1978).

В работах сотрудников Окриджской лаборатории (Baes e. a., 1976; Olson e. a., 1978) предполагается, что в результате вырубки тропических лесов ежегодно высвобождается около 1×10^{15} г углерода, к которому добавляется до $2 \cdot 10^{15}$ г углерода, образовавшегося в ходе разложения ранее созданных запасов органического вещества.

Авторы обзоров баланса атмосферного углерода противопоставляют сравнительно высокую точность оценки прихода углерода в атмосферу в результате промышленной деятельности (считается, что погрешность этой оценки не превышает 5 %) низкой достоверности расчетов прихода углерода вследствие воздействий на растительный покров и почвы. Эти расчеты основаны на немногочисленных данных, недостаток которых восполняется более или менее вероятными гипотезами. Тем не менее, как видно из исследований последних лет, данный член баланса атмосферного углерода может быть весьма существенным.

Сравнивая приведенные здесь оценки антропогенного прихода углекислого газа в атмосферу, которые имеют порядок величины $n \cdot 10^{16}$ г в год, с величиной этого прихода от естественных источников, равной 10^{14} г в год, легко видеть, что хозяйственная деятельность имеет определяющее значение для современного баланса атмосферного углекислого газа.

Для изучения изменений баланса углекислого газа за последние 100—150 лет необходимы относящиеся к этому времени данные о количестве израсходованного ископаемого топлива и об уменьшении количества углерода, заключенного в живых организмах и продуктах их жизнедеятельности. Предполагается, что с 1860 по 1973 г. в результате промышленной деятельности в атмосферу поступило $128 \cdot 10^{15}$ г углерода, а с 1860 по 1959 г. $81 \cdot 10^{15}$ г (Keeling, Bakastow, 1977).

Болин считал, что в результате уменьшения биомассы с начала XIX в. до нашего времени в атмосферу поступило около $70 \cdot 10^{15}$ г углерода (Bolin, 1977). Ревел и Манк заключили, что для периода с 1860 по 1970 г. это количество равно $72 \cdot 10^{15}$ г (Revelle, Munk, 1977). Обе эти оценки основаны на очень неполных материалах.

Для изучения баланса атмосферного углерода Стюивер (Stuiver, 1978) и Вилсон (Wilson, 1978) применили метод изотопного анализа. В исследовании Стюивера было определено количество изотопа C^{14} в кольцах деревьев. Этот изотоп

возникает в атмосфере под воздействием космических лучей. Так как он сравнительно неустойчив (период полураспада 5700 лет), то в ископаемом топливе отсутствует. В связи с этим поступление в атмосферу CO_2 , образованного из ископаемого топлива, понижает концентрацию изотопа C^{14} в атмосферном воздухе (эффект Зюсса). Наряду с этим ископаемое топливо, так же как и растения, содержит уменьшенное по сравнению с атмосферой количество устойчивого изотопа C^{13} , поскольку в ходе фотосинтеза этот изотоп в меньшей мере ассимилируется растениями по сравнению с более легким изотопом C^{12} .

В связи с этим сведения о количестве изотопов C^{13} и C^{14} в древесных кольцах разного возраста позволяют оценить, какую часть общей массы CO_2 в атмосфере составляет добавка за счет ископаемого топлива (которая уменьшает содержание обоих изотопов) и добавка за счет окисления растений и продуктов их распада (которая уменьшает только содержание изотопа C^{13}).

Используя этот метод, Стюивер получил несколько неожиданный результат: за период с 1850 по 1950 г. атмосфера получила $120 \cdot 10^{15}$ г углерода из современных организмов и продуктов их жизнедеятельности, что вдвое больше прихода углерода от сжигания ископаемого топлива, равного для этого интервала $60 \cdot 10^{15}$ г. Стюивер установил, что доля прихода углерода от ископаемого топлива быстро повышалась, а доля, получаемая из биоты, снижалась. В результате этого к 1970 г. общее количество углерода, получаемого атмосферой из этих обоих источников, оказалось приблизительно одинаковым.

Используя метод изотопного анализа, Стюивер оценил, какое количество углекислого газа за 1850—1950 гг. было поглощено океаном, и нашел, что оно равнялось примерно половине названной выше величины, в результате чего содержание CO_2 в атмосфере увеличилось примерно на $90 \cdot 10^{15}$ г углерода.

Столь значительное поступление углерода в атмосферу возможно при сравнительно низкой концентрации CO_2 в атмосфере в начале рассматриваемого периода, которая, по Стюиверу, оказывается равной 0,0268 %. Это означает, что современная концентрация повышена по сравнению с концентрацией середины прошлого века несколько больше, чем на 20 %, по отношению к величине в середине XIX в. Такое значение близко к верхнему пределу возможного изменения концентрации, указанному в работе Махта.

Результаты работы Вилсона имеют довольно сходный характер. Используя аналогичный метод, он нашел, что количество CO_2 в атмосфере возросло на величину около 10 % во второй половине XIX в. По его мнению, это произошло из-за уничтожения лесов и обработки земли для сельского хозяйства на об-

ширных территориях. Он заключил, что в середине XIX в. концентрация CO_2 составляла около 0,027 %, что почти точно совпадает с величиной, найденной Стюивером.

Применение данных Стюивера и Вилсона в изучении баланса CO_2 затрудняется тем, что точность выполненных ими расчетов пока еще недостаточно ясна.

Вопрос о путях расходования антропогенного углекислого газа оказался довольно сложным. Несомненно, что важную роль в поглощении части избыточного CO_2 играет океан, в котором растворено большое количество углекислого газа, намного превышающее содержание CO_2 в атмосфере. Однако, как показали результаты изучения турбулентного обмена в океанах, атмосферные газы сравнительно легко проникают путем турбулентной диффузии только в верхний хорошо перемешанный слой океанических вод, толщина которого имеет порядок 100 м. Ниже этого слоя процессы диффузии значительно ослаблены, что является существенным препятствием для переноса избыточного углекислого газа в более глубокие слои океанических вод. Так как емкость верхнего хорошо перемешанного слоя в отношении поглощения CO_2 довольно ограничена, возможность поглощения океаном большей части антропогенного углекислого газа вызывает сомнение. Вероятно, что существенную роль в поглощении углекислого газа океаном играют холодные воды высоких широт, которые, погружаясь, уносят с собой в глубокие слои растворенный в них углекислый газ.

Определенное количество углекислого газа может усваиваться автотрофными растениями, биомасса которых при прочих равных условиях зависит от концентрации углекислого газа, возрастая при увеличении этой концентрации. Рост биомассы фотосинтезирующих растений должен сопровождаться возрастанием массы связанных с ними организмов и продуктов их жизнедеятельности.

Подводя итоги изучения современного цикла углекислого газа, авторы отчета «Энергия и климат» (Energy and climate, 1977) заключают, что за последние 110 лет количество углерода в атмосфере возросло на $72 \cdot 10^{15}$ — $83 \cdot 10^{15}$ г.

За это время в результате сжигания ископаемого топлива и производства цемента было образовано количество CO_2 , содержащее $127 \cdot 10^{15}$ г углерода, и при вырубке лесов и обработке почв около $70 \cdot 10^{15}$ г. Предполагается, что 40 % антропогенного прихода CO_2 задержалось в атмосфере, 20 % поглотилось океанами, 40 % ушло на увеличение массы континентальных организмов и продуктов их жизнедеятельности.

Произошедшее за последнее столетие увеличение количества углекислого газа в атмосфере должно было привести

к изменению термического режима, о чем подробнее говорится ниже.

Другие газы. Определенное влияние на термический режим атмосферы могут оказывать многие другие газы, поступающие в атмосферу в ходе хозяйственной деятельности человека. Из них важное место занимают хлорофлюорокарбонаты (фреоны), которые в последнее время широко используются в холодильной промышленности и как растворители при изготовлении различных красок. При высыхании красок фреоны в газообразной форме выделяются в атмосферу, где могут сохраняться длительное время, так как их «время жизни» (определяемое скоростью фотодиссоциации в высоких слоях атмосферы) составляет десятки лет.

Фреоны, прозрачные для других длин волн, интенсивно поглощают инфракрасное излучение в полосе 8—12 мкм, т. е. в «окне прозрачности», где излучение почти не задерживается водяным паром. В связи с этим их очень малые концентрации могут оказать значительное влияние на температуру воздуха у земной поверхности. Из расчетов Раманатана следует, что количество фреонов, составляющее $2 \cdot 10^{-9}$ от объема атмосферы, может повысить температуру у земной поверхности почти на 1°C (Ramapathan, 1976). В другой работе (Wang e. a., 1976) получена меньшая величина соответствующего повышения температуры, составляющая $0,3\text{—}0,4^\circ\text{C}$. Так как в наше время концентрация фреонов в атмосфере составляет $0,1 \cdot 10^{-9}\text{—}0,2 \cdot 10^{-9}$ объема атмосферы, их влияние на термический режим пока еще невелико.

К числу других газов, изменения концентрации которых может влиять на термический режим, относятся различные соединения азота, в особенности N_2O . В отличие от фреонов, которые появляются в атмосфере только в результате хозяйственной деятельности, N_2O существует в атмосфере, не измененной антропогенными воздействиями, в количестве около $0,3 \cdot 10^{-6}$ от ее объема. Удвоение массы этого газа по отношению к названной величине повышает температуру у земной поверхности примерно на $0,5^\circ\text{C}$ (Yung e. a., 1976). Так как N_2O образуется при сжигании ископаемого топлива и применении азотных удобрений, его количество в атмосфере может зависеть от хозяйственной деятельности. Существует еще несколько газов, выбрасываемых из труб промышленных предприятий, которые оказывают некоторое влияние на термический режим атмосферы. К их числу относятся CO и CH_4 (метан). При увеличении потребления ископаемого топлива рост массы этих газов может привести к повышению концентрации озона в тропосфере (Namsted e. a., 1979), что приведет к усилению парникового эффекта.

Следует указать, что вероятность существенного изменения климата под влиянием роста концентрации фреонов и некоторых других газов, составляющих малые примеси в атмосфере, значительно меньше аналогичной вероятности для углекислого газа. Причина этого связана с тем, что масса этих газов незначительна и ее изменения могут сравнительно легко регулироваться путем рационального планирования производства без крупного ущерба для основных отраслей хозяйственной деятельности. В противоположность этому предотвратить дальнейший рост концентрации CO_2 в атмосфере крайне трудно, о чем подробнее говорится ниже.

Вряд ли возможно также приостановить увеличение концентрации газов, составляющих малые примеси в атмосфере, масса которых зависит от количества сжигаемого топлива. Следует думать, что увеличение этой массы может привести к некоторому изменению температуры у земной поверхности в сторону потепления.

Отмечая необходимость контроля за концентрацией газов, составляющих малые примеси в атмосфере и влияющих на климат, можно предположить, что это влияние будет меньше влияния роста концентрации CO_2 .

Атмосферный аэрозоль. В результате хозяйственной деятельности человека в атмосферу поступает большое количество частиц, увеличивающее концентрацию атмосферного аэрозоля. Имеющиеся оценки указывают (Inadvertent Climate Modification, 1971), что масса антропогенного аэрозоля, ежегодно поступающего в атмосферу в современную эпоху, примерно равна 200—400 млн. т, что составляет 10—20 % общего количества аэрозольных частиц, поступающих в атмосферу. Только небольшая часть общей массы антропогенного аэрозоля выбрасывается в атмосферу в виде твердых и жидких частиц. Главным источником его образования являются создаваемые человеком газообразные примеси — сернистый газ, окислы азота и другие, из которых в результате различных химических реакций создаются частицы аэрозоля.

Не подлежит сомнению, что хозяйственная деятельность человека увеличивает количество аэрозоля во многих городах, в промышленных районах, а также в тех сельскохозяйственных областях, где обработка почвы усиливает процесс эрозии. Более сложен вопрос, в какой мере созданный человеком аэрозоль распространяется на большие пространства и проникает в высокие слои атмосферы.

Можно высказать предположение, что аэрозоль стратосферы, оказывающий заметное влияние на климатические условия, в основном имеет естественное происхождение. Хотя в ходе хозяйственной деятельности образуется значительное количество

сернистого газа (в частности, при сжигании содержащих серу угля и нефти), по-видимому, созданный человеком сернистый газ почти не поступает в стратосферу, так как ведущиеся сейчас прямые наблюдения за стратосферным аэрозолем в отдельные годы отмечают его очень низкие концентрации. Таким образом, вероятно, что стратосферный аэрозоль в основном формируется в результате естественных процессов, в частности, связанных с вулканической активностью.

Предположение о том, что антропогенный аэрозоль распространяется на большие пространства, было высказано в серии работ, начиная с исследования Ф. Ф. Давитая (1965), который использовал данные о вертикальном распределении концентрации пыли в снежном покрове ледников Кавказа.

Эти данные показали, что количество пыли в единице объема верхних слоев снега значительно возросло по сравнению с более глубокими слоями, возникшими раньше. По мнению Давитая, указанное различие соответствовало повышению концентрации пыли в атмосфере, произошедшему в последние десятилетия.

В работе Мак-Кормика и Людвиг (McCormick, Ludwig, 1967) приводятся материалы, указывающие на снижение прозрачности безоблачной атмосферы за последние несколько десятилетий, по-видимому, обусловленное ростом концентрации атмосферного аэрозоля. В ряде исследований (McCormick, Ludwig, 1967; Bryson, 1968; Будыко, 1969; Man's Impact on the Global Environment, 1970; Inadvertent Climate Modification, 1971; и др.) было высказано мнение о том, что обнаруженное на ряде актинометрических станций начавшееся в 40-х годах постепенное снижение прямой радиации объясняется увеличением массы атмосферного аэрозоля, создаваемого в результате деятельности человека.

Убеждение в том, что за последние десятилетия количество аэрозоля на обширных пространствах заметно не возросло, было высказано в работах Дайера (Dyer, 1974) и Эльзассера (Elsaesser, 1975). Имеются данные, противоречащие этому мнению. Так, например, Н. А. Ефимова обработала материалы наблюдений за прямой радиацией при безоблачном небе для ряда актинометрических станций, расположенных далеко от городов и промышленных районов, и получила вывод, что в 70-х годах прозрачность атмосферы понизилась по сравнению с 50-ми годами нашего века. По имеющимся ограниченными материалам наблюдений Келлог построил мировую карту распределения антропогенного аэрозоля, из которой следовало, что повышенные концентрации аэрозоля наблюдаются над Европой, значительной частью Азии, большей частью Северной Америки и Северной Атлантикой (Kellogg, 1975).

Вопрос об изменении массы атмосферного аэрозоля изучался З. И. Пивоваровой (1977), использовавшей для этой цели материалы актинометрических измерений на 13 станциях в СССР и США, для которых имелись данные за длительные периоды наблюдений (от 40 до 70 лет). Пивоварова установила, что за последние десятилетия на всех станциях отмечалось уменьшение прямой солнечной радиации при безоблачном небе. Этот процесс хорошо заметен, в частности, на Европейской территории СССР и в Казахстане. В Сибири, на Дальнем Востоке и на юге Средней Азии изменения радиации менее значительны. Так как понижение радиации обнаружено по данным как городских, так и сельских станций, можно думать, что масса аэрозоля возросла не только в районах городов, но и на обширной территории, охватывающей значительную часть суши средних широт северного полушария. Этот вывод хорошо согласуется с упомянутым выше заключением Келлога.

Возможно, что данные Пивоваровой отражают колебания массы как антропогенного аэрозоля, так и аэрозоля, создаваемого в ходе природных процессов. Она, в частности, установила наличие определенной связи между колебаниями прозрачности атмосферы в СССР и изменениями массы стратосферного аэрозоля в США, обнаруженными по данным прямых наблюдений.

В предыдущей книге автора (Будыко, 1974) было отмечено, что если концентрация стратосферного аэрозоля мало изменяется в пределах всего полушария, то для тропосферного аэрозоля вероятны заметные локальные изменения концентрации из-за ограниченного срока существования отдельных частиц в тропосфере, который составляет в среднем всего несколько дней. В связи с этим вопрос об определении распределения антропогенного аэрозоля требует дальнейшего изучения при использовании многочисленных материалов наблюдений. До решения этого вопроса выяснить влияние антропогенного аэрозоля на современный климат довольно трудно.

Частицы аэрозоля в стратосфере играют роль экрана, изменяющего в большей или меньшей степени метеорологическую солнечную постоянную. Поглощение радиации на этих частицах может вызвать местное нагревание стратосферы (как это, в частности, имело место после извержения вулкана Агунг; см. Newell, 1971; и др.), однако такое нагревание мало влияет на термический режим у земной поверхности из-за незначительной плотности воздуха в стратосфере и слабого теплообмена между стратосферой и тропосферой. Таким образом, как показано в ряде исследований, увеличение концентрации аэрозоля в стратосфере обычно приводит к понижению температуры у земной поверхности.

Более сложное влияние на термический режим оказывают аэрозольные частицы, находящиеся в тропосфере. Эти частицы ослабляют поток коротковолновой радиации, приходящей к земной поверхности, в результате обратного рассеяния и из-за поглощения радиации на аэрозольных частицах. Если первый из этих процессов увеличивает альbedo системы Земля—атмосфера, то второй может его уменьшить.

Перераспределение поглощенной радиации по высоте в пределах тропосферы, где существует интенсивный вертикальный теплообмен, сравнительно мало влияет на среднюю температуру тропосферы или среднюю температуру воздуха у земной поверхности. Поэтому влияние тропосферного аэрозоля на термический режим в основном определяется зависимостью от концентрации аэрозоля альbedo системы Земля—атмосфера, увеличение которого приводит к понижению температуры у земной поверхности, а уменьшение — к повышению температуры.

Очевидно, что изменение альbedo системы Земля—атмосфера под влиянием аэрозоля должно зависеть от альbedo земной поверхности. Чем ниже это альbedo, тем вероятнее, что атмосферный аэрозоль будет увеличивать альbedo системы. При больших альbedo земной поверхности (снег, лед) вероятность уменьшения альbedo системы Земля—атмосфера под влиянием аэрозоля возрастает.

Существует ряд исследований, в которых были построены численные модели влияния аэрозоля на радиационный и термический режимы атмосферы (McCormick, Ludwig, 1967; Charlson, Pilat, 1969; Atwater, 1970; Barrett, 1971; Yamamoto, Tanaka, 1972; Rasool, Schneider, 1971; Mitchell, 1971; Ensor e. a., 1972; Newman, Cohen, 1972; Кондратьев и др., 1973, Effect of Stratospheric Pollution ... 1975; Pollack e. a., 1975, 1976; и др.). В некоторых из этих исследований принято во внимание только влияние аэрозоля на обратное рассеяние коротковолновой радиации, что приводит к увеличению альbedo системы Земля—атмосфера и, следовательно, к снижению температуры воздуха у земной поверхности.

В других работах рассматриваются изменения радиационного и термического режимов атмосферы при наличии как обратного рассеяния, так и поглощения радиации на частицах аэрозоля. Второй из этих механизмов при определенных условиях может уменьшать альbedo системы Земля—атмосфера, что способствует повышению температуры у земной поверхности.

В ряде исследований были предложены количественные критерии, зависящие главным образом от альbedo земной поверхности и определяющие знак изменения температуры под влиянием аэрозоля. Величины этих критериев, найденные разными

авторами, оказались заметно различающимися, что объясняется как особенностями применяемых моделей, так и несовпадением использованных значений эмпирических коэффициентов, характеризующих обратное рассеяние и поглощение радиации на частицах аэрозоля.

В ряде работ было высказано предположение, что антропогенный аэрозоль может оказывать влияние на климат, воздействуя на образование облаков и изменяя альбедо их верхней поверхности (Inadvertent Climate Modification, 1971; Energy and Climate, 1977). Это предположение заслуживает изучения, но пока не может считаться доказанным.

В заключение следует отметить, что хотя вопрос о влиянии антропогенного аэрозоля на глобальный климат в ряде отношений не ясен, существует значительная вероятность, что такое влияние сравнительно невелико. Причина этого заключается в том, что, как показано ниже, вековой ход средней температуры воздуха можно удовлетворительно описать при учете влияния на эту температуру концентрации углекислого газа и колебаний прозрачности атмосферы, обусловленных изменениями массы стратосферного аэрозоля, имеющими естественное происхождение.

Заслуживает внимания вопрос, какое влияние на климат мог бы оказать антропогенный аэрозоль, если бы он распространился в стратосфере, где время жизни частиц намного больше, чем в тропосфере.

Как отмечено выше, антропогенный сернистый газ, образованный при сжигании топлива у земной поверхности, по-видимому, обычно в стратосферу не поступает. Существует, однако, возможность выброса этого газа в стратосферу из продуктов сгорания, образуемых самолетами, летающими на достаточно больших высотах.

Вопрос о влиянии таких полетов на климат изучался в исследованиях CIAP, выполненных в первой половине 70-х годов в США (Effects of Stratospheric Pollution by Aircraft, 1975). Для оценки изменений физического состояния атмосферы при стратосферных полетах в этом исследовании было рассчитано содержание окислов азота и серы в выбросах турбореактивных двигателей при различном числе дозвуковых и сверхзвуковых транспортных самолетов.

Согласно имеющимся прогнозам, до 1990 г. включительно общее количество сожженного топлива и выбросы продуктов сгорания дозвуковых самолетов будут в несколько раз больше, чем сверхзвуковых. В будущем следует ожидать также, что после усовершенствования конструкций двигателей индекс выброса окислов будет снижен в несколько раз, прежде всего

у сверхзвуковых самолетов, где этот индекс в два-три раза выше, чем у дозвуковых.

Из различных путей загрязнения стратосферы высотными самолетами наибольшее влияние на климат могут оказать выбросы сернистого газа (SO_2). Сернистый газ, поступающий в стратосферу, окисляется и, соединяясь с водяным паром, образует капли серной кислоты (H_2SO_4). Эти капли поглощают некоторое количество воды из воздуха и в виде концентрированного раствора серной кислоты сохраняются в стратосфере длительное время — до нескольких лет. Часть капель в результате взаимодействия с аммиаком превращается в аммониевые соли, однако большинство из них не меняет своего химического состава до выпадения в тропосферу, что происходит при укрупнении размеров капель в ходе коагуляции и их гравитационном оседании, а также под влиянием движений воздуха.

Характерный размер сульфатных частиц стратосферного аэрозоля составляет десятые доли микрометра. Как отмечено выше, частицы такого размера оказывают значительное влияние на коротковолновую радиацию, поток которой ослабляется в результате поглощения радиации на частицах и обратного ее рассеяния. В связи с этим колебания массы стратосферного аэрозоля могут изменить температуру нижних слоев атмосферы и другие элементы климата. Для количественной оценки влияния полетов в стратосфере на климат были выполнены расчеты зависимости оптической толщины стратосферы от массы аэрозольных частиц в ней. В естественных условиях оптическая толщина стратосферы составляет около 0,02, что означает ослабление потока радиации, проходящего через стратосферу, на 2 %.

Зависимость между изменениями оптической массы стратосферы $\Delta\tau$ и изменением концентрации сульфатного аэрозоля ΔS (в мкг/м^3) была найдена в форме

$$\Delta\tau = 0,038 \Delta S. \quad (5.6)$$

С учетом среднего «времени жизни» частиц, их плотности, средней концентрации серной кислоты в каплях, принимая во внимание, что основная масса сульфатного аэрозоля сосредоточена в слое высотой 10 км, можно получить формулу

$$\Delta\tau = 5,1 \cdot 10^{-11} E, \quad (5.7)$$

где E — масса выбросов SO_2 в кг/год в одном полушарии при полетах на уровне 20 км. Коэффициент в этой формуле уменьшается вдвое при полетах на уровне 17 км.

Наряду с влиянием стратосферного аэрозоля на коротковолновую радиацию увеличение его массы уменьшает также поток длинноволновой радиации, усиливая парниковый эффект. Расчеты показывают, что эти изменения по крайней мере в четыре

раза меньше изменения потока коротковолновой радиации. Это позволяет пренебречь учетом влияния данного эффекта в исследовании изменений радиационного режима.

Для оценки влияния изменения притока радиации в тропосферу на климат следует использовать модели теории климата, в которых установлена зависимость между притоком солнечной радиации и температурой воздуха у земной поверхности. Из-за инерции системы океан—атмосфера—полярные льды такая зависимость различается для различных интервалов времени, в течение которых происходят изменения температуры. Считая, что для изучаемого процесса характерный масштаб времени составляет примерно десять лет, авторы рассматриваемого исследования выразили для этих условий связь между относительным изменением прихода суммарной радиации $\frac{\delta\sigma}{\sigma}$ и изменением средней годовой планетарной температуры воздуха у земной поверхности δT формулой (Будыко, 1968)

$$\delta T = 150 \frac{\delta\sigma}{\sigma}. \quad (5.8)$$

Для больших масштабов времени коэффициент пропорциональности в этой формуле возрастает, для меньших — уменьшается. Из формул атмосферной оптики для рассматриваемого случая была найдена зависимость между относительными изменениями суммарной радиации и оптической плотностью стратосферы:

$$\frac{\delta\sigma}{\sigma} = -0,186 \Delta\tau. \quad (5.9)$$

При использовании формул (5.7) — (5.9) можно найти изменения средней температуры воздуха δT для различных выбросов сернистого газа в стратосферу. Так, считая, что в 2000 г. величина выбросов при широком применении высотных самолетов достигнет 10^5 т/год, можно найти, что в этом случае произойдет понижение средней планетарной температуры воздуха на $0,16^\circ\text{C}$.

Кроме изменения массы аэрозоля, некоторое влияние на радиационный режим атмосферы может оказать уменьшение массы озона, а также увеличение количества водяного пара и окислов азота в стратосфере, выбрасываемых самолетами. Уменьшение содержания озона ведет к ослаблению поглощения солнечной радиации в атмосфере и падению ее температуры. Это в некоторой мере компенсируется увеличением поглощения радиации из-за роста количества NO_2 .

С учетом указанного эффекта понижение температуры приземного слоя воздуха при уменьшении суммарного содержания озона на 10 % составляет примерно $0,1^\circ\text{C}$ (такое изменение массы озона может произойти только при очень значительной

массе выбросов из двигателей стратосферных самолетов). Расчеты показывают, что в таких условиях в стратосферу поступает дополнительное количество водяного пара, увеличивающее ее влажность на 20—30 %. Это усиливает поглощение уходящей длинноволновой радиации, что приводит к повышению температуры воздуха у земной поверхности на 0,1—0,2 °C. Таким образом, суммарный эффект влияния изменения массы озона и водяного пара на термический режим может оказаться незначительным даже при больших величинах выбросов самолетных двигателей.

Кроме оценки влияния полетов в стратосфере на среднюю температуру воздуха у земной поверхности, были выполнены расчеты по двухмерной зональной модели теории климата, позволяющие оценить изменения температуры воздуха и осадков на различных широтах при увеличении массы аэрозоля в стратосфере. Эти расчеты показали, что температура в низких широтах изменяется вдвое меньше, чем средняя планетарная, тогда как в высоких широтах изменение температуры в три-четыре раза больше средней. Для случая увеличения массы стратосферного аэрозоля, которое соответствует удвоению оптической массы стратосферы, было найдено, что осадки уменьшаются на 14—17 % в связи с уменьшением температуры и испарения.

Из материалов исследования CIAP можно заключить, что влияние полетов в стратосфере на климат в настоящее время незначительно и что в ближайшие 10—20 лет оно вероятно не станет существенным.

5.3. Изменение глобального климата

Воздействие на состав атмосферы. Как отмечено в предыдущем параграфе, влияние хозяйственной деятельности на химический состав атмосферы должно было привести к изменениям глобальных климатических условий в результате роста концентрации углекислого газа. Можно думать, что воздействие увеличения массы антропогенного аэрозоля на глобальный климат менее существенно, хотя этот аэрозоль несколько изменяет климатические условия многих населенных пунктов и ряда ограниченных территорий.

Таким образом, основной вопрос рассматриваемой проблемы связан с изучением влияния увеличения концентрации CO₂ на климат.

Выше было указано, что в настоящее время имеются две оценки роста концентрации CO₂, произошедшего с середины прошлого века до конца 70-х годов нашего столетия. Расчеты, основанные на учете количества использованного ископаемого

топлива, приводят к выводу, что за это время концентрация CO_2 возросла от 0,029 до 0,033 %, т. е. на 14 %. В исследованиях Стюивира и Вилсона сделан вывод, что за тот же интервал времени концентрация углекислого газа возросла от 0,027 до 0,033 %, т. е. на 22 %. Отметим, что эти оценки можно согласовать, приняв во внимание заключение Стюивира и Вилсона о существенном влиянии на рост концентрации CO_2 унич-

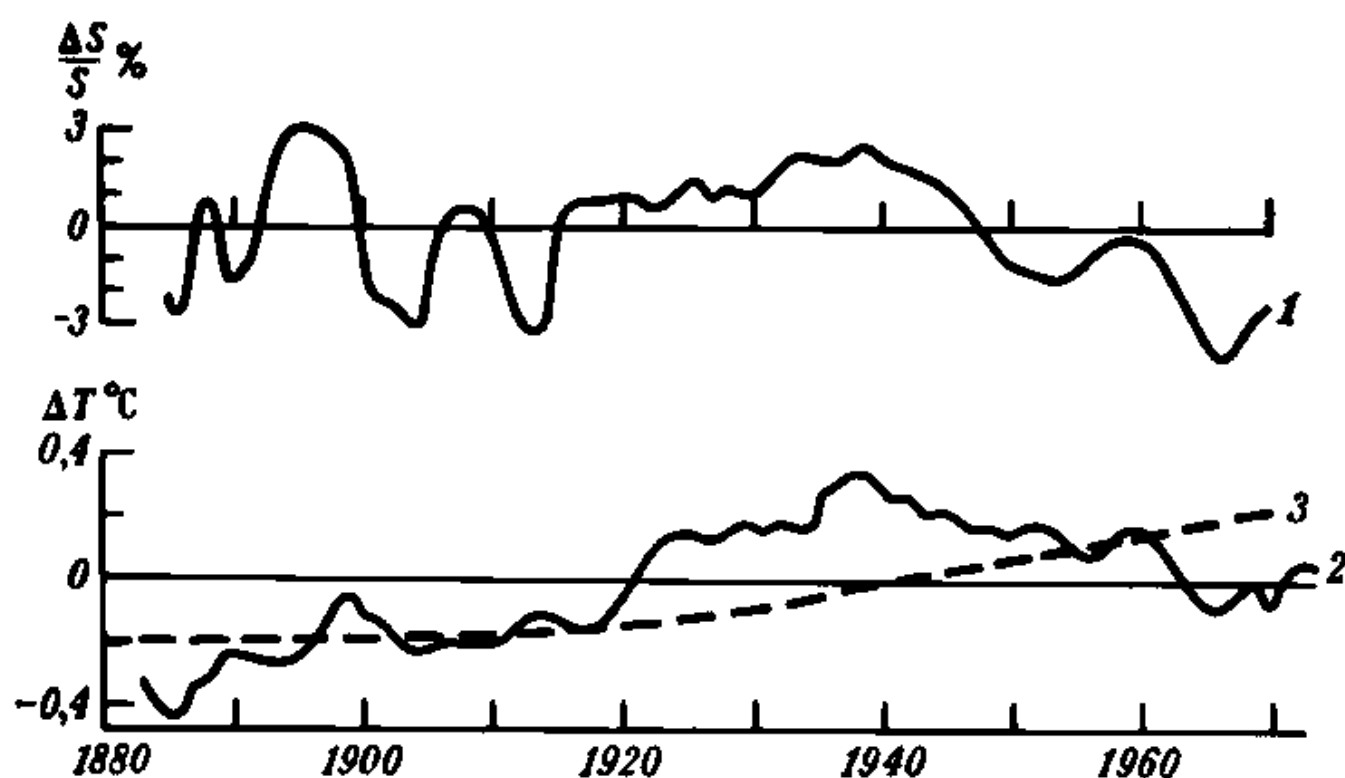


Рис. 5.3. Вековой ход прямой радиации и средней температуры воздуха в северном полушарии.

1 — прямая радиация, 2 — средняя температура воздуха, 3 — изменение температуры под влиянием роста массы углекислого газа.

тожения лесов, произошедшего, по мнению этих авторов, в основном во второй половине XIX в.

Учитывая, что основная часть ископаемого топлива, израсходованного с середины XIX в., была сожжена в XX столетии, следует заключить о повышении концентрации CO_2 во второй половине XIX в. на 10—12 % в основном из-за уменьшения массы растений и продуктов их распада и в XX в. на 10—12 % главным образом в результате сжигания ископаемого топлива. Так как точность метода изотопного анализа, применяемого Стюивиром и Вилсоном, возможно, невелика, достоверность второй из этих величин больше, чем первой.

Приведенные здесь величины роста концентрации CO_2 отнюдь не являются малыми. Это увеличение должно было оказать заметное влияние на климат и продуктивность растительного покрова. Второй из этих вопросов рассмотрен в главе 6, здесь мы приведем результаты расчета изменений средней температуры воздуха у земной поверхности, которые должны были произойти под влиянием роста концентрации углекислого газа.

На рис. 5.3 представлены данные, характеризующие изменения средней температуры воздуха у поверхности северного

полушария, вычисленные для скользящих пятилетних интервалов (кривая 2), и результаты расчета изменений этой температуры под влиянием роста количества углекислого газа (кривая 3) для последних 90 лет. Этот расчет выполнен при использовании предположения, что удвоение концентрации CO_2 при сохранении континентальных полярных льдов приводит к повышению средней температуры у земной поверхности на 3°C . Наряду с этим принята во внимание нелинейная зависимость повышения температуры от роста количества углекислого газа (об этом расчете упоминалось в главе 3 и подробнее говорится в главе 6).

Из данных рисунка видно, что хотя фактические изменения температуры отличаются от результатов расчета, данные наблюдений подтверждают наличие тенденции к повышению температуры во второй части рассматриваемого периода по сравнению с первой. Так, в частности, если до 1920 г. температура ни разу не достигла среднего для всего периода значения (нормы), то после этого года она, за исключением относительно короткого интервала времени, была выше нормы. Причина несовпадения кривых 2 и 3 ясна — их различие объясняется влиянием на температуру воздуха колебаний прозрачности атмосферы. Установлено, что при понижениях прозрачности температура понижается, а при увеличении прозрачности растет. Эта закономерность подтверждается сравнением характеризующих прозрачность атмосферы данных об относительных величинах аномалии солнечной радиации при безоблачном небе, вычисленных для группы актинометрических станций (кривая 1), с вековым ходом температуры воздуха (кривая 3).

Как видно из рисунка, в результате увеличения концентрации углекислого газа средняя температура воздуха у земной поверхности с конца XIX в. повысилась примерно на $0,5^\circ\text{C}$. Хотя эта величина не является малой, она пока в значительной мере маскируется короткопериодическими колебаниями климата, связанными с изменениями прозрачности атмосферы.

Вопрос о том, как изменялась средняя температура воздуха в XIX в., требует дальнейшего изучения.

Если согласиться с выводом, что во второй половине XIX в. концентрация CO_2 повысилась на 10—12 %, то за это время должно было произойти повышение средней глобальной температуры на величину около $0,5^\circ\text{C}$, в результате чего общее изменение средней температуры под влиянием антропогенных факторов с середины XIX в. до нашего времени составляет около 1°C . Проверить указанный вывод по материалам наблюдений за температурой воздуха довольно трудно, так как более или менее полная сеть метеорологических станций на континентах сложилась в конце XIX в. Наблюдения за состоянием морских льдов

в Арктике, которые являются одним из индикаторов термического режима, в XIX в. проводились только в немногих районах высоких широт. Из имеющихся немногочисленных данных создается впечатление, что некоторое потепление во второй половине XIX в. произошло, хотя оно, вероятно, было меньше указанной выше величины. Весьма возможно, что потепление, вызванное ростом концентрации CO_2 во второй половине XIX в., было в значительной мере компенсировано влиянием на термический режим увеличения глобального альбеда системы Земля—атмосфера из-за уничтожения лесов, о чем подробнее говорится ниже.

Гораздо легче количественно исследовать влияние изменений концентрации углекислого газа на температуру воздуха для последних 90 лет. Из данных, представленных на рис. 5.3, можно сделать заключение, что в это время средние для пятилетних интервалов времени температуры воздуха в северном полушарии зависели от роста количества CO_2 и от колебаний прозрачности атмосферы. Для оценки влияния второго из этих факторов на рисунке изображены аномалии прямой радиации при безоблачном небе по данным З. И. Пивоваровой (1977а) (кривая 1). Значения аномалий осреднены для скользящих пятилетних периодов.

Отметим, что кривые векового хода температуры построены по материалам наблюдений многих сотен метеорологических станций, расположенных на континентах, и по обширному материалу судовых наблюдений. Таким образом, данные о температуре более или менее равномерно освещают внеэкваториальную зону северного полушария.

В противоположность этому материалы по вековому ходу прямой радиации получены по наблюдениям на ограниченном числе станций, расположенных в средних широтах Европы, Азии и Северной Америки. Для начала рассматриваемого периода при построении кривой 1 были использованы материалы нескольких станций, в конце периода — 13 станций.

Выполненный по данным Пивоваровой анализ показывает, что для обнаружения главных закономерностей изменений средней величины прямой радиации достаточны данные только десяти актинометрических станций, расположенных в различных районах северного полушария. В связи с этим для большей части рассматриваемого здесь периода материалы о радиации, представленные на рис. 5.3, можно считать репрезентативными. Хотя для начала данного периода имеющиеся данные об аномалиях радиации не вполне удовлетворительны, они, однако, и в этом случае дают полезную информацию об условиях прозрачности атмосферы.

Значительный интерес представляет сравнение кривых 1 и 2. Главное различие между ними — тенденция к повышению температуры, которая отмечается на протяжении большей части рассматриваемого периода. Такая тенденция отсутствует в вековом ходе прямой радиации, для которого характерны колебания в обе стороны от устойчивого среднего значения при некотором уменьшении радиации в течение последних десятилетий.

Наряду с этим различием хорошо заметно значительное сходство главных особенностей векового хода прямой радиации и температуры. Легко убедиться, что основные максимумы и минимумы кривой 2 соответствуют таким же изменениям кривой 1, причем изменения температуры обычно несколько запаздывают по отношению к изменениям радиации и имеют более сглаженный характер.

Особого внимания заслуживает связь с колебаниями радиации продолжительного потепления, начавшегося в 20-х годах. В 1914—1915 гг. произошло резкое увеличение радиации, после чего на протяжении долгого времени сохранялась положительная аномалия радиации. Соответствующее росту радиации повышение температуры воздуха имело место в 1918—1922 гг. Следует отметить, что после дальнейшего повышения радиации в 1931—1934 гг. произошло повышение температуры в 1935—1938 гг. Минимум радиации в 1953 г. привел к минимуму температуры в 1956—1957 гг., максимум радиации 1959 г. сопровождался максимумом температуры в 1960 г. После глубокого минимума радиации в 1966 г. был достигнут минимум температуры воздуха в 1967 г. Таким образом, в подавляющем большинстве случаев заметные увеличения и уменьшения радиации сопровождались колебаниями температуры воздуха, которые отставали от колебаний радиации на интервал времени от одного до пяти лет (чаще всего на три года).

Материалы наблюдений показывают, что изменения притока радиации в тропосферу в основном зависят от массы стратосферного аэрозоля, которая из-за интенсивного горизонтального перемешивания мало изменяется в пространстве в пределах стратосферы каждого из полушарий. В результате этого для определения средних условий прозрачности стратосферы достаточны данные актинометрических наблюдений (или наблюдений за концентрацией аэрозоля) на небольшом числе станций.

Влияние колебаний прозрачности атмосферы и изменений концентраций углекислого газа на температуру воздуха может быть изучено при использовании указанных выше зависимостей.

Видно, что знак разности между аномалиями температур, изображенных кривыми 2 и 3, в подавляющем большинстве случаев совпадает со знаком аномалий прямой радиации. Это свидетельствует об определяющем влиянии колебаний радиации на

менее продолжительные флуктуации температуры воздуха в северном полушарии.

Интересно сопоставить величины аномалий температуры, обусловленные колебаниями радиации, со значениями аномалий радиации. Из данных рис. 5.3 можно установить, что отношение обусловленной изменениями радиации аномалии температуры к аномалии радиации возрастает при увеличении периода времени, в течение которого сохраняется знак соответствующих аномалий. При наиболее длительной положительной аномалии радиации (с 1920 по 1945 г.) ее средняя величина равнялась $+1,3\%$. Из расчетов по формулам атмосферной оптики следует, что это соответствует увеличению суммарной радиации примерно на $0,2\%$ (Будыко, 1971). За рассматриваемый интервал времени аномалия температуры, обусловленная колебаниями прозрачности атмосферы (равная разности между значениями, представленными кривыми 2 и 3), равна $+0,24^\circ\text{C}$. Отношение второй из этих величин к первой (ΔT_1) составляет $1,2^\circ\text{C}$ на один процент.

Заслуживает внимания согласование этого значения с приведенным выше аналогичным отношением, найденным ранее без учета влияния роста концентрации углекислого газа на термический режим, которое равнялось $1,1^\circ\text{C}$ на один процент (Будыко, 1969).

Из данных рис. 5.3 можно заключить, что величина рассматриваемого отношения для более коротких интервалов времени меньше найденного выше значения, что, очевидно, объясняется влиянием термической инерции системы Земля—атмосфера.

Для количественного изучения этой закономерности можно использовать приведенное в четвертой главе уравнение

$$-\frac{\partial T}{\partial t} = \lambda (T - T_r) \quad (5.10)$$

($\frac{\partial T}{\partial t}$ — скорость изменения по времени средней температуры воздуха T у поверхности земли для северного полушария; T_r — радиационная температура, соответствующая притоку радиации; λ — эмпирический параметр, характеризующий термическую инерцию системы Земля—атмосфера, которая для глобальных условий в основном определяется процессом теплообмена в верхних слоях океанических вод), из которого при условии, что в начальный момент времени $T = T_1$, следует

$$T - T_r = (T_1 - T_r) e^{-\lambda t}. \quad (5.11)$$

Отметим, что уравнения (5.10) и (5.11) можно использовать для расчета изменений как абсолютных значений температур, так и их аномалий.

Величина λ , найденная в четвертой главе по данным о годовом ходе температуры в северном полушарии, оказалась равной $0,4 \text{ год}^{-1}$. Можно думать, что для колебаний температуры, относящихся к более продолжительным периодам времени, значения λ должны быть меньше указанной величины, так как в таком случае процессы нагревания или охлаждения охватывают более глубокие слои океанических вод. Этот вопрос был исследован Оливером (Oliver, 1976), который нашел, что для интервала времени в несколько десятилетий коэффициент λ составляет около $0,1\text{--}0,2 \text{ год}^{-1}$.

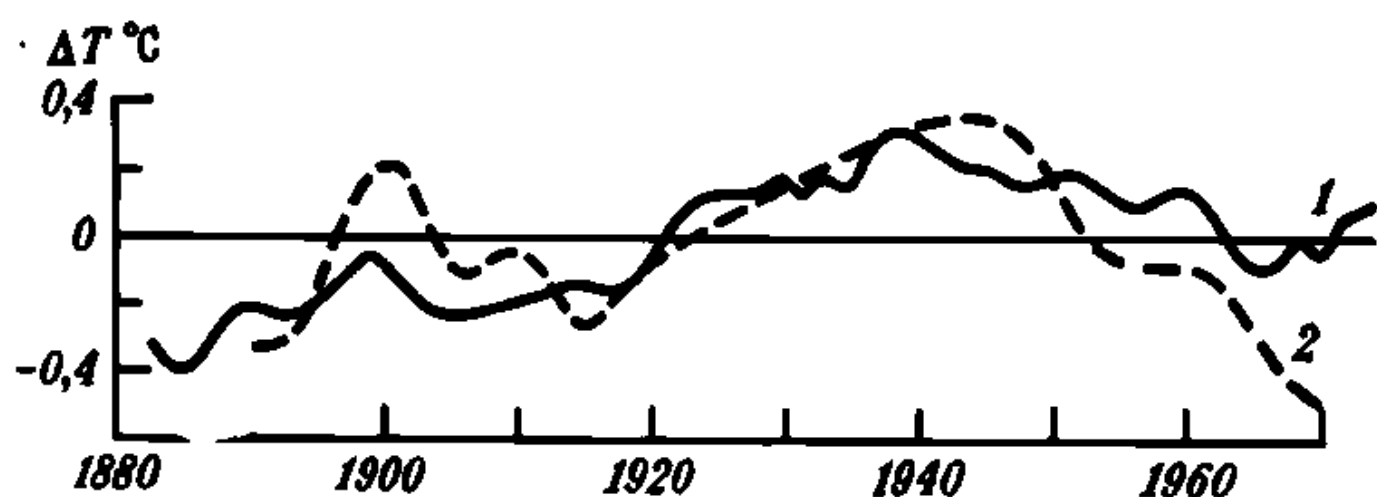


Рис. 5.4. Аномалии средней температуры в северном полушарии.

1 — данные наблюдений; 2 — результаты расчета.

Следует отметить, что зависимость коэффициента λ от времени является одной из причин неточности формулы (5.11), которая дает только приближенное представление о закономерностях изменения термического состояния системы Земля—атмосфера.

Учитывая приведенные выше значения коэффициента λ , из формулы (5.11) можно найти отличие параметра ΔT_1 , вычисленного по данным об изменениях климата за период времени в 25—30 лет, от значения этого параметра для стационарных условий. Считая $T_1 = 0$ и принимая, что t равно половине указанного выше интервала времени, найдем, что отношение этих величин равно около 0,8. Весьма вероятно, что отличие этого отношения от единицы объясняет меньшие значения параметра ΔT_1 , найденного по материалам об изменениях климата, по сравнению с его величинами, определенными для стационарных условий.

Принимая приведенную выше зависимость температуры воздуха от роста массы углекислого газа и используя формулу (5.11) для расчета влияния колебаний прямой радиации на температуру, можно вычислить вековой ход средней температуры воздуха для северного полушария (Будыко, 1977а). При этом

будем считать, что $\Delta T_1 = 1,5^\circ\text{C}$, отношение аномалий суммарной радиации к аномалиям прямой радиации равно $1/6$, $\lambda = 0,1 \text{ год}^{-1}$.

Расчет аномалий температуры этим методом был выполнен для каждого года рассматриваемого периода, причем для первого года величина T_1 была взята по данным наблюдений, а для последующих лет она соответствовала величине T , найденной для предыдущего года.

Результаты расчета изображены на рис. 5.4 в виде кривой 2. Сравнение этой кривой с материалами наблюдений (кривая 1) свидетельствует об их значительном сходстве.

Из данных, представленных на этом рисунке, следует, что коэффициент корреляции между указанными значениями равен 0,73.

Учитывая приближенность материалов, используемых в этом расчете, и схематичность примененной в нем численной модели, следует признать это значение достаточно высоким.

Не подлежит сомнению, что действительная связь между колебаниями средней температуры северного полушария и рассмотренными выше факторами характеризуется еще большим коэффициентом корреляции по сравнению с найденным здесь значением. Из ряда причин, которые понижают полученное здесь значение коэффициента корреляции, назовем неполную репрезентативность используемых данных актинометрических наблюдений, которые, как отмечено выше, для части рассматриваемого периода получены на недостаточном числе станций.

Кроме этого, вероятно, что эти данные для последних лет отражают не только колебания прозрачности стратосферы, имеющие глобальный характер, но и антропогенные изменения прозрачности тропосферы, которые, как отмечено выше, ограничены определенными районами. Так как этот эффект только приближенно принят во внимание в приведенном здесь расчете, он мог снизить точность полученных результатов для определенного интервала времени.

Следует повторить замечания о значительной схематизации использованной для расчета изменений температуры численной модели. К числу достоинств этой схемы относится малое количество входящих в нее эмпирических параметров. Заслуживает упоминания также слабая чувствительность полученных результатов к изменениям этих параметров (аналогичный вывод был сделан Оливером — Oliver, 1976). Очевидно, что данная схема может быть значительно детализирована, в результате чего согласование между кривыми, представленными на рис. 5.4, будет улучшено.

Первый вывод из этого анализа заключается в том, что колебания средних за пятилетние периоды температур воздуха в северном полушарии почти полностью детерминированы и

мало зависят от случайных причин. Принимая во внимание главные факторы, влияющие на изменения температуры, можно с довольно большой точностью рассчитать вековой ход температур, используя простые модели теории изменений климата. В связи с этим возникает возможность не только рассчитывать изменения климата в прошлом, но и предсказывать эти изменения для ближайшего будущего.

Второй вывод из рассматриваемых материалов — наличие существенного влияния роста концентрации углекислого газа на изменение средней температуры воздуха северного полушария на протяжении последнего столетия. Это влияние выражается, в частности, тем, что, как отмечено выше, средние за пятилетие температуры воздуха для интервала времени до 1920 г. во всех случаях были ниже нормы, а для времени после 1920 г., как правило, были выше нормы.

В этой связи следует указать на ошибочность попыток дать эмпирическую оценку влияния роста концентрации углекислого газа на климат без учета колебаний прозрачности атмосферы по данным об изменениях средней температуры за последние 10 лет или за последние 30—40 лет. Как видно из приведенного выше расчета, для таких сравнительно коротких промежутков времени колебания температуры, обусловленные нестабильностью прозрачности атмосферы, были сравнимы с изменением температуры, вызванным ростом количества углекислого газа. Только для более длительного интервала времени, приближающегося к столетию, отчетливо обнаруживается влияние на термический режим антропогенного изменения химического состава атмосферы.

Заключение о существенном значении роста концентрации углекислого газа для изменения термического режима атмосферы за последнее столетие сделано также в эмпирическом исследовании Майлса и Гилдерсливса (Miles, Gildersleeves, 1977) и других работах, упомянутых в предыдущей главе.

Другие факторы изменений климата. Влияние других антропогенных факторов на современные глобальные климатические условия довольно ограничено. Из этих факторов заслуживает внимания производство энергии при различных видах хозяйственной деятельности, что приводит к дополнительному нагреванию атмосферы и земной поверхности.

В работах автора (Будыко, 1962 и др.) проводились оценки количества тепла, которое возникает в результате хозяйственной деятельности человека. Для единицы поверхности Земли в целом это количество невелико и составляет около 0,01 ккал/(см²·год). Для наиболее развитых промышленных районов указанная величина на два порядка больше, она достигает 1—2 ккал/(см²·год) на территориях в десятки и сотни

тысяч квадратных километров. На территориях больших городов (десятки квадратных километров) эта величина возрастает еще на один-два порядка, т. е. до десятков и сотен ккал/(см²·год).

Можно подсчитать, как это дополнительное производство тепла влияет на среднюю температуру Земли.

Выше было отмечено, что изменение на 1 % притока энергии, получаемой Землей от Солнца, изменяет среднюю температуру у ее поверхности на 1,5 °С. Считая, что производство тепла в результате деятельности человека составляет сейчас около 0,006 % общего количества радиации, поглощенной системой Земля—атмосфера, найдем соответствующее этому количеству тепла повышение средней температуры равным примерно 0,01 °С. Эта величина сравнительно незначительна, однако при резкой неравномерности размещения на поверхности Земля созданных человеком источников тепла в отдельных районах такое повышение температуры должно быть значительно большим.

В указанной выше работе (Будыко, 1962) было отмечено, что при отсутствии циркуляции атмосферы в наиболее развитых промышленных районах температура могла бы возрасти на величину порядка градуса, а в больших городах — на десятки градусов, что, очевидно, сделало бы там жизнь невозможной. Влияние атмосферной циркуляции значительно ослабляет соответствующие повышения температуры, причем это ослабление тем больше, чем меньше площадь, на которой сконцентрировано производство дополнительной тепловой энергии.

Анализ потребления энергии, которая является дополнительным источником тепла для атмосферы, выполнил Флен (Inadvertent Climate Modification, 1971). Он установил, что в центральной части Нью-Йорка и в Москве приток тепла, создаваемого человеком, в несколько раз превосходит количество энергии, поступающей от Солнца. В ряде менее крупных городов, а также в наиболее развитых в промышленном отношении районах с площадью десятки тысяч квадратных километров приток дополнительного тепла равен 10—100 % притока солнечной энергии. Во многих государствах площадью сотни тысяч квадратных километров дополнительный приток тепла составляет около 1 % энергии солнечной радиации.

Данные Флена подтверждают приведенный выше вывод о том, что не только в крупных городах, но и на значительных территориях промышленных районов производство энергии человеком является существенным климатообразующим фактором.

В первом разделе этой главы было указано, что уничтожение растительного покрова, а также орошение засушливых районов оказывают влияние на локальные изменения температуры воздуха у земной поверхности. Интересно отметить, что связанные

с этими мероприятиями глобальные изменения климата могут иметь противоположный характер по сравнению с локальными изменениями. Так, в частности, если при орошении происходит понижение температуры воздуха на поливных полях, средняя температура у земной поверхности должна повышаться из-за уменьшения глобального альбедо под влиянием орошения. Обратная картина может иметь место при уничтожении растительного покрова.

Вопрос об изменении средней температуры воздуха под влиянием антропогенных воздействий на растительный покров рассмотрен в статье Сагана, Туна и Поллака (Sagan, Toon, Pollack, 1978). В этой работе были рассмотрены различные формы влияния человека на растительный покров и оценено обусловленное этим влиянием изменение глобального альбедо и средней температуры воздуха у земной поверхности. Наибольшее значение, по мнению этих авторов, имело антропогенное уничтожение растительности саванн и превращение их в пустыню (что произошло в течение нескольких тысяч лет на площади 9 млн. км² и сопровождалось увеличением альбедо земной поверхности на 0,19), а также вырубка тропических лесов (7 млн. км², увеличение альбедо на 0,09). Главным образом под влиянием этих процессов глобальное альбедо системы Земля—атмосфера повысилось на 0,006, что должно было привести к снижению средней температуры воздуха примерно на 1°C.

Предполагается, что за последние 25 лет по указанным причинам альбедо повысилось на 0,001, в результате чего температура могла понизиться на 0,2°C.

Авторы статьи считают, что найденные ими изменения температуры объясняют похолодание, произошедшее в малую ледниковую эпоху, а также снижение температуры, имевшее место в 30—60-х годах нашего века.

Можно думать, что хотя оценки, приведенные в рассматриваемой статье, несколько преувеличены (фактические изменения альбедо были, по-видимому, меньше значений, принятых в расчетах), указанное в данном исследовании влияние изменений альбедо на термический режим безусловно имело место. Следует, однако, иметь в виду, что вырубка лесов сопровождалась, как отмечено выше, освобождением значительного количества углекислого газа, что приводило к повышению средней температуры воздуха. В результате этого воздействие разрушения растительного покрова на изменение альбедо было в значительной мере компенсировано.

Приведем приближенную оценку влияния на термический режим изменения концентрации CO₂ в атмосфере, обусловленного разрушением растительного покрова. В упомянутой выше статье предполагается, что общая площадь лесов, уничтожен-

ных человеком, составляет 15 млн. км², причем леса на площади 2,5 млн. км² уничтожены за последние 25 лет. Из данных, приведенных во втором и третьем разделах этой главы, следует, что за последние 25 лет концентрация углекислого газа в атмосфере возросла на 7 %, причем это должно было повысить среднюю температуру воздуха на 0,3°C. Если считать, что $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ общей массы углекислого газа, создаваемого человеком, образуется в результате разрушения растительного покрова, указанный процесс должен был привести к повышению средней температуры воздуха за рассматриваемый интервал времени на 0,1—0,15°C. Аналогичный расчет для оценки результата уничтожения лесов на площади 15 млн. км² дает соответствующее повышение температуры равным 0,6—0,9°C.

Полученные здесь значения повышения температуры не очень сильно отличаются от значений понижения температуры из-за увеличения альбедо, найденных в работе Сагана, Туна и Поллака. Таким образом, возможно, что влияние повышения концентрации CO₂ в той или иной мере компенсировало влияние увеличения альбедо. К сожалению, точность всех рассматриваемых здесь оценок недостаточна для более или менее достоверной оценки итоговых значений изменений температуры, обусловленных разрушением растительного покрова.

Можно думать, что указанные разности температуры не являются пренебрежимо малыми и должны учитываться в исследованиях изменений климата. Вместе с тем мало вероятно, чтобы рассматриваемый фактор был причиной похолоданий малой ледниковой эпохи и середины нашего столетия.

Вопрос о влиянии орошения засушливых земель на глобальный климат был рассмотрен в работе автора (Будыко, 1971), где был выполнен расчет влияния существующей системы орошения на среднюю температуру у поверхности Земли. При орошении сухих районов альбедо земной поверхности может понижаться на величину около 0,10. Учитывая связь между альбедо земной поверхности и альбедо системы Земля—атмосфера (см. главу 3), найдем, что при малой облачности такое уменьшение альбедо земной поверхности соответствует уменьшению альбедо системы Земля—атмосфера на 0,07.

Существующая сейчас орошаемая территория равна примерно 2 млн. км², что составляет около 0,4 % общей поверхности Земли. Таким образом, орошение уменьшает альбедо Земли приблизительно на 0,0003.

В третьей главе было установлено, что изменение альбедо Земли на 0,01 изменяет среднюю температуру у поверхности Земли на 2,3°C. Принимая во внимание это значение, найдем, что орошение повышает среднюю температуру у поверхности Земли приблизительно на 0,07°C. Такое изменение температуры

сравнительно невелико, однако при увеличении орошаемых площадей оно может играть известную роль.

Наряду с орошением некоторое влияние на среднюю температуру у земной поверхности может оказывать строительство водохранилищ.

Средняя величина альбедо земной поверхности при создании водохранилищ в районах с растительным покровом уменьшается приблизительно так же, как и при орошении пустынных областей. Но так как наиболее крупные искусственные водохранилища созданы в районах со сравнительно влажным климатом, где существует более или менее значительная облачность, то альбедо системы Земля—атмосфера в этом случае изменяется меньше, чем над орошаемыми районами, где облачность невелика. Кроме того, поскольку общая площадь искусственных водохранилищ заметно меньше площади орошенных земель, их влияние на среднюю температуру у поверхности Земли оказывается сравнительно небольшим.

Некоторое влияние на климатические условия оказывает процесс урбанизации, в результате которого территории лесов и полей оказываются занятыми постройками, асфальтированными мостовыми и т. д. Оценка этого влияния дана в работе Сагана, Туна и Поллака (Sagan, Toon, Pollack, 1978), в которой предполагается, что этот процесс распространился на площади 1 млн. км², уменьшив ее альбедо от 0,17 до 0,15. Соответствующее уменьшение глобального альбедо составляет $2,5 \cdot 10^{-5}$, что повышает среднюю температуру воздуха у земной поверхности примерно на 0,005 °C, т. е. на сравнительно незначительную величину.

Кроме перечисленных выше процессов, известное влияние на температуру воздуха может оказывать выделение тепла людьми в ходе их жизнедеятельности. Такой приток тепла имеет значение только на ограниченных пространствах, где размещается большое количество людей, на больших территориях его роль незначительна.

Материалы этого раздела показывают, что изменения глобального климата в течение последних десятилетий, по-видимому, в известной мере зависели от хозяйственной деятельности человека. Это, возможно, объясняет упомянутый в четвертой главе факт ослабления в эту эпоху связей между колебаниями средней глобальной температуры и вулканической активностью, которые были установлены по материалам наблюдений за предшествующие годы.

Можно думать, что дальнейшее развитие хозяйственной деятельности приведет к гораздо более крупным изменениям глобального климата по сравнению с тем, которое достигнуто в наше время.

6. Климат будущего

6.1. Климатические условия конца XX и начала XXI в.

Естественные изменения климата. Как отмечено в первой главе, для практических целей наибольшее значение имеют данные о климатических условиях ближайших 50 лет, т. е. конца XX и начала XXI в.

Вопрос о физическом механизме естественных изменений климата за периоды времени в несколько десятилетий рассмотрен в четвертой главе, где сделано заключение, что эти изменения в основном зависят от колебаний количества аэрозоля в нижней стратосфере. Так как значительное влияние на массу стратосферного аэрозоля оказывают вулканические извержения, уровень вулканической активности воздействует на климатические условия для интервалов времени, равных годам и десятилетиям.

Поскольку в настоящее время не имеется надежных методов предсказания уровня вулканической активности, при изучении влияния этого фактора на климат будущего приходится ограничиться оценкой вероятного масштаба соответствующего изменения климата. В четвертой главе указано, что потепление в первой половине XX в., обусловленное в значительной мере колебаниями вулканической активности, привело к повышению средней глобальной температуры примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$. Как видно из исследования Лэма (Lamb, 1970), ослабление вулканической деятельности в 20—30-х годах нашего века было крупной и сравнительно редкой аномалией в режиме вулканической активности за последние столетия.

Количественный анализ данных из сводки вулканической активности Лэма и материалов о вековом ходе средней глобальной температуры позволяет прийти к выводу, что вероятное изменение средней за десятилетие глобальной температуры к концу нашего века под влиянием колебаний вулканической активности составит $0,1\text{—}0,2^{\circ}\text{C}$, а максимальное изменение этой температуры — несколько десятых градуса.

Эти величины сами по себе не являются малыми и могут иметь определенное практическое значение главным образом из-за высокой чувствительности режима осадков в ряде районов к изменениям средней глобальной температуры. Однако нетрудно видеть, что естественные изменения средней температуры будут значительно меньше антропогенных изменений температуры для конца XX столетия и в особенности для первой четверти XXI в., величины которых приведены ниже.

Антропогенные изменения состава атмосферы. В предыдущей главе отмечено, что в XX в. все возрастающее влияние на климат оказывает рост концентрации углекислого газа в атмосфере, обусловленный сжиганием угля, нефти и других видов ископаемого топлива, а также уменьшением количества углерода в живых организмах и продуктах их жизнедеятельности.

В последние годы выполнено несколько исследований перспектив развития энергетики, оказывающих воздействие на глобальный баланс углекислого газа (Baes e. a., 1976; Energy and Climate, 1977; Olson e. a., 1978; и др.).

Легко понять, что надежность прогнозов развития энергетики быстро убывает при увеличении времени, к которому эти прогнозы относятся. Можно думать, что если такой прогноз имеет реальное значение для 2000—2025 гг., то для более позднего времени сколько-нибудь надежное предсказание развития энергетики вряд ли возможно. Причина этого заключается в том, что, хотя запасы ископаемого топлива достаточно велики для использования их на протяжении столетий, расходование наиболее доступных источников этого топлива и связанная с этим необходимость перейти к менее доступным источникам повысит цену на топливо и будет способствовать более широкому применению атомной энергии и других видов энергии, не связанных с образованием дополнительного количества CO_2 . Учитывая трудность предсказания перспектив технического прогресса в данной области, легко понять ограниченную точность имеющихся оценок развития энергетики для длительных интервалов времени. Поэтому прогнозы развития энергетики для середины XXI в. и более позднего времени нужно заменить рассмотрением ряда возможных сценариев, оценив для каждого из них вероятные изменения природных условий. Такие оценки должны учитываться при планировании развития энергетики, в котором желательно предусматривать более широкое применение методов производства энергии, не наносящих ущерба окружающей среде.

Следует указать, что по мере увеличения длительности времени, для которого дается прогноз, точность расчета изменений концентрации CO_2 в атмосфере также уменьшается. В связи с этим имеющиеся оценки вероятных концентраций CO_2 для

второй половины XXI в. и более позднего времени имеют очень приближенный характер.

Из различных моделей современного круговорота углерода, использование которых позволяет рассчитать концентрацию атмосферного углекислого газа в будущем, остановимся на модели, предложенной в исследовании Килинга и Бекестоу (Keeling, Bacastow, 1977).

Общая схема данной модели представлена на рис. 6.1, где потоки углерода между резервуарами изображены в виде стрел.

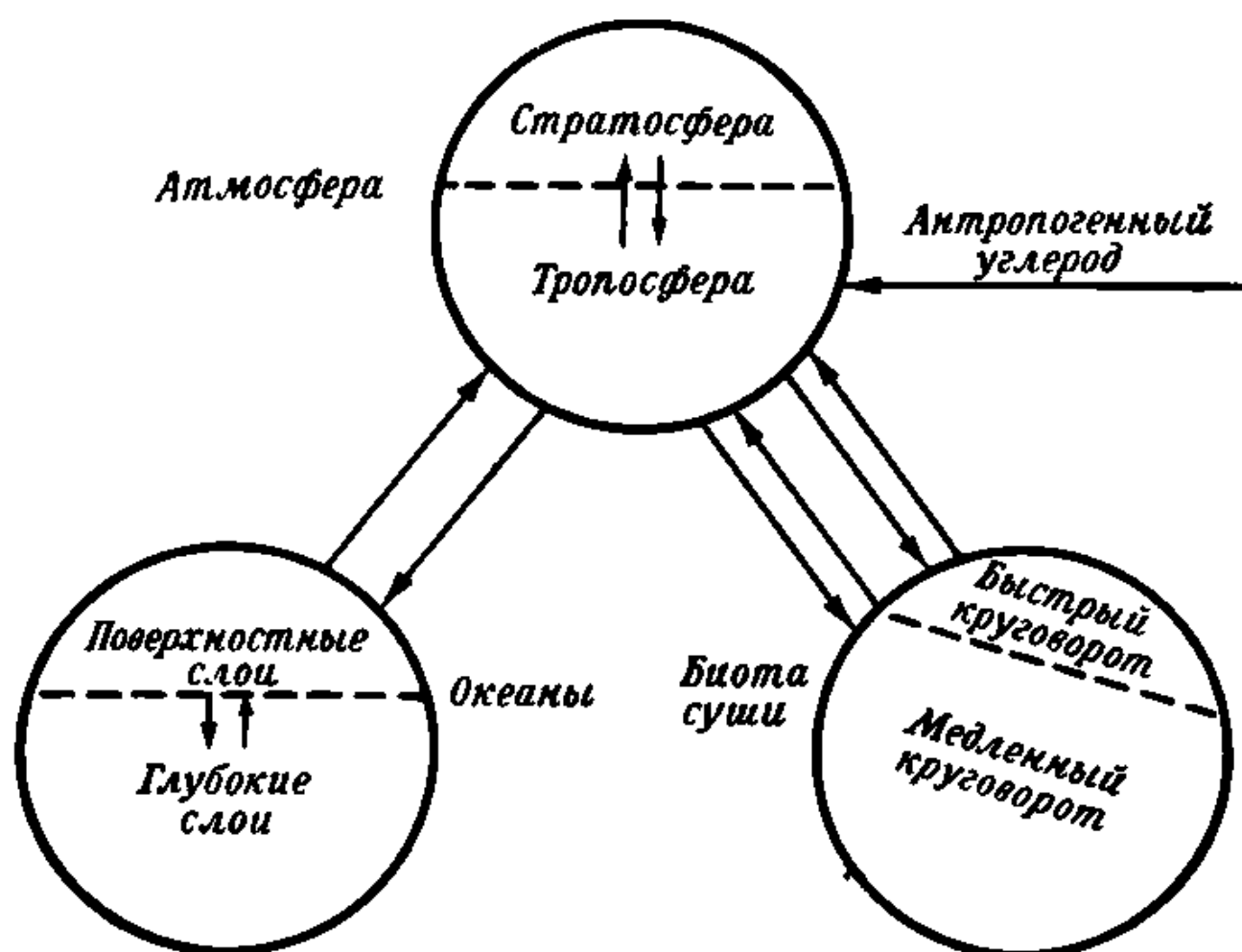


Рис. 6.1. Схема круговорота углерода.

лок. Количество углерода, заключенного в каждом из трех резервуаров, разделено на две части, причем углерод биоты суши представлен в виде двух компонент, одна из которых характеризуется медленным круговоротом (время сохранения углерода порядка нескольких десятков лет), а вторая — быстрым круговоротом (время сохранения углерода порядка нескольких лет).

В этой работе, включенной в отчет «Энергия и климат», авторы избрали четыре различных сценария использования ископаемого топлива в течение ближайших столетий. Принятые ими предположения об образовании углекислого газа из ископаемого топлива при различных сценариях развития энергетики представлены на рис. 6.2. Как видно из этого рисунка, производство углекислого газа в различных сценариях увеличивается по сравнению с современной эпохой в несколько раз, после чего в связи с уменьшением запасов ископаемого топлива величина поступления углекислого газа в атмосферу убывает.

Для расчета концентрации углекислого газа в будущем Килинг и Бекестоу использовали упомянутую выше модель круговорота углерода между атмосферой, океаном и биотой суши. Величины потоков углерода между этими резервуарами для современного состояния вычислены по данным наблюдений за

изотопным составом углерода и по другим эмпирическим материалам.

При расчете баланса углерода в условиях антропогенного роста массы CO_2 в атмосфере предполагается, что эта концентрация возрастает только за счет сжигания различных видов ископаемого топлива. При этом считается, что расход углекислого газа на увеличение массы биоты в ходе фотосинтеза связан с концентрацией CO_2 логарифмической функцией, которая для малых изменений концентрации близка к прямой пропорциональности между относительным увеличением расхода CO_2 и изменением его концентрации. Коэффициент пропорциональности в

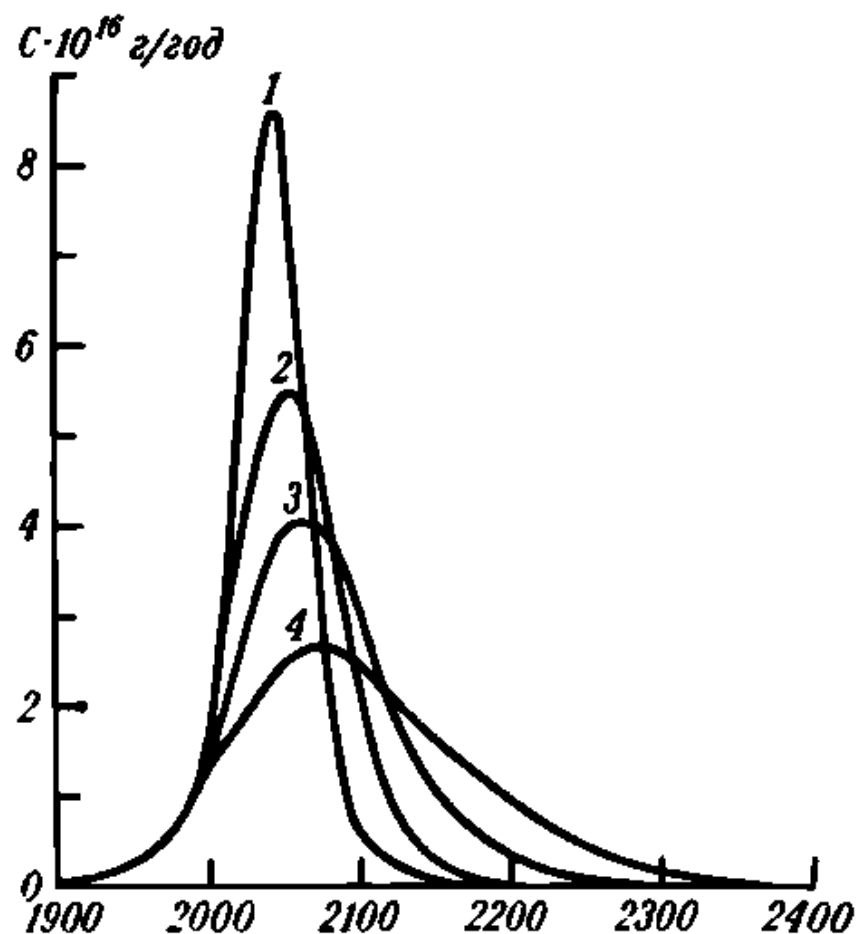


Рис. 6.2. Прогноз изменения образования углекислого газа в будущем.

1—4 — различные варианты развития энергетики.

этом соотношении принят равным 0,266 для интервала времени до 2000 г. После этого года значение указанного коэффициента уменьшается на 4 % в год до 2025 г., после чего он принимается равным нулю, что соответствует постоянству массы биоты.

Результаты расчетов Килинга и Бекестоу представлены на рис. 6.3, где изображено изменение во времени массы CO_2 в долях от количества углекислого газа в доиндустриальной атмосфере. Видно, что во всех случаях масса CO_2 возрастает в шесть—восемь раз по сравнению с ее доиндустриальным значением. В зависимости от темпов расходования топлива время достижения максимальных концентраций изменяется в интервале от конца XXI до конца XXIII в.

Заслуживает внимания, что в результате использования запасов ископаемого топлива концентрация CO_2 достигнет уровня около 0,2 %, что, как видно из данных второй главы, примерно соответствует ее среднему значению для фанерозоя. В связи с этим встает вопрос, на какой срок может сохраниться такая высокая концентрация в современную эпоху. Рас-

четы по имеющимся моделям приводят к выводу, что понижение концентрации будет происходить довольно медленно и продлится более тысячи лет.

Результаты изложенного расчета находятся в зависимости от предположения об изменении массы биоты в течение рассматриваемого периода времени. Если допустить, что по мере увеличения концентрации CO_2 эта масса неограниченно растет,

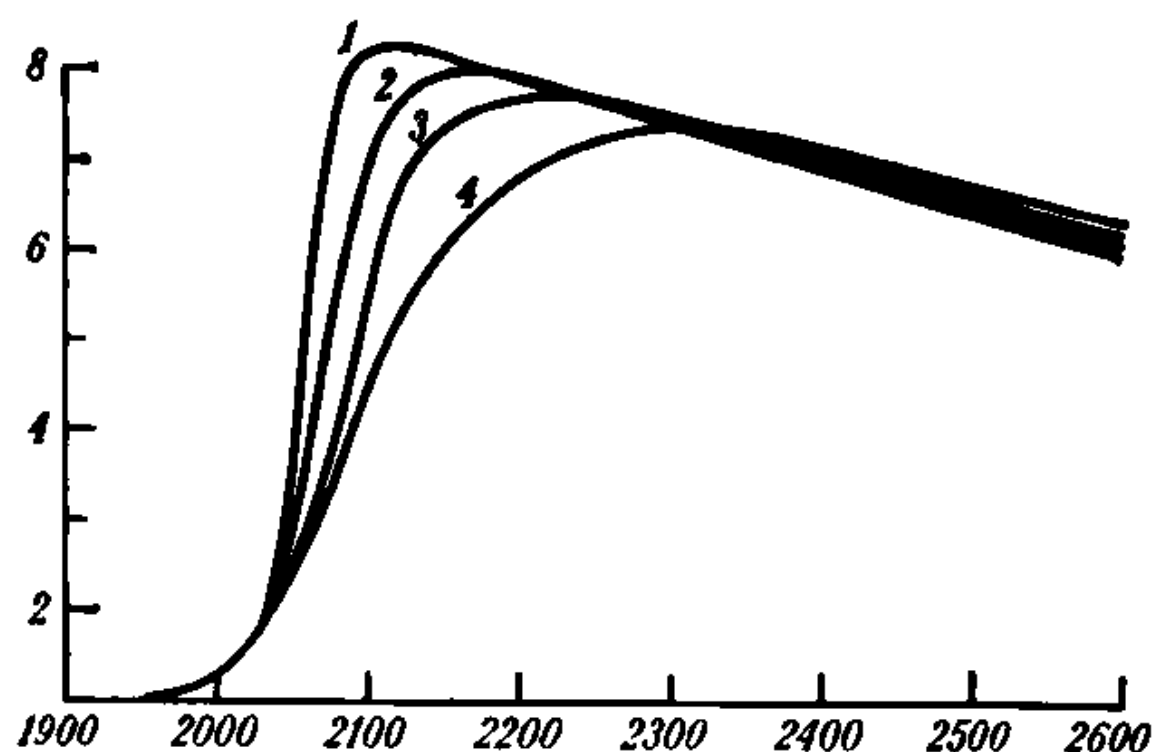


Рис. 6.3. Прогноз изменения количества углекислого газа в будущем.

1–4 — различные варианты развития энергетики

ожидаемое максимальное повышение концентрации CO_2 в атмосфере существенно уменьшится. Такой результат получен, в частности, Ревеллом и Манком (Revelle, Munk, 1977), которые изучали баланс углекислого газа при различных предположениях об изменении массы биоты на континентах.

Следует отметить, что если из-за вырубки лесов глобальная масса биоты в течение ближайших десятилетий будет уменьшаться или же оставаться постоянной, скорость роста концентрации CO_2 может дополнительно возрасти по сравнению с результатами расчетов Килинга и Бекестоу.

Из данных рис. 6.3 видно, что для 2000 г. все сценарии развития энергетики дают близкие концентрации углекислого газа. Заслуживает внимания, что расчеты ряда авторов, использовавших различные модели баланса углекислого газа, также дают для 2000 г. мало отличающиеся оценки количества CO_2 . Для более поздних периодов различия между результатами расчетов возрастают, в связи с чем в приведенных ниже оценках климатических условий будущего мы ограничимся использованием

данных о количестве углекислого газа в атмосфере только до 2025 г.

Выводы об ожидаемом количестве углекислого газа в близком будущем по материалам различных исследований приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Концентрация углекислого газа (%)

	2000 г.	2025 г.
Machta, 1973	0,0375—0,040	—
Global Chemical Cycles, 1977	0,038 —0,040	0,052—0,064
Keeling, Bacestow, 1977	0,037 —0,039	0,047—0,074

Можно думать, что другие антропогенные факторы, изменяющие состав атмосферы, окажут меньшее влияние на климат будущего по сравнению с углекислым газом. Причина этого заключается в гораздо больших возможностях ограничивать соответствующие формы воздействия на атмосферу по сравнению с производством CO_2 .

Так, в частности, заметное увеличение количества антропогенного аэрозоля в будущем маловероятно, поскольку оно не совместимо с сохранением благоприятных гигиенических условий в населенных пунктах и с охраной живой природы. Как известно, уже сейчас во многих странах проводятся крупные мероприятия по борьбе с загрязнением атмосферы, которые в будущем несомненно должны быть усилены.

В предыдущей главе было упомянуто о возможном влиянии на климат будущего увеличения содержания в атмосферном воздухе фреона, окислов азота и некоторых других газов, образуемых в результате хозяйственной деятельности (Ramanathan, 1976; Wang e. a., 1976; и др.). Оценивая возможное изменение средней температуры воздуха в результате увеличения концентрации этих сравнительно небольших по массе компонент атмосферного воздуха, Флен (Flohn, 1978) поддержал предположение авторов упомянутых выше работ о том, что такой процесс усилит потепление, обусловленное ростом массы углекислого газа. Можно, однако, думать, что влияние этих газов на термический режим будет меньше влияния углекислого газа.

Определенный интерес представляет вопрос о возможности влияния на климат будущего превращения в тепло всех видов энергии, потребляемой человеком. Очевидно, что такое влияние будет способствовать усилению глобального потепления, а мас-

штабы его будут определяться энергетическим балансом хозяйственной деятельности. Этот вопрос обсуждается ниже.

Изменение термического режима. Рассматривая вопрос о климатических условиях ближайших десятилетий, можно сделать вывод, что эти условия будут в основном зависеть от антропогенного роста концентрации углекислого газа в атмосфере. По данным, приведенным в предыдущих главах, удвоение концентрации углекислого газа по сравнению с доиндустриальной эпохой, которое может произойти на протяжении нескольких десятилетий, приведет к повышению средней температуры примерно на 3°C .

Нет ни одного другого естественного или антропогенного фактора, вероятные изменения которого могли бы привести к столь крупным колебаниям термического режима на протяжении ближайших 50 лет.

На рис. 6.4 представлен прогноз ожидаемого изменения средней температуры воздуха у земной поверхности под влиянием антропогенных факторов, данный в начале 70-х годов (Будыко, 1972).

Как видно из этого графика, предполагалось, что в конце XX и первой половине XXI в. основное влияние на изменение климата окажет рост концентрации углекислого газа, который приведет к потеплению, достигающему в середине XXI в. 2°C . Во второй половине XXI в. потепление может усилиться в результате общего роста производства энергии, увеличивающей приход тепла к поверхности Земли. В работе, содержащей этот прогноз, было высказано предположение, что при развитии потепления уменьшатся меридиональные градиенты температуры и в связи с этим ухудшится режим увлажнения на континентах в средних широтах.

Упомянутый выше прогноз был дан в те годы, когда считалось, что изменение климата в сторону похолодания все еще продолжается. Как упомянуто выше, в начале 70-х годов

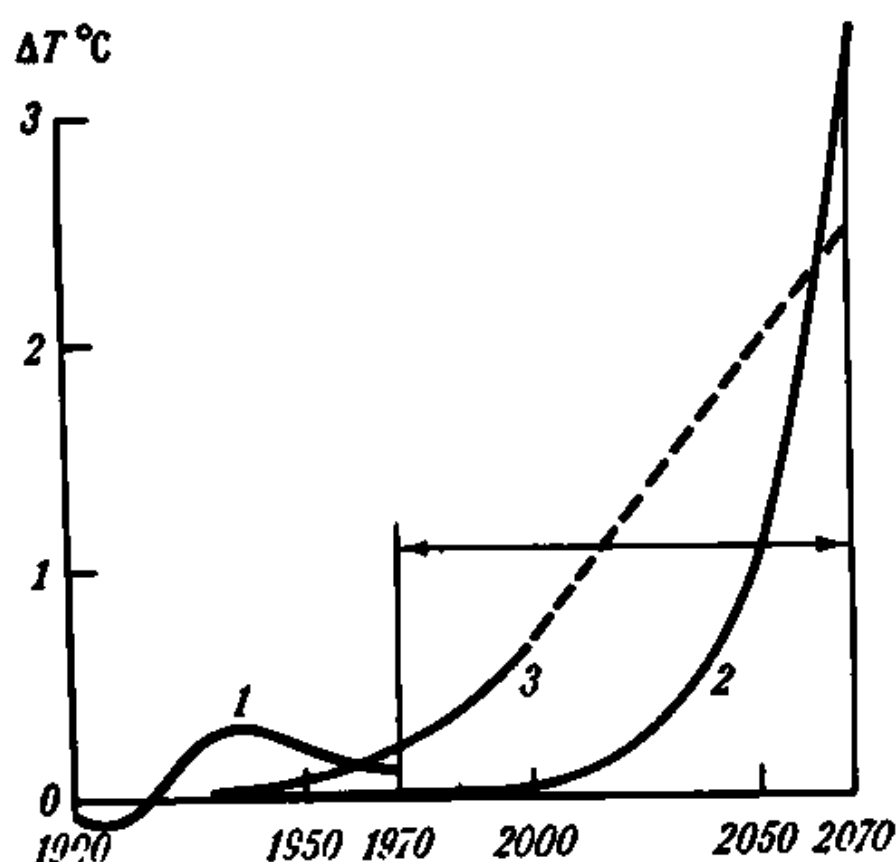


Рис. 6.4. Прогноз ожидаемого изменения средней температуры воздуха у земной поверхности (1972 г.).

1 — вековой ход средней температуры; 2 — изменения температуры, обусловленные ростом производства энергии; 3 — изменения температуры, обусловленные ростом концентрации углекислого газа

существовало свыше 20 прогнозов изменения климата, которые предсказывали продолжение процесса похолодания. Из рис. 5.8 видно, что из данного нами прогноза вытекал вывод о прекращении похолодания в конце 60-х годов. Это предположение об изменении климата можно было проверить не ранее середины 70-х годов, после накопления материала наблюдений за достаточный интервал времени. В пятой главе приведены материалы, из которых следует, что, как недавно установлено, в конце 60-х годов похолодание действительно закончилось и, вероятно, сменилось потеплением.

Во втором прогнозе антропогенного изменения климата, данном через несколько лет, Винников, 1976 (Будыко), были использованы материалы исследований Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1975) и Шнайдера (Schneider, 1975).

В первой из этих работ, которая уже упоминалась выше, было рассчитано изменение температуры воздуха при увеличении концентрации углекислого газа в атмосфере на основании модели общей теории климата, учитывающей общую циркуляцию атмосферы. Эта теория климата является во многих отношениях более детальной по сравнению со всеми ранее использованными для изучения влияния углекислого газа на термический режим атмосферы. Она включает, в частности, учет влагооборота в атмосфере, а также учет обратной связи между термическим режимом атмосферы и границей снежно-ледяного покрова, от которой зависят условия отражения солнечной радиации в высоких широтах.

В результате выполненных расчетов Манабе и Везеролд установили, что увеличение концентрации углекислого газа от 0,03 до 0,06 % приводит к повышению средней температуры воздуха у земной поверхности приблизительно на 3°C .

В работе Шнайдера были рассмотрены источники погрешностей различных расчетов влияния концентрации углекислого газа на температуру воздуха. Используя результаты численных экспериментов, выполненных совместно с Манабе и Везеролдом, Шнайдер заключил, что более низкие оценки изменений температуры воздуха при колебаниях массы углекислого газа, полученные в предшествующих исследованиях в большинстве случаев связаны с неточностями применяемых моделей теории климата. Наряду с этим он высказал предположение, что использованная Манабе и Везеролдом сравнительно грубая параметризация потоков длинноволновой радиации в атмосфере могла привести к завышению полученной ими величины роста температуры воздуха при удвоении концентрации углекислого газа примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$.

Можно думать, что из других источников погрешностей, влияющих на результаты исследований Манабе и Везеролда,

имеет значение принятое ими неточное предположение о соответствии границы морских льдов средней годовой температуре, равной -25°C , тогда как из эмпирических данных следует, что эта величина близка к -10°C . Это предположение ослабляет действие положительной обратной связи между температурой воздуха и ледяным покровом, что понижает чувствительность термического режима атмосферы к колебаниям массы углекислого газа.

Предполагая, что указанная погрешность сравнительно невелика, в нашей работе величина изменения температуры у земной поверхности при удвоении концентрации углекислого газа была принята равной $2,5^{\circ}\text{C}$, что соответствует значению, полученному из исследований Манабе и Везеролда с учетом поправки Шнайдера. (Вопрос о целесообразности введения этой сравнительно небольшой поправки в свете последних результатов определения параметра ΔT_c эмпирическими методами требует дальнейшего изучения, так как возможно, что реальное значение этого параметра ближе к 3°C — см. главу 3.)

Главное сомнение в отношении возможности применения найденных в работах по теории климата оценок влияния углекислого газа на термический режим для условий реальной атмосферы было основано на отсутствии учета в этих работах связи между колебаниями массы углекислого газа, температуры воздуха и облачности. Еще в исследовании Меллера (Möller, 1963) было указано, что при наличии такой связи зависимость температуры воздуха от концентрации углекислого газа может существенно измениться. Это соображение повторялось во многих последующих исследованиях, включая упомянутые выше работы Шнайдера, Манабе и Везеролда, монография «Непреднамеренные воздействия на климат» (Inadvertent Climate Modification, 1971) и др.

Приведенные в третьей главе результаты исследований влияния изменений облачности на связь между притоком тепла и температурой воздуха показали, что оно не имеет существенного значения. Это позволяет использовать оценки влияния изменений массы углекислого газа на температуру, полученные при условии постоянной облачности.

Уже в упомянутом выше исследовании Коллендера было установлено, что влияние концентрации углекислого газа на температуру воздуха нелинейно и уменьшается при росте концентрации. Этот эффект следует принять во внимание для использования приведенной выше оценки изменения температуры при удвоении массы углекислого газа в расчете влияния на температуру относительно небольших отклонений его концентрации от современного значения.

Из данных исследований Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1967; Inadvertent Climate Modification, 1971 и др.) можно рассчитать отношение $\left(\frac{\Delta T}{\Delta C}\right)' : \left(\frac{\Delta T}{\Delta C}\right)$, где ΔT — разность средних температур у земной поверхности при изменении концентрации углекислого газа на величину ΔC , причем $\frac{\Delta T}{\Delta C}$ относится к случаю удвоения современной концентрации углекислого газа, а $\left(\frac{\Delta T}{\Delta C}\right)'$ — к случаю ее роста от современного значения на

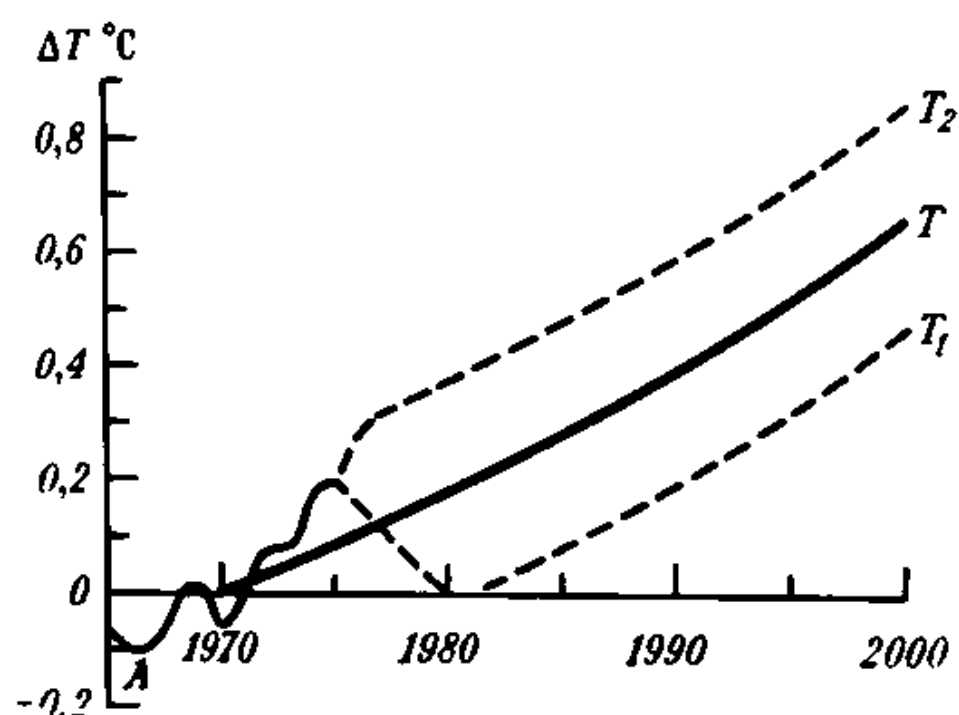


Рис. 6.5. Прогноз изменений средней температуры воздуха (1976 г.).

T — вероятное изменение температуры воздуха северного полушария до 2000 г. относительно средней за 95-летний период (1881—1975), A — изменение температуры по данным наблюдений

величину, превышающую это значение до 20 %. Это отношение оказалось приблизительно равным 1,5.

С учетом этого значения было найдено, что с 1970 по 2000 г. при повышении концентрации углекислого газа на 17 % средняя температура воздуха у земной поверхности повысится примерно на $0,65^{\circ}\text{C}$. Почти такой же результат можно получить при применении для этого расчета полуэмпирической теории термического режима атмосферы.

При использовании материалов расчета изменений концентрации углекислого газа, выполненных Махта, был сделан вывод, что с 1970 по 2000 г. под влиянием роста массы углекислого газа средняя температура воздуха должна изменяться в соответствии с данными, представленными на рис. 6.5 (кривая T). Кривая A на этом рисунке дает вековой ход температуры до 1975 г. (Будыко, Винников, 1976).

Как показывают расчеты по различным моделям теории климата, при росте массы углекислого газа изменения температуры в высоких широтах значительно превосходят ее изменения в низких широтах. В частности, из исследования, основанного на применении полуэмпирической теории термического режима атмосферы (Будыко, 1974), так же как из работ Манабе и Везеролда, следует, что изменения температуры воздуха в зоне $60\text{--}90^{\circ}$ примерно в 2,5 раза превосходят ее среднее изменение для земного шара.

Более подробная характеристика термических условий будущего была получена при использовании эмпирических данных о современных изменениях климата, расчетов по теории климата, и палеоклиматических материалов (Будыко и др., 1978). В этом исследовании было принято, что в 1990 г. концентрация CO_2 увеличится примерно до 0,037 %, а в 2025 г. до 0,065 %.

Используя изложенную выше методику расчета, было установлено, что такое увеличение массы CO_2 приведет к повышению средней глобальной температуры в 1990 г. на $0,5^\circ\text{C}$. В 2025 г. концентрация CO_2 в атмосфере приблизительно удвоится по сравнению с 70-ми годами нашего века. Это будет соответствовать возвращению к химическому составу атмосферы раннесреднего плиоцена, когда средняя температура воздуха в северном полушарии была выше современной на $4,8^\circ\text{C}$. Считая, что полярные оледенения и аридизация поверхности континентов, повышая альбедо Земли, понижают среднюю температуру воздуха у земной поверхности в нашу эпоху по сравнению с плиоценом на 2°C , найдем, что удвоение концентрации CO_2 приведет к повышению температуры приблизительно на $2,5\text{—}3^\circ\text{C}$. Этот результат хорошо согласуется с аналогичными оценками, получаемыми из упомянутых выше теорий климата.

В приведенных выше расчетах предстоящего потепления не принято во внимание влияние термической инерции океанов на изменение температуры воздуха. Используя модель, изложенную в главах 4 и 5, можно найти, что указанное влияние приводит к замедлению развития процесса потепления на время около десяти лет, т. е. на величину, лежащую в пределах точности расчета. Вполне возможно, что эта величина будет с избытком компенсирована воздействием на термический режим дополнительных факторов, связанных с сжиганием ископаемого топлива, в частности накоплением в атмосфере других газовых примесей, поглощающих длинноволновое излучение.

Если потепление, достигнутое к 1990 г., приведет только к относительно небольшому сокращению площади морских полярных льдов, то при дальнейшем усилении потепления к концу первой четверти XXI столетия постоянные морские льды должны полностью растаять. Этот вывод следует как из расчетов изменений теплового баланса льдов при потеплении (Будыко, 1971), так и из анализа эмпирической связи современных границ морских льдов с температурой нижнего слоя воздуха.

Площадь, занятая морскими льдами, и их средняя толщина в основном определяются климатическими условиями. В предыдущих работах была предложена численная модель, основанная на уравнениях теплового и водного балансов льдов, применение которой позволило рассчитать современные границы

морских льдов и их толщину, причем полученные результаты удовлетворительно согласовались с данными наблюдений (Будыко, 1969а, 1971). Из расчетов, основанных на применении этой модели, следует, что режим льдов зависит от прихода солнечной радиации, температуры воздуха в теплое время года (в сезоне таяния льдов) и температуры воздуха в холодном периоде, когда толщина льдов возрастает главным образом в результате замерзания воды у их нижней поверхности. Выполненные расчеты показали, что толщина льда существенно изменяется при сравнительно небольших изменениях температуры воздуха в теплом сезоне, тогда как влияние на толщину льда колебаний температуры в холодном сезоне значительно слабее.

Используя материалы этих расчетов, можно оценить, когда в результате развития глобального потепления многолетние льды Центральной Арктики превратятся в однолетние.

Из эмпирических данных о современных изменениях климата следует, что при потеплении повышение температуры в зоне морских арктических льдов в летнее время в среднем равно около 100 % повышения средней температуры для северного полушария, а в зимнее время превосходит это повышение в 4—5 раз. В соответствии с этим повышение средней для полушария температуры на 2°C соответствует потеплению в зоне морских льдов на 2°C летом и на $8\text{—}10^{\circ}\text{C}$ зимой.

Расчеты по упомянутой выше теории показывают, что в таких условиях средняя толщина льдов в летнее время уменьшается более чем на 3 м. Этого достаточно для превращения многолетних льдов в однолетние, после чего должно развиваться дополнительное потепление, обусловленное уменьшением альбедо земной поверхности в высоких широтах. Поскольку в ряде исследований был получен вывод о возможности существования безледного режима в Центральной Арктике даже при отсутствии антропогенного нагревания атмосферы (см. Будыко, 1971), вероятно, что при наличии такого нагревания после таяния многолетних льдов однолетние льды или исчезнут, или будут возникать только в прибрежных районах Северного Ледовитого океана с наиболее холодными зимами.

Кроме примененного здесь полуэмпирического метода оценки условий таяния морских льдов при развитии потепления, возможно чисто эмпирическое решение этой задачи.

Примем во внимание, что многолетние льды в Арктике существуют при температуре воздуха в наиболее теплом месяце от -1 до $+2^{\circ}\text{C}$, причем основная часть льдов находится в зоне с температурой самого теплого месяца от 0 до $+2^{\circ}\text{C}$. В исследованиях изменений климата установлено, что при потеплении повышение температуры воздуха вблизи границы морских

льдов несколько больше среднего изменения температуры над всей зоной ледяного покрова и, по эмпирическим данным, для летнего сезона составляет более 100 % среднего повышения температуры для северного полушария.

В связи с этим, если средняя для полушария температура повышается на 2°C , многолетние льды в зоне с температурой наиболее теплого месяца от 0 до $+2^{\circ}\text{C}$ должны растаять сначала в периферийной части этой зоны, где повышение температуры будет наибольшим, а затем и в центральных районах. По-видимому, по мере таяния льдов температура воздуха в тех районах, где для самого теплого месяца она немного ниже нуля, повысится из-за дополнительного потепления, обусловленного уменьшением альбедо земной поверхности. Это приведет к полному таянию льдов. Учитывая, что средняя температура воздуха уже поднялась на несколько десятых градуса по сравнению с концом прошлого века и принимая во внимание возможную погрешность расчетов, следует думать, что для таяния многолетних морских льдов Арктики достаточно повышения температуры на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ по отношению к доиндустриальной эре. Такое повышение температуры может быть достигнуто до 2025 г. Очевидно, что время таяния льдов может измениться из-за ускорения или замедления процесса потепления вследствие колебания прозрачности атмосферы.

Как указано выше, после таяния льдов произойдет дополнительное повышение температуры, особенно значительное в высоких широтах.

Прогноз климатических условий, которые будут иметь место на территории СССР в 1990 г. в результате антропогенного потепления, может быть разработан при использовании эмпирической модели современных изменений климата, построенной по данным наблюдений, полученным за период существования мировой метеорологической сети (Винников, Гройсман, 1979).

В указанной работе в качестве характеристики глобальных изменений климата использована средняя годовая температура воздуха северного полушария. Связь изменений локальных характеристик термического режима в различные сезоны года с изменениями средней температуры устанавливается статистическим методом.

В табл. 6.2 приведены оценки вероятных изменений зональной температуры воздуха для различных сезонов года, полученные в предположении, что средняя годовая температура воздуха северного полушария увеличится на $0,5^{\circ}\text{C}$.

Эти оценки можно рассматривать как прогноз изменения температуры воздуха к 1990 г. по отношению к средней температуре в 1970 г.

Таблица 6.2

Изменения температуры ($^{\circ}\text{C}$) приземного слоя воздуха
в различных широтах северного полушария к 1990 г.

Сезон	Северная широта				
	20—40°	45—60°	65°	70°	75—85°
Зима	0,4	0,6	1,4	2,0	2,4
Весна	0,3	0,5	0,6	0,6	0,6
Лето	0,2	0,4	0,8	0,8	0,6
Осень	0,3	0,6	1,0	1,1	1,1

Видно, что наиболее существенные изменения термического режима при повышении средней температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$ будут иметь место зимой в Арктике, где средняя температура воздуха возрастет на $2\text{—}2,5^{\circ}\text{C}$. Изменения температуры воздуха летом на всех широтах и в низких широтах во все сезоны года будут составлять несколько десятых градуса.

Необходимо иметь в виду, что такое изменение температуры должно иметь место при близких к норме условиях прозрачности атмосферы. Повышение прозрачности ускорит развитие потепления, понижение прозрачности, которое может возникнуть при усилении вулканической активности, замедлит этот процесс.

Как отмечено выше, термический режим 20-х годов XXI в. при удвоении количества углекислого газа в атмосфере будет близок к условиям эпохи раннего и среднего плейсцена. Для этой эпохи В. М. Силиным (1965, 1967) на основе анализа литогенетических, геоботанических и зоогеографических данных были построены палеоклиматические карты для Европы и Азии. На рис. 6.6 представлены схематичные карты для территории СССР (без Восточной Сибири), на которых прерывистой линией нанесены изотермы января и июля, характеризующие климат 20-х годов XXI в. (по данным Силина), а сплошной — изотермы января и июля современной эпохи (Физико-географический атлас мира, 1964). Как видно из этих карт, в 20-е годы XXI в. температура воздуха в Арктическом бассейне повысится на $12\text{—}15^{\circ}\text{C}$ в январе; в средних широтах температура воздуха в июле будет выше современной на $2\text{—}5^{\circ}\text{C}$, а в январе на $10\text{—}15^{\circ}\text{C}$. Нулевая изотерма января в 2025 г. сместится на $10\text{—}15^{\circ}$ широты к северу.

Из данных о температуре самого теплого и самого холодного месяцев следует, что термические условия Северо-Запада ЕТС через 45—50 лет будут аналогичны современным условиям Центральной Франции, севера Западной Сибири — юга Польши,

а центральных районов Западной Сибири — Среднедунайской низменности.

В результате повышения температуры увеличится продолжительность периода с положительными температурами воздуха и продолжительность вегетационного сезона. В табл. 6.3

Таблица 6.3

Суммы температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период с температурой выше 10°C в 1970, 1990 и 2025 гг.

Широта	30° в. д.			50° в. д.			70 в. д.		
	1970 г.	1990 г.	2025 г.	1970 г.	1990 г.	2025 г.	1970 г.	1990 г.	2025 г.
66,5 $^{\circ}\text{C}$	1000	1300	2100	700	900	2500	650	950	2500
60°	1650	2000	2900	1550	1700	3000	1500	1650	3000
55°	2100	2300	3400	2250	2400	3500	2000	2150	3400
50°	2600	2750	3750	3100	3300	4500	2400	2550	4000
47°	3200	3300	4500	3400	3550	4900	2900	3050	4500

представлено изменение в 1990 и 2025 гг. одной из основных агроклиматических характеристик — суммы средних суточных температур воздуха за период с температурой выше 10°C (как известно, эта сумма равна произведению средней температуры воздуха в градусах Цельсия за период, в течение которого средние суточные температуры выше 10°C , на длительность периода). На рассматриваемой территории суммы температур в 1990 г. возрастут на 100—300 $^{\circ}\text{C}$.

В 2025 г. суммы температур увеличатся на широте Полярного круга на 1400—1800 $^{\circ}\text{C}$, в широтной зоне от 50 до 60° с. ш. — на 1200—1600 $^{\circ}\text{C}$, а на юге рассматриваемой территории — на 1300—1600 $^{\circ}\text{C}$.

Из табл. 6.3 следует, что термические зоны, характеризующиеся условиями вегетационного сезона, сдвинутся к северу в 1990 г. на 1—3° широты, в 2025 г. — на 10—15° по сравнению с современными условиями (Будыко и др., 1978).

Приведенные здесь данные о термическом режиме будущего можно сопоставить с результатами исследования Келлога (1977—1978), в котором приведены оценки изменения средней глобальной температуры по сравнению с доиндустриальной эрой под влиянием роста концентрации CO_2 в атмосфере. Эти оценки для настоящего времени ($+0,5^{\circ}\text{C}$) и для 2000 г. ($+1,2^{\circ}\text{C}$) совпадают с полученными нами результатами. Для 2025 г. повышение температуры по сравнению с доиндустриальной эрой, найденное из данных Келлога, составляет 2,6 $^{\circ}\text{C}$ (или 2,1 $^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современной эпохой), что несколько ниже полученного нами значения.

В обзорной работе Пирмена (Piermen, 1977) приведен график предстоящего изменения средней температуры воздуха у земной поверхности из-за увеличения массы углекислого

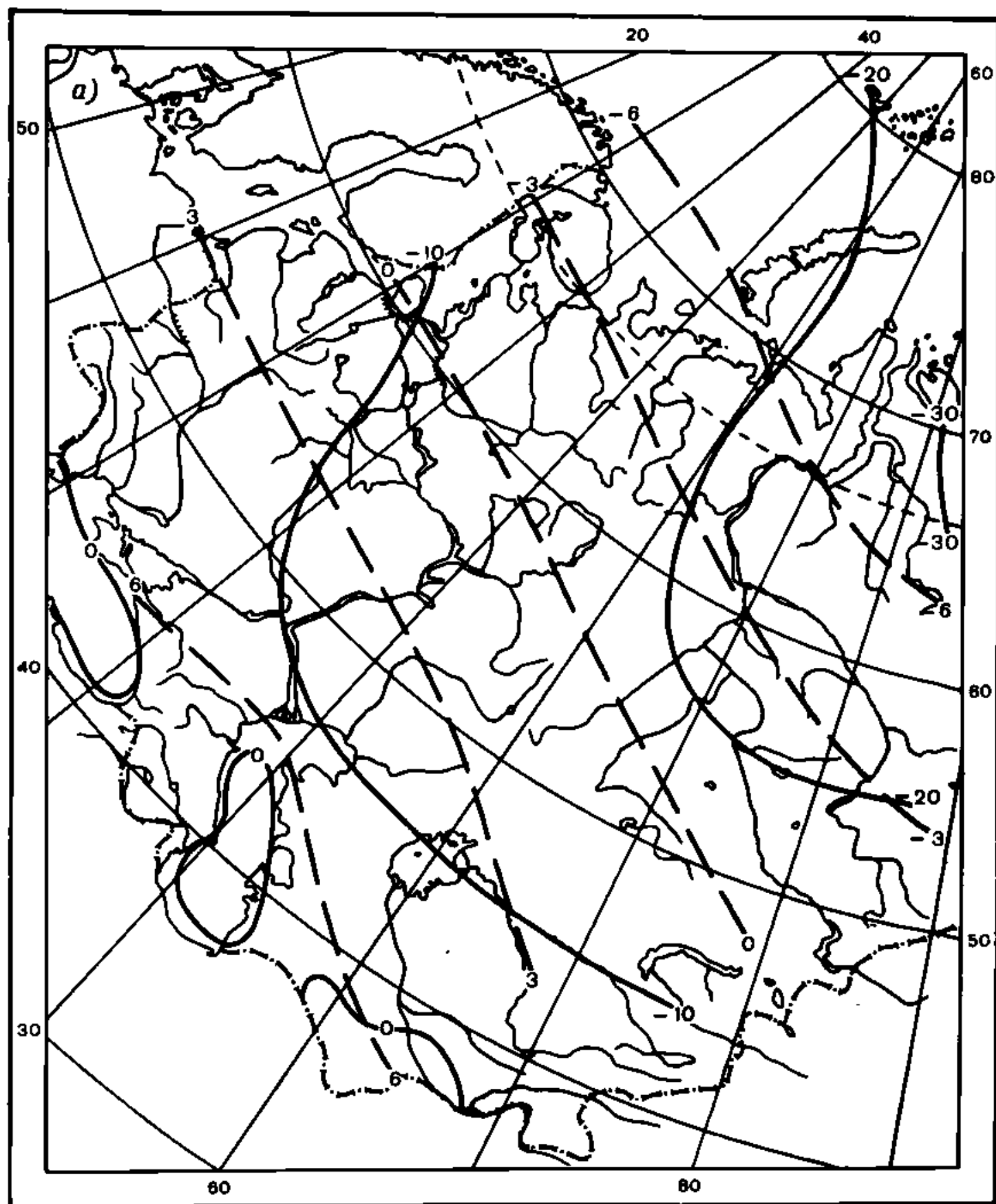
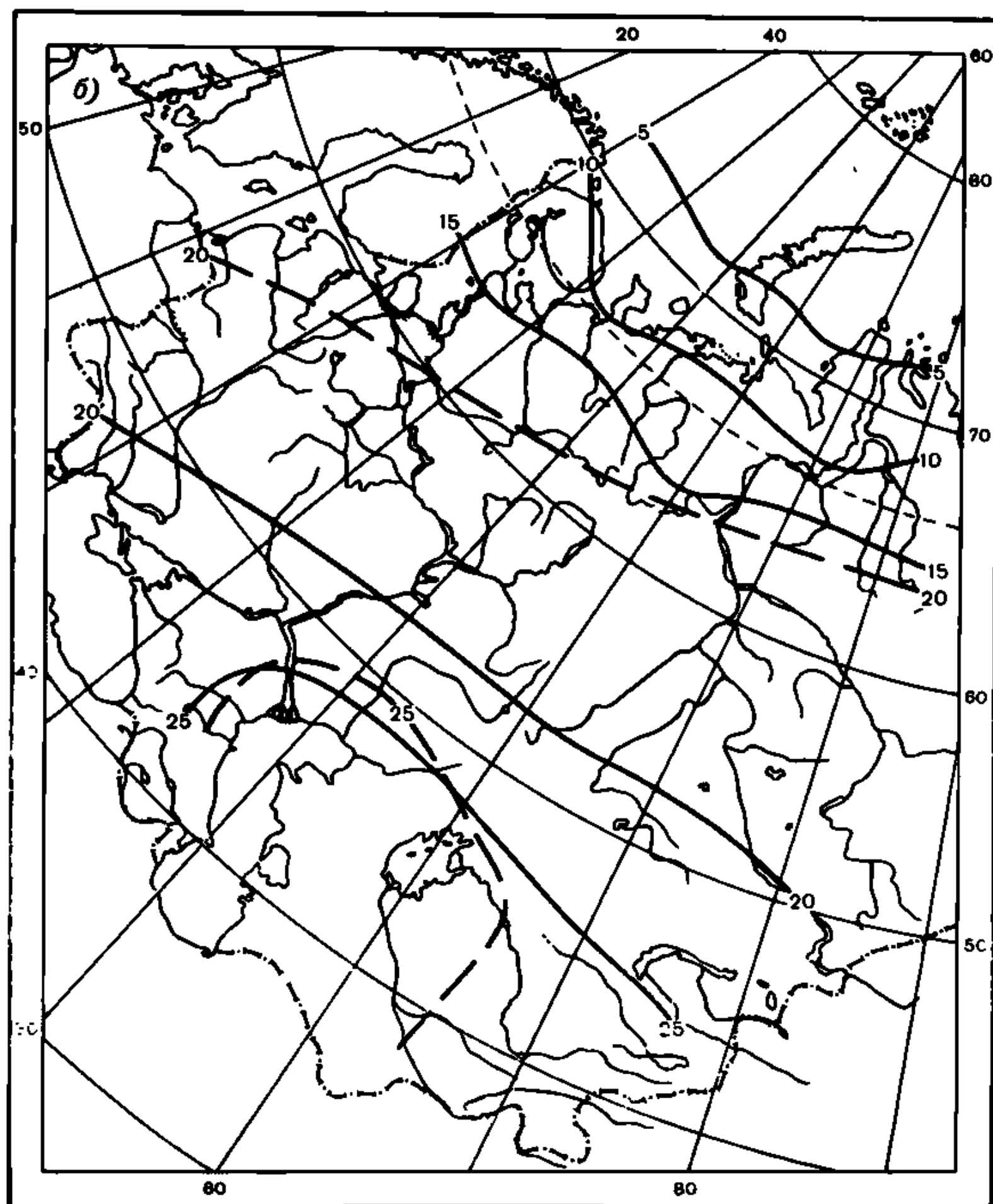


Рис. 6.6. Температура воздуха в январе (а) и июле (б).

газа. Представленные на этом графике данные о наиболее вероятном изменении температуры в конце XX и начале XXI в. практически совпадают с полученными нами результатами.

Имеющиеся оценки термического режима для ближайших 50 лет подтверждают сделанный ранее вывод (Будыко, 1972), что в эти годы непосредственное нагревание атмосферы в ре-

зультате превращения различных видов энергии в тепло не окажет существенного влияния на глобальный климат. В отношении более позднего времени по этому вопросу существуют



различные мнения. В работах автора (Будыко, 1962, 1972) было высказано предположение, что при дальнейшем росте производства энергии указанный фактор может приобрести значение уже во второй половине следующего столетия.

Авторы отчета «Энергия и климат» считают вероятным повышение средней глобальной температуры воздуха под

влиянием фактора в течение ближайших столетий не более чем на $0,5^{\circ}\text{C}$. Так как метод расчета влияния производства энергии на климат не вызывает разногласий, различие выводов целиком объясняется несовпадением представлений о росте производства энергии в более отдаленном будущем. Крайняя условность предположений, которые делаются всеми исследователями при обсуждении этого вопроса, затрудняет его решение. Вероятность усиления влияния антропогенного нагревания атмосферы на локальный климат будущего признается во всех исследованиях.

Изменения водного режима. Для оценки изменения режима осадков к 1990 г. К. Я. Винниковым и П. Я. Гройсманом была использована эмпирическая модель изменений климата, устанавливающая связь сезонных и годовых сумм осадков на территории СССР с процессами глобального потепления и похолодания. На рис. 6.7 представлены относительные изменения зимних сумм осадков, которые произойдут при повышении средней глобальной температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$ (Винников, Гройсман, 1979).

Материалом для оценок явились данные измерений на более чем 500 станциях за период с 1891 по 1973 г. Однородность рядов была обеспечена введением необходимых поправок, учитывающих изменение методики осадкомерных наблюдений.

Представленная карта показывает, что глобальное потепление на $0,5^{\circ}\text{C}$ приведет к заметному уменьшению зимних осадков на большей части степной и лесостепной зон СССР, причем понижение сумм осадков за этот сезон в ряде случаев достигает 30 % нормы.

Хотя средние годовые суммы осадков изменяются меньше, чем суммы для зимнего сезона, эти изменения в ряде районов достигают 10—15 %.

Причина такого изменения условий увлажнения заключается в снижении интенсивности атмосферной циркуляции и переноса водяного пара с океанов на континенты при характерном для эпохи потепления уменьшении меридионального градиента температуры (Дроздов, Григорьева, 1963, 1971; Будыко, Винников, 1973).

В 20-х годах XXI в., когда под влиянием роста концентрации углекислого газа многолетние полярные льды исчезнут, на формирование осадков будет влиять рост испарения с поверхности полярных морей, общее повышение температуры, а также уменьшение межширотных контрастов температуры. Подобные условия существовали в плиоцене, как видно из карт распределения осадков и температуры для этого времени, построенных В. М. Синицыным. Анализ влагооборота в атмосфере для конца третичного периода показывает на заметное ослабление

потоков влаги с океанов на континенты по сравнению с современной эпохой. Это в известной мере компенсирует влияние повышения температуры на увеличение количества осадков,

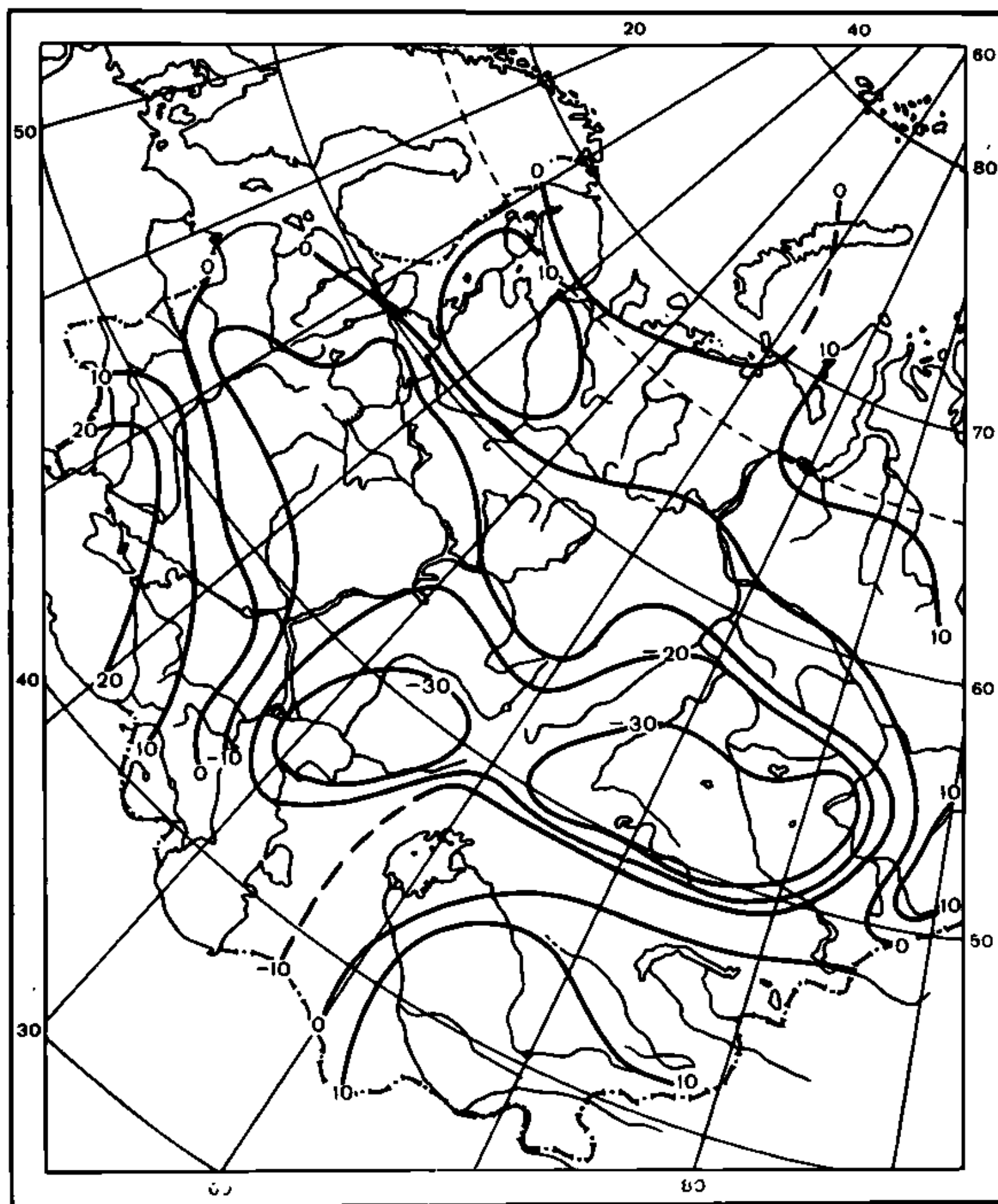


Рис. 6.7. Относительные изменения сумм осадков (в процентах от нормы) для зимы при увеличении средней температуры полушария на $0,5^{\circ}\text{C}$.

в связи с чем в периферийной зоне континентов суммы осадков возрастают, тогда как в центральных областях материков количество осадков существенно не изменяется.

Как видно из карты (рис. 6.8), построенной при использовании данных В. М. Сеницына, в 2025 г. в современной тундровой

зоне будут выпадать осадки, превышающие современные на 500—600 мм/год. Южные осадки увеличатся примерно на 200—400 мм/год до линии Рига—Целиноград. К югу от этой линии суммы осадков изменятся мало.

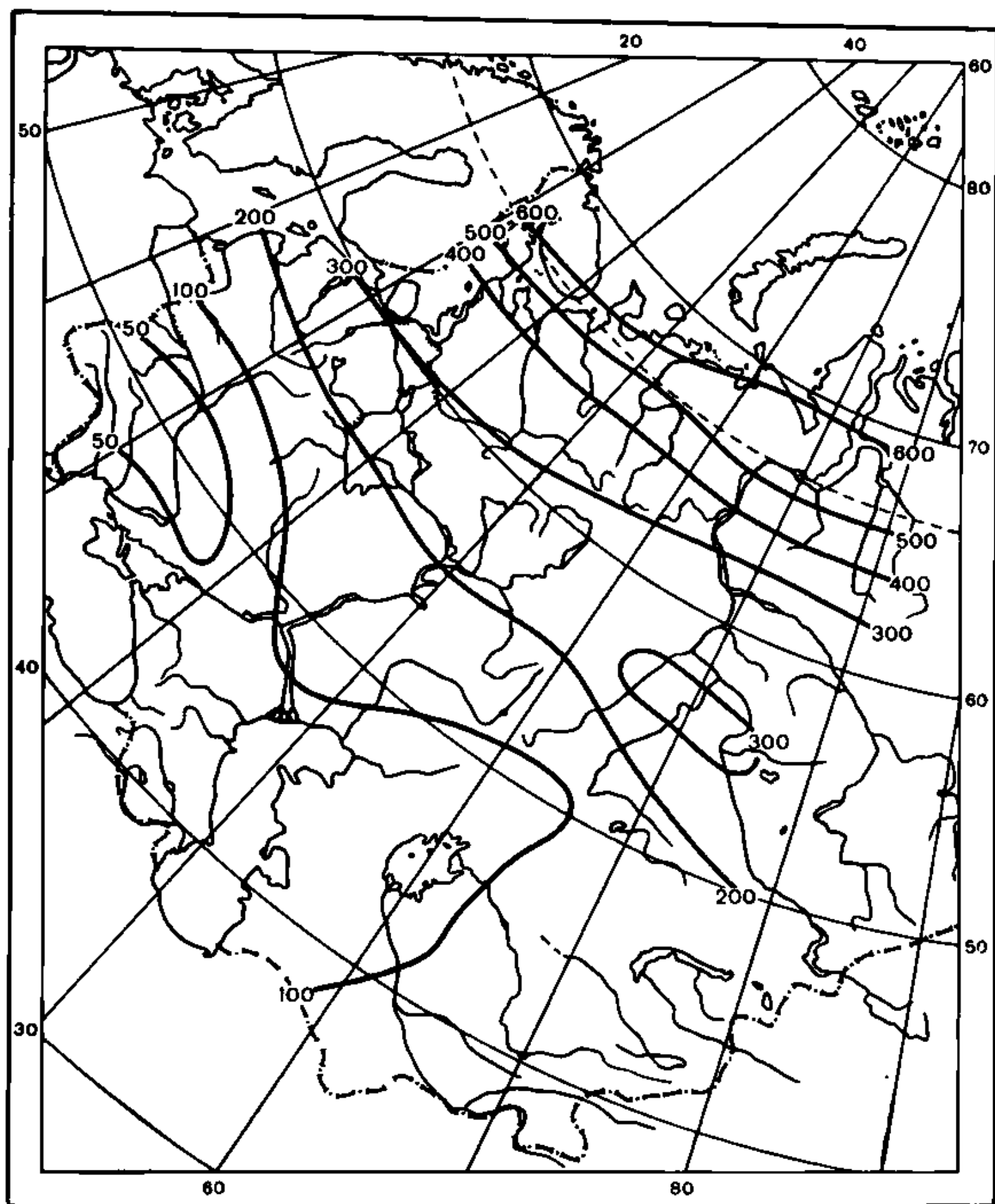


Рис. 6.8. Разность годовых сумм осадков (мм) в 20-х годах XXI в. и в современную эпоху.

В соответствии с изложенными выше представлениями о причинах изменения осадков, можно думать, что существующий сейчас на основной части рассматриваемой территории тип годового хода осадков с летним максимумом и зимним минимумом сохранится и в будущем, причем разность между лет-

ним максимумом и зимним минимумом осадков возрастет. Наряду с этим в теплом сезоне выпадение осадков будет более равномерным во времени по сравнению с современной эпохой.

В эпоху, предшествующую таянию морских полярных льдов, уменьшение меридионального градиента температуры приведет к понижению стабильности атмосферной циркуляции и повышению частоты особо сильных засух на континентах в средних широтах. Примерами такого изменения режима осадков были потепления 30-х годов и первой половины 70-х годов нашего столетия.

При усилении потепления на всех широтах будет увеличиваться испаряемость (возможное испарение с поверхности суши) как из-за непосредственного влияния роста температуры, так и в связи с увеличением радиационного баланса земной поверхности, обусловленным ростом концентрации CO_2 и уменьшением альбедо земной поверхности при исчезновении снежного покрова.

Расчет величины радиационного баланса и испаряемости в 2025 г. был выполнен для 40 пунктов, расположенных равномерно на рассматриваемой территории.

При определении радиационного баланса для условий удвоенного количества углекислоты в атмосфере эффективное излучение в соответствии с результатами Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1975) считалось пониженным на 6 %. В соответствии с повышением температуры воздуха, приводящим к увеличению продолжительности вегетационного и бесснежного периодов, были определены величины альбедо и поглощенной радиации. Под влиянием указанных факторов годовые суммы радиационного баланса повысились на 10—12 % в южных и центральных районах и на 30—50 % и более на севере, в Западной Сибири и Северном Казахстане.

Значения испаряемости для условий 2025 г. были вычислены по комплексному методу (Будыко, 1971) с учетом принятых для 2025 г. температур воздуха и радиационного баланса. Влажность воздуха определялась эмпирически по значениям для аналогичных ландшафтов при соответствующих температурах воздуха и радиационном балансе.

На рис. 6.9 представлена карта разностей между величинами испаряемости для условий 2025 г. и современного периода. Из этой карты видно, что в 2025 г. испаряемость возрастет на 200 мм/год на западе, на 300 мм/год в центральных и северо-восточных районах и на 400—500 мм/год на юго-востоке Европейской территории СССР.

Для оценки влияния изменившихся климатических условий на речной сток по данным об осадках и испаряемости для 2025 г. были выполнены расчеты при использовании уравнения

связи между тепловым и водным балансами (Будыко, 1971). На рис. 6.10 представлены разности (мм/год) величин стока для условий 2025 г. и современных. Видно, что сток возрастает

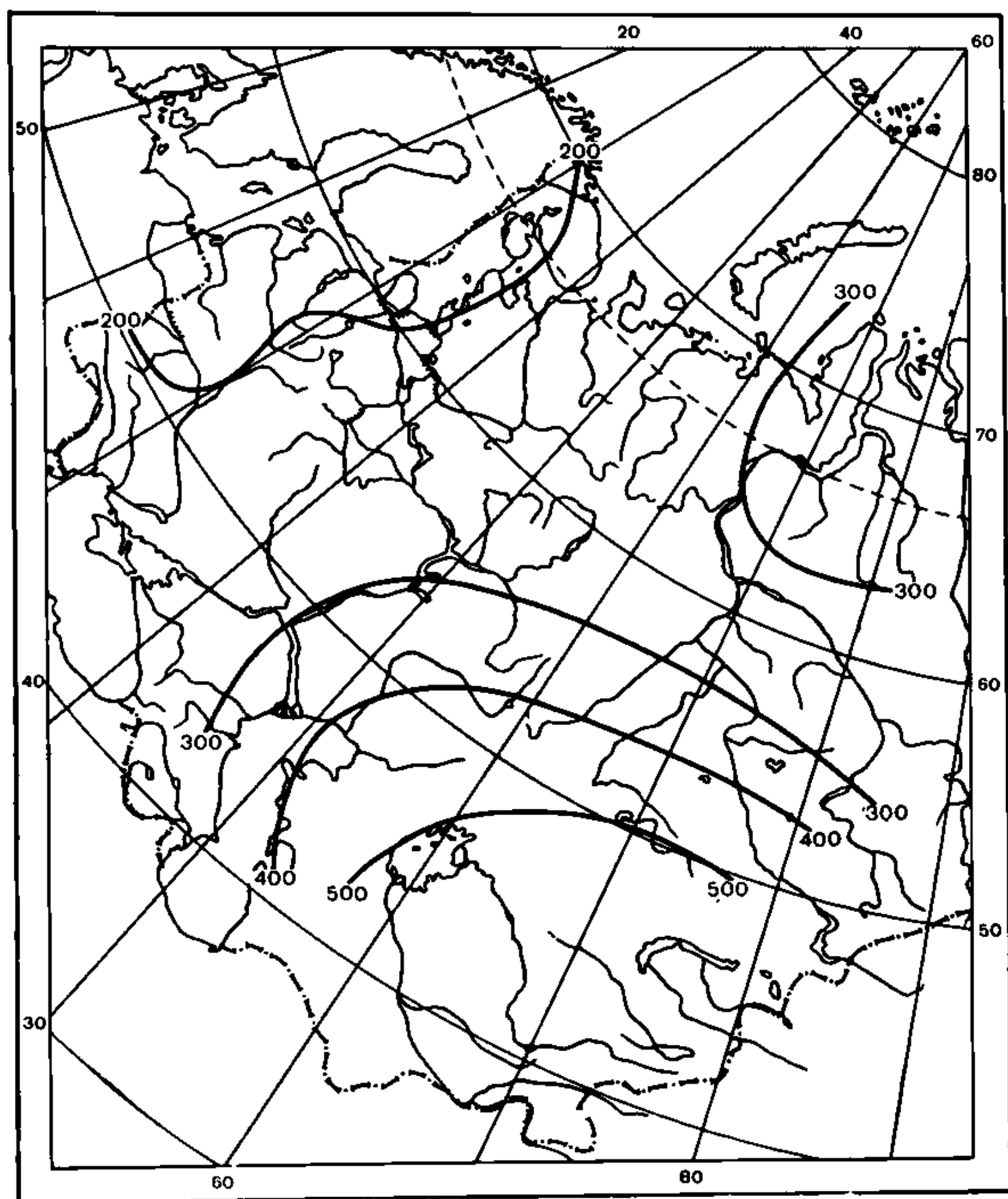


Рис 6.9. Разность годовых сумм испаряемости (мм) в 20-х годах XXI в и в современную эпоху.

в два-три раза на территории к северу от 58—60° с. ш. В центральных и южных районах изменения стока сравнительно малы, некоторое уменьшение стока может иметь место в бассейнах Днепра и Дона (Будыко и др., 1978).

Имеется довольно мало других данных об изменении водного режима в результате развития антропогенного потепле-

ния. В упомянутой выше работе Келлога (1977—1978) для оценки водного режима будущего предложена карта для времени климатического оптимума (4—8 тыс. лет тому назад), на

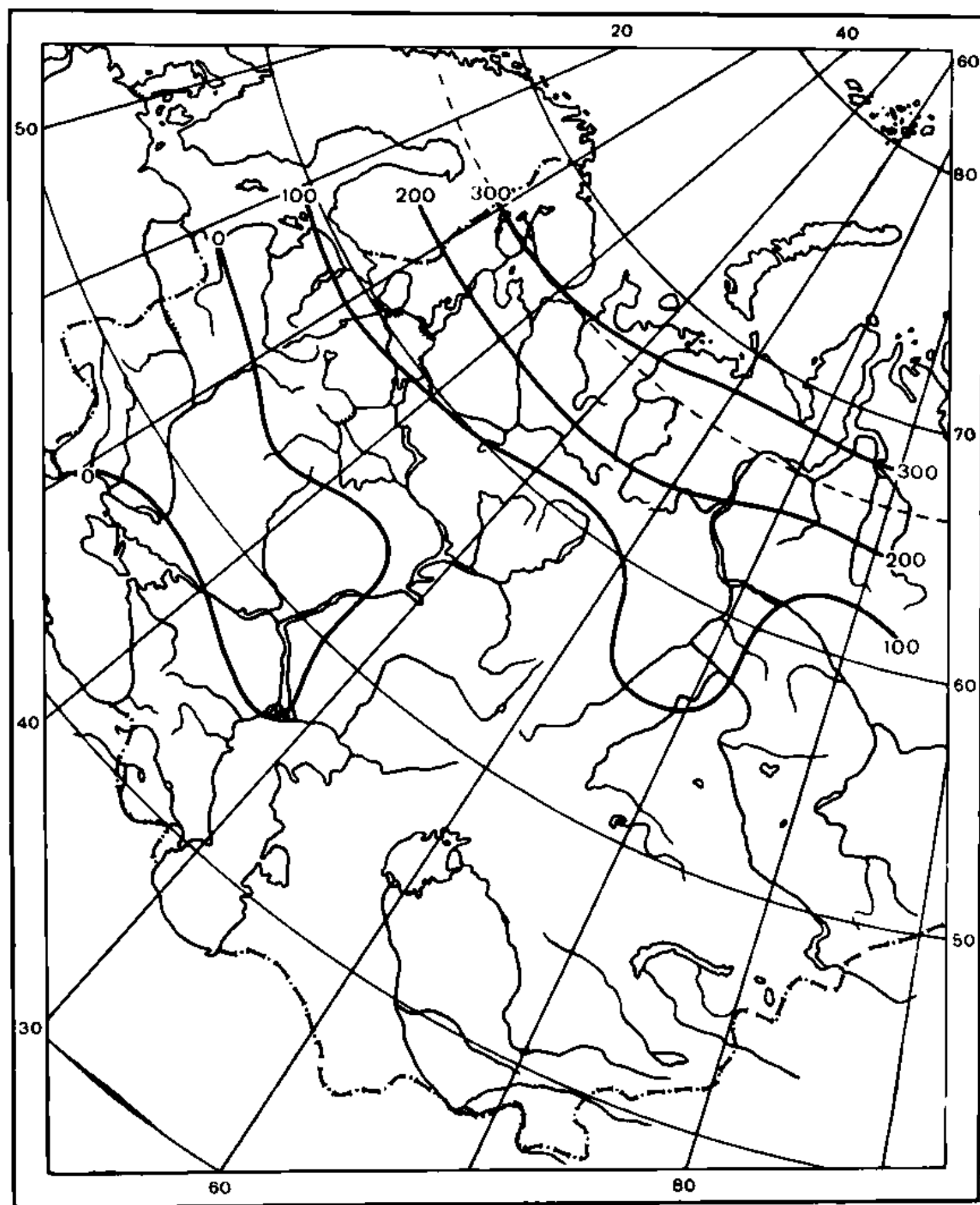


Рис. 6.10. Разность речного стока (мм/год) в 20-х годах XXI в. и в современную эпоху.

которой отмечены более влажные и более сухие области по сравнению с современными условиями. Келлог предположил, что сходные изменения условий увлажнения могут произойти при потеплении, обусловленном повышением массы CO_2 в атмосфере.

Для некоторых районов данные этой карты согласуются с приведенными здесь результатами, для других такого согласования нет. Причина таких различий может быть связана с недостаточной точностью данных о режиме увлажнения в прошлом, а также с наличием существенных различий в генезисе климата конца третичного периода и эпохи климатического оптимума в голоцене.

В следующем разделе приведены выводы об изменениях режима увлажнения при антропогенном потеплении, полученные в результате расчетов по модели общей циркуляции атмосферы (Manabe, Wetherald, 1980).

Очевидно, что в связи с большим практическим значением данных о будущем режиме осадков и стока необходимо выполнить детальные исследования предстоящего изменения составляющих водного баланса, используя для этой цели как численные модели теории климата, так и новейшие палеоклиматические данные.

Достоверность сведений о климате будущего. Вопрос о достоверности имеющихся сведений о климатических условиях конца XX и начала XXI в. имеет большое значение, что видно, в частности, из приведенного в следующем разделе перечня прикладных проблем, для решения которых необходимы данные о климате будущего.

При рассмотрении этого вопроса отметим, что он может быть разделен на два, из которых первый связан с расчетом количества углекислого газа в атмосфере, а второй — с оценкой влияния концентрации CO_2 на климат.

Как отмечено выше, в ближайшие десятилетия вряд ли произойдут радикальные изменения в характере современной энергетики, связанной с широким использованием различных видов ископаемого топлива. Наряду с этим возрастающая численность населения увеличивает потребность в производстве продовольствия, что делает необходимым увеличение площади земель, используемых в сельском хозяйстве, в том числе за счет сокращения площади лесов. В связи с этим неизбежно будет продолжаться процесс уменьшения количества углерода, заключенного в биомассе лесов.

Имеющиеся разнообразные модели баланса углерода, использующие различные предположения о темпах расходования ископаемого топлива и изменения количества углерода в биоте, дают довольно сходные результаты в отношении предсказания уровня концентрации CO_2 в атмосфере для ближайших десятилетий. Существенно отметить, что из всех реалистических моделей следует вывод о том, что через несколько десятилетий будет достигнуто удвоение концентрации углекислого газа в атмосфере. Некоторые различия в датах этого удвоения, полу-

ченных в имеющихся расчетах, не имеют значения по сравнению с основным заключением о том, что такое удвоение будет достигнуто за срок, наверное, меньший 100 лет и, вероятно, не больший 50 лет.

Возможно, что при долгосрочном планировании развития глобальной энергетики этот срок можно несколько увеличить или уменьшить. Ясно, что для такого планирования необходимы исходные данные об антропогенных изменениях климата, задача получения которых приобретает основное значение. Очевидно, что такие данные будут иметь условный характер и относиться к реализации определенных сценариев развития хозяйственной деятельности. Однако вероятность осуществления существенно различных сценариев образования антропогенного CO_2 для ближайшего будущего довольно мала.

Переходя к вопросу о влиянии роста концентрации углекислого газа в атмосфере на климатические условия, отметим, что иногда высказывается мнение о возможности его решения только в результате применения точной теории климата. Поскольку в настоящее время такой теории не имеется и она скоро создана не будет, иногда делается вывод, что достоверных сведений о климатических условиях будущего пока еще получить нельзя. Такая точка зрения, в частности, высказана в трудах конференции по физическим основам теории климата, проведенной в 1974 г. (*The Physical Basis of Climate...*, 1975).

С этим мнением вряд ли можно согласиться. Как известно, в большинстве областей техники и других прикладных наук широко используются приближенные физические теории, так как точных теорий соответствующих процессов или не имеется, или же применение их оказывается излишним. Для иллюстрации этого приведем пример только одной дисциплины — гидромеханики, которая лучше других известна специалистам в области атмосферных наук. Несмотря на выдающиеся достижения в развитии теории обтекания различных тел жидкостями и газами, при проектировании кораблей и самолетов широко используются приближенные теории, применение которых дают достаточно достоверные результаты. Большое значение для обоснования этих приближенных теорий, определения входящих в них параметров и проверки полученных результатов имеют экспериментальные исследования, которые занимают значительное место во всех областях прикладных наук.

По нашему мнению, естественно применить аналогичный подход к разработке проблем теории климата, поскольку в этой области мы располагаем громадным эмпирическим материалом, который быстро пополняется по мере развития экспериментальных методов исследования современного климата и климатов прошлого.

Примером комплексного подхода к изучению проблем физической климатологии были, в частности, исследования теплового баланса земной поверхности, которые проводились автором и его сотрудниками начиная с 40-х годов. До начала этих исследований не только значения компонент теплового баланса, но даже их знак и порядок величины обычно считались неизвестными. Так как точность имевшихся методов теоретического и экспериментального определения составляющих теплового баланса была ограничена, в первых работах этого цикла было предложено использовать для определения членов теплового баланса несколько независимых методов, результаты применения которых могли считаться достоверными при их достаточно близком согласовании (Будыко, 1946, 1947). Этот способ изучения теплового баланса земной поверхности оказался весьма эффективным. Хотя в последующих работах были построены многочисленные новые карты членов теплового баланса (Атлас теплового баланса, 1955; Атлас теплового баланса земного шара, 1963; Будыко и др., 1977), однако все эти данные о членах баланса обычно отличались от значений, полученных в первых работах, не более чем на 10—20 %. Таким образом, результаты первых исследований теплового баланса уже были достаточно достоверными.

Следует напомнить, что карты членов теплового баланса земной поверхности, построенные впоследствии при применении детальной теории климата (Holloway, Manabe, 1971), также оказались близкими к картам, построенным ранее приближенными методами.

Если изучение теплового баланса имело главным образом познавательное значение и более или менее быстрое получение данных о составляющих баланса не оказывало большого влияния на хозяйственную деятельность, задержка в получении достоверных сведений о климате будущего в условиях его быстрых изменений может иметь тяжелые экономические последствия. В связи с этим надо возможно полнее использовать методы современной науки о климате для выяснения перспектив его изменений.

Исходный вопрос этой проблемы — определение чувствительности современного климата к колебаниям притока тепла. Из представленных в третьей главе данных следует, что в изучении этого вопроса достигнуты значительные успехи. Так, в наиболее детальных исследованиях получены различными методами практически совпадающие значения разности средней температуры у земной поверхности при изменении солнечной постоянной на 1 % (и при постоянном альбедо). Из полуэмпирической теории термического режима следует, что эта величина равна $1,5^{\circ}\text{C}$, из теории общей циркуляции атмосферы — также $1,5^{\circ}\text{C}$,

из обработки данных спутниковых наблюдений $1,4—1,45^{\circ}\text{C}$. Различие между этими значениями не превосходит нескольких процентов — точность, необычно высокая для климатологических расчетов.

Также вполне удовлетворительное согласование отмечается для оценок влияния углекислого газа на термический режим, полученных различными методами. Сейчас большинство исследователей согласны с тем, что при удвоении концентрации CO_2 средняя температура у земной поверхности повысится на величину около 3°C . Неоднократно обсуждался вопрос о вероятной погрешности этой оценки.

Учитывая, что близкие по величине значения параметра ΔT_c можно получить из приведенных выше эмпирических данных, следует думать, что погрешность его определения не превосходит 20—30 %. Такая точность совершенно достаточна для практических целей.

Вероятно, что, кроме изменения средней температуры воздуха у земной поверхности, можно с довольно высокой точностью определить изменение средних широтных температур при удвоении концентрации углекислого газа. Величины этих изменений, найденные различными теоретическими и эмпирическими методами, хорошо согласуются между собой.

Для выяснения вопроса об изменениях режима увлажнения при росте количества углекислого газа в атмосфере существенное значение имеет сопоставление приведенных выше данных, полученных на основе использования палеоклиматических материалов, с результатами исследования Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1980).

В этом исследовании при применении модели общей циркуляции атмосферы рассчитаны изменения климата при двукратном и четырехкратном увеличении концентрации CO_2 . Существенно, что в рассматриваемой работе отдельно рассмотрены климатические условия на суше и на океане, хотя топография суши и океана в выполненном расчете сильно схематизирована.

Оценка чувствительности средней для полушария температуры воздуха к изменению количества углекислого газа практически совпала с заключением предыдущей работы этих авторов (Manabe, Wetherald, 1975). Также довольно сходно с ранее полученным результатом найденное в этом исследовании среднеширотное распределение изменения температуры у земной поверхности при удвоении концентрации CO_2 .

В работе Манабе и Везеролда был подтвержден вывод о том, что изменения облачности, обусловленные ростом количества углекислого газа, не оказывают существенного влияния на термический режим.

Манабе и Везеролд установили, что при увеличении концентрации CO_2 в 2 и 4 раза количество осадков, выпадающих на континентах, заметно возрастает в широтах выше 50° . В этих широтах увеличиваются также сток и влажность почвы. В зоне около 45° ш. осадки, сток и влажность почвы понижаются, в более низких широтах увеличиваются. Хотя эти выводы относятся к среднеширотным условиям континента, границы которого сильно схематизированы, они довольно хорошо согласуются с результатами эмпирического исследования для территории СССР, представленными на рис. 6.8 и 6.10.

Из этих рисунков следует, что в западной части СССР при удвоении концентрации CO_2 осадки и сток в основном возрастают к северу от 50° с. ш.

Так как данные для более южных широт на этих картах относятся к очень ограниченной территории, вывод об ухудшении условий увлажнения в зоне около 45° с. ш. проверить труднее, хотя на карте стока довольно отчетливо заметна область его уменьшения в зоне около 50° с. ш. Из данных, представленных на картах рис. 6.8 и 6.9, можно найти, что в южной части рассматриваемой территории влажность почвы понижается, так как в этой области увеличение испаряемости значительно превосходит увеличение осадков. Этот вывод согласуется с заключением Манабе и Везеролда.

Отмечая удовлетворительное согласование качественных выводов об изменениях условий увлажнения при росте концентрации CO_2 в атмосфере, следует предположить, что так как эти выводы получены совершенно независимыми методами, они соответствуют действительности.

Для количественной проверки оценок изменения увлажнения необходимы данные расчетов по теории климата с использованием реальной топографии, которые, вероятно, будут получены в близком будущем.

При изучении вопроса о влиянии потепления климата на полярные льды заслуживает внимания указанная выше возможность из данных об изменении средних широтных температур получить тремя независимыми методами вывод о вероятности таяния морских полярных льдов при удвоении концентрации CO_2 .

Важным критерием эффективности использованной для предсказания термического режима будущего полуэмпирической модели климата является успешное применение этой модели для количественного описания наиболее значительных естественных изменений климата, которые происходили за последние 100 млн. лет, включая похолодание кайнозойской эры, четвертичные ледниковые эпохи и современные колебания термического режима.

Согласование результатов расчетов изменений климата в прошлом с эмпирическими данными увеличивает достоверность выводов, получаемых при помощи использованной модели теории климата в расчетах климатических условий будущего.

Подводя итог, можно признать достаточно вероятным заключение о развитии в течение ближайших десятилетий антропогенного потепления, которое по своим масштабам будет сопоставимо с изменениями климата, происходившими на протяжении миллионов лет. В настоящее время известны только общие черты предстоящего изменения климата, причем точность имеющихся сведений о различных элементах климатических условий будущего неодинакова.

Вопрос о целесообразных путях практического использования сведений о климате будущего довольно сложен. В нашей работе, содержащей первый прогноз предстоящих изменений климата (Будыко, 1972), было высказано мнение, что хотя применение данных этого прогноза для планирования хозяйственной деятельности преждевременно, полученные результаты позволяют сделать вывод о необходимости получить достаточно достоверные сведения о климатических условиях будущего за время, не превышающее десяти лет. Ко времени опубликования этой книги указанный срок почти окончился и неотложная необходимость выяснения перспектив изменений климата стала очевидной. Наряду с этим ясно, что для решения проблем долгосрочного экономического планирования необходимы точные и детальные данные о климате будущего, которых мы в настоящее время не имеем.

Нам представляется, что в таком положении нельзя отказываться от практического использования имеющейся сейчас информации о предстоящих изменениях климата. Такой отказ означал бы применение в долгосрочном планировании представления о сохранении в будущем современных климатических условий, которое сейчас не разделяется большинством ведущих климатологов мира. Легко понять, что при вероятности резких изменений климата использование предположения об его постоянстве может привести к тяжелым последствиям для хозяйственного планирования.

Единственный выход в этой ситуации, по нашему мнению, заключается в разработке оптимальной стратегии использования в планировании имеющихся данных о климате будущего с учетом их ограниченной точности и детальности.

В некоторых случаях такая стратегия может заключаться в применении материалов, соответствующих нескольким наиболее вероятным вариантам предстоящего изменения климата. Для более ответственных задач выбор оптимальных решений в планировании должен основываться на применении

специально разработанных численных моделей влияния климатических факторов на хозяйственную деятельность, позволяющих учесть точность используемых сведений о климате.

Учитывая большое значение рекомендаций о климатических условиях будущего, можно думать, что составление таких рекомендаций должно быть поручено специальным организациям, создаваемым на национальной и международной основе.

6.2. Близкое будущее биосферы

Изменения географической зональности. Из материалов первого раздела этой главы следует, что влияние хозяйственной

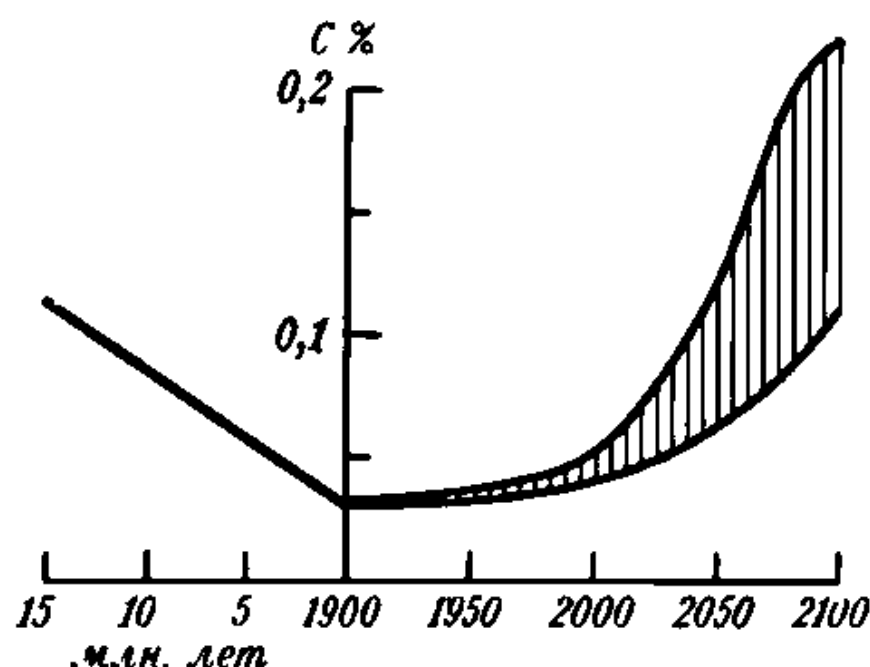


Рис. 6.11. Изменение концентрации CO_2 в третичный период и современную эпоху.

деятельности человека на климат в близком будущем приведет к развитию крупного потепления, охватывающего весь земной шар.

Важно иметь в виду, что такое изменение климата будет соответствовать восстановлению климатических условий, которые существовали в отдаленном прошлом — в третичном периоде. Для иллюстрации этого положения на рис. 6.11 представлены изменения концентрации CO_2 в кайнозойской эре вплоть до современной эпохи (левая часть рисунка). В правой части рисунка в гораздо большем временном масштабе представлены данные об изменении концентрации углекислого газа после 1900 г. Верхняя и нижняя кривые данного графика соответствуют результатам расчетов Килинга и Бекестоу для крайних вариантов развития энергетики в будущем (Keeling, Bacastow, 1977).

Сравнивая правую и левую части графика, легко видеть, что после сравнительно медленного повышения концентрации углекислого газа в XX в. в XXI столетии масса CO_2 должна быстро возрасти, достигнув значений, характерных для атмосферы третичного времени. Одна из причин громадной скорости восстановления древнего состава атмосферы заключается в том, что в ходе современной хозяйственной деятельности за каждое десятилетие сгорают запасы угля, нефти и горючих газов, которые создавались на протяжении миллионов лет.

На рис. 6.12 представлены результаты расчетов изменений средней температуры воздуха у земной поверхности для неогена (левая часть графика) и для XX—XXI вв. (правая часть графика). Изображенные на графике величины ΔT соответствуют разности между средней температурой для различных моментов времени и ее значением для начала XX в. Эти величины для неогена были найдены как по палеоклиматическим данным, так и по расчетам при применении моделей теории климата, причем полученные результаты оказались хорошо согласующимися. Для конца XX в. и XXI столетия величины ΔT были рассчитаны также двумя способами — по модельным расчетам и по эмпирической зависимости между ΔT и концентрацией углекислого газа, которые дали совпадающие результаты.

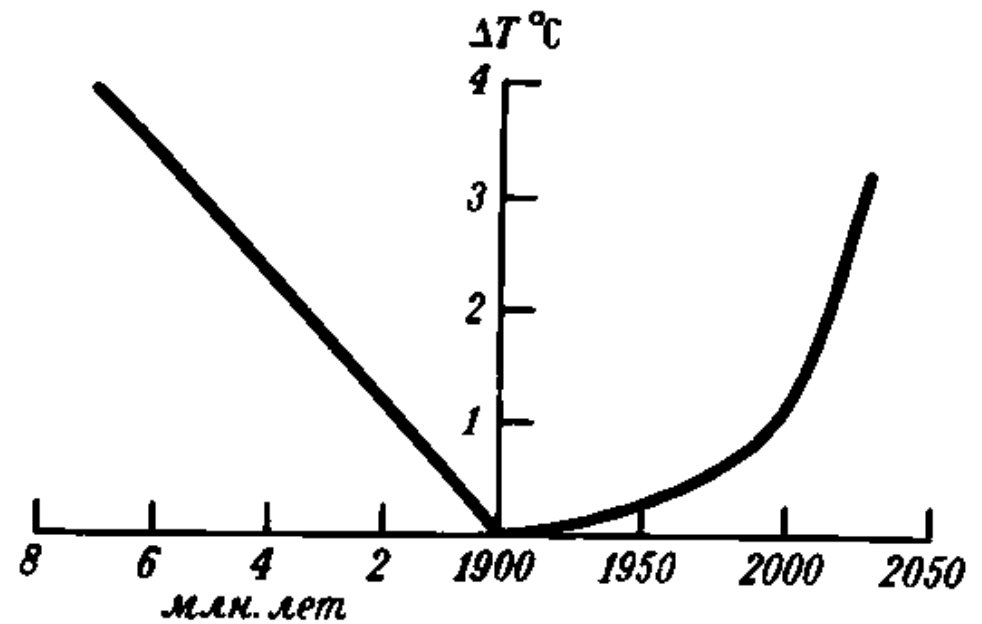


Рис. 6.12. Изменение температуры воздуха у земной поверхности в неогене и современную эпоху.

Из рис. 6.12 видно, что уже к концу первой четверти XXI в. средняя температура у земной поверхности достигнет уровня, характерного для

плиоцена, после чего она будет продолжать повышаться. Как показывают модельные расчеты и палеоклиматические данные, повышение средней температуры под влиянием роста концентрации углекислого газа существенно различается в зависимости от широты, причем в высоких широтах это повышение в несколько раз больше, чем в низких. В соответствии с этим при антропогенном изменении климата наибольшие изменения природных условий произойдут в высоких и отчасти в средних широтах.

Одним из существенных последствий антропогенного изменения климата будет изменение положения географических зон, обусловленного климатическими факторами.

Вопрос о связи географической зональности на территории СССР с климатическими условиями изучался в работе А. А. Григорьева и автора (1959), в которой была предложена основанная на указанной связи классификация климатов Советского Союза.

При разработке этой классификации в качестве характеристики термических условий использовались данные о суммах температур на уровне земной поверхности, которые связаны с величинами радиационного баланса. В расчетах характери-

зующего условия увлажнения индекса сухости (равного отношению испаряемости к годовой сумме осадков) испаряемость определялась комплексным методом (Будыко, 1971).

Проведенное сопоставление показало, что границы геоботанических зон хорошо согласуются с распределением использованных в данной классификации климатических характеристик. Область, в которой средняя суточная температура воздуха весь год остается ниже 10° , оказалась соответствующей зоне арктических пустынь. Изолиния суммы температур земной поверхности, равной 1000°C , близка к южной границе зоны тундры (включая лесотундру). Эта же природная граница оказалась близкой к изолинии индекса сухости, равного 0,45. Область с индексом сухости меньше 0,45, но с более высокими значениями сумм температур согласуется с размещением высокогорной зоны альпийских лугов. Изолинии индекса сухости, равного 1, близко совпадают с границей леса и степной зоны. При этом в пределах лесной зоны в области с суммой температур до 2200°C расположены хвойные леса (тайга), от 2200 до 4400°C — смешанные и широколиственные леса умеренных широт, больше 4400°C — леса с элементами субтропической растительности.

Значения индекса сухости от 1 до 3 согласуются с размещением растительных зон недостаточного увлажнения, главным образом степей и лесостепей. В этих условиях при суммах температур выше 4400°C степи умеренных широт сменяются степями с элементами субтропической растительности.

Значения индекса сухости, превышающие 3, соответствуют условиям пустынной зоны, в которой при сравнительно низких суммах температур (ниже 2200°C) наблюдаются горные пустыни. В зоне равнинных пустынь при более низких суммах температур (примерно до 4400°C) преобладают условия полынных и солянковых пустынь, а при более высоких суммах — условия саксаульников, кустарниковых и эфемеровых пустынь.

В соответствии с указанными закономерностями для построения системы климатического районирования использованы градации основных климатических индексов, представленные в табл. 6.4 и 6.5.

Общая схема классификации климатов СССР дана в табл. 6.6. Как видно из таблицы, на территории СССР выделено 12 типов основных климатических областей, которые соответствуют различным географическим зонам.

Пространственное размещение климатических зон и областей представлено на карте климатического районирования СССР (Будыко, 1971). Как видно из этой карты, зона избыточно влажного климата с очень холодным летом (I.1) соответствует области арктической пустыни, расположенной на

Таблица 6.4
Условия увлажнения

Характеристика условий увлажнения	Отношение испаряемости к осадкам (индекс сухости)	Географические условия
I. Избыточно влажные	Меньше 0,45	Арктическая пустыня, тундра, лесотундра, альпийские луга
II. Влажные	0,45—1,00	Лес
III. Недостаточно влажные	1,00—3,00	Лесостепь, степь, ксерофитная субтропическая растительность
IV. Сухие	Больше 3,0	Пустыня

Таблица 6.5
Термические условия теплого периода

Характеристика термических условий	Сумма температур земной поверхности за период с температурой воздуха выше 10 °C	Географические условия
1. Очень холодные	Температура воздуха весь год не превышает 10 °C	Арктическая пустыня
2. Холодные	0—1000 °C	Тундра и лесотундра
3. Умеренно теплые	1000—2200 °C	Хвойный лес, альпийские луга, горные степи и степи Сибири
4. Теплые	2200—4400 °C	Смешанные и широколиственные леса, лесостепь, степь, северная пустыня
5. Очень теплые	Больше 4400 °C	Субтропическая растительность, пустыня

островах Северного Ледовитого океана и на северной (горной) части полуострова Таймыр. Значительное место на территории этой зоны занимают ледники. Пространство, свободное от ледников, большую часть года находится под снегом и имеет слабо развитый почвенный покров (арктические почвы). Чрезвычайно скудная растительность (лишайники, мхи и т. д.) не образует сомкнутого покрова и обычно занимает меньше половины общей поверхности почвы. В связи с низкими температурами и высокой влажностью испарение в этой зоне весьма невелико и в отдельные периоды может сменяться процессом конденсации.

Таблица 6.6

Климатические факторы географической зональности

Термические условия теплового периода — сумма температур земной поверхности	Условия увлажнения — индекс сухости			
	I. Избыточно влажные, меньше 0,45	II. Влажные, 0,45—1,00	III. Недостаточно влажные, 1,00—3,00	IV. Сухие, больше 3,00
1. Очень холодные. Температура воздуха весь год ниже 10 °С	I.1. Арктическая пустыня			
2. Холодные, 0—1000 °С	I.2. Тундра и лесотундра			
3. Умеренно теплые, 1000—2200 °С	I.3. Альпийские луга	II.3. Хвойный лес	III.3. Горная степь и степи Сибири	IV.3. Горная пустыня
4. Теплые, 2200—4400 °С		II.4. Смешанный и широколиственный лес	III.4. Степь и лесостепь	IV.4. Северная пустыня
5. Очень теплые, больше 4400 °С		II.5. Субтропический лес	III.5. Ксерофитная субтропическая растительность	IV.5. Пустыня

Таким образом, выпадающие осадки в основном расходуются на сток.

Зона избыточно влажного климата с холодным летом (I.2) совпадает в основном с зоной тундры и лесотундры, охватывающей северное и северо-восточное побережье нашей страны, а также некоторые внутриконтинентальные районы северо-востока (горная тундра). Типичные для этой зоны тундровые почвы обычно содержат сравнительно мало органического вещества и характеризуются низкой активностью биологических процессов. Растительность тундры, развивающаяся в течение относительно короткого периода отсутствия снежного покрова, характеризуется преобладанием мхов, лишайников, а также (в южной части зоны) кустарников и низкорослых деревьев. Хотя значения годовой величины испарения для зоны тундры известны только приближенно, однако очевидно, что на этот процесс расходуется меньшая часть выпадающих осадков — вероятно, в среднем не более 30 %. В связи с этим в рассматриваемой зоне отмечаются сравнительно высокие значения коэффициента стока.

Третья климатическая зона избыточного увлажнения, зона с умеренно теплым летом (I.3), соответствует областям альпийских лугов. Такие условия наблюдаются в ряде горных районов нашей страны. В этой области довольно богатая по видовому составу растительность субальпийских и альпийских лугов развивается на горно-луговых почвах. Выпадающие осадки обеспечивают обильный сток при высоком значении коэффициента стока.

Характерной чертой ландшафтов климатических зон с избыточным увлажнением является отсутствие в них лесной растительности. Следует отметить, что безлесие указанных зон связано не только с недостатком тепла, но и с неблагоприятным для древесной растительности режимом увлажнения. В указанных зонах значительное превышение осадков над испаряемостью поддерживает высокую влажность почвы в течение всего года. При этом развитие корневой системы деревьев затрудняется недостатком кислорода в почве.

Влияние условий увлажнения на распространение лесной растительности отчетливо проявляется в положении южной границы тундры, которая перемещается в более высокие широты в областях с менее влажным климатом. Эта закономерность имеет также существенное значение для объяснения безлесия в тех районах альпийских лугов, где суммы температур вполне достаточны для развития лесной растительности.

В следующую группу климатических зон с влажным климатом (II) входят, также как и в предыдущую группу, три зоны.

Условия влажного климата с умеренно теплым летом (II.3) характерны для обширной области хвойных лесов, охватывающей северную часть Европейской территории СССР (кроме северных приморских районов) и большую часть Азиатской территории СССР. Для рассматриваемой зоны характерны подзолистые почвы, на которых развивается лесная растительность из темнохвойных и светлохвойных пород. При этом светлохвойные (лиственничные) леса располагаются в основном в районах с наиболее суровыми условиями зимы. Хотя средние суммы осадков на территории зоны хвойных лесов меняются в широких пределах, однако во всех частях этой зоны отмечаются значительная влажность почвы и достаточно высокие значения коэффициента стока. В связи с этим в зоне хвойных лесов обеспечивается формирование стока многих крупных рек.

Климатическая зона влажного климата с теплым летом (II.4) расположена в средней части Европейской территории СССР и в южной части Приамурья и Приморья. В этой области на дерново-подзолистых и серых почвах развиваются смешанные и широколиственные леса, для которых характерен весьма разнообразный видовой состав.

Сравнительно небольшую часть территории СССР занимает зона влажного климата с очень теплым летом (II.5), охватывающая Западное Закавказье и южный район Восточного Закавказья. Здесь типичны желтоземы и красноземы, т. е. почвы субтропического типа. Широколиственные леса в этой области также имеют в значительной мере субтропический характер. Обильные осадки, значительно превосходящие возможное испарение, поддерживают сравнительно высокую влажность почвы и обеспечивают большой сток.

Климатические зоны с влажным климатом характеризуются развитием в них лесной растительности. Главным фактором, благоприятствующим преобладанию лесных ландшафтов в указанных зонах, является достаточно высокая влажность почвы в теплое время года, не переходящая, однако, определенных пределов, за которыми недостаток почвенного воздуха препятствует развитию корневой системы деревьев.

Следует отметить, что лесная растительность может существовать только при значительной транспирации, поскольку интенсивность турбулентной диффузии на уровне крон деревьев гораздо больше интенсивности диффузии вблизи поверхности земли. Повышенный турбулентный обмен и большая общая поверхность листьев деревьев делают возможным сравнительно высокий уровень процесса ассимиляции, обеспечивающий развитие значительной массы непродуцирующих органов растения (стволов и ветвей).

При недостаточной влажности почвы, ограничивающей необходимую для древесных растений транспирацию, лесная растительность вытесняется степной, которая более приспособлена к условиям недостатка почвенной влаги.

Зона недостаточного увлажнения с умеренно теплым летом соответствует климатическим условиям ряда горных районов Средней Азии и юга Центральной Сибири. К этой зоне относится также обширная территория в среднем течении Лены и в нижнем течении Вилюя. В горах Средней Азии в этой зоне развивается растительность горных степей и разреженная растительность высокогорий, на юге Сибири здесь распространены дерновинно-злаковые и пижмовые степи. В Южной Сибири часть данной климатической зоны занимают сосновые леса, имеющие, как известно, интразональный характер. Растительный покров территории по среднему течению Лены, о котором уже говорилось выше, является довольно сложным и характеризуется сочетанием хвойных лесов с районами аласов (лесостепными).

Основная часть зоны недостаточного увлажнения с теплым летом (III.4) расположена на юге Европейской части СССР и Западной Сибири. Аналогичные климатические условия наблюдаются также в некоторых горных районах Кавказа и Средней Азии, в которых развивается разнообразная степная и лесостепная растительность.

Зона недостаточного увлажнения с очень теплым летом (III.5) представлена на сравнительно небольших по площади территориях Южного берега Крыма, Центрального Закавказья, части восточного побережья Кавказа и в некоторых предгорных районах Средней Азии. В этой зоне распространены субтропические степи, ксерофитные редколесья и некоторые другие виды ксерофитного растительного покрова.

Все зоны климата недостаточного увлажнения характеризуются сравнительно небольшим коэффициентом стока, обычно не превышающим 0,10—0,20. В связи с тем, что годовая сумма осадков меньше возможного испарения (испаряемости), основная часть осадков расходуется на испарение.

Климатические зоны с сухим климатом занимают большую часть территории Средней Азии и Восточного Закавказья. Зона сухого климата с умеренно теплым летом (IV.3), расположенная на Памире, соответствует условиям высокогорных пустынь. Зона сухого климата с теплым летом (IV.4) охватывает полупустыни и пустыни с преобладанием полынной и солончаковой растительности. Условия сухого климата с очень теплым летом (IV.5) в основном соответствуют районам пустынь с распространением саксаульников, кустарников и эфемерово-растительности. Во всех зонах сухого климата распространены типичные

для засушливых условий светлокаштановые, бурые пустынно-степные, серо-бурые пустынные почвы, сероземы, такыры и некоторые другие типы почв. Скудные осадки в этих областях почти целиком тратятся на испарение, сток обычно близок к нулю.

В климатических зонах с недостаточным увлажнением и в зонах с сухим климатом развитие растительности в значительной мере определяется режимом влажности почвы. По мере понижения влажности почвы в связи с возрастанием сухости климата все в большей степени уменьшается возможная величина транспирации с единицы площади данной области. В соответствии с этим меняется характер растительного покрова, в его составе ведущее место начинают занимать различные ксерофиты и он перестает быть сплошным.

Таким образом, все основные климатические зоны находятся в определенном соответствии с общей географической зональностью и, в частности, с геоботанической зональностью.

Из данных табл. 6.6 можно сделать вывод, что при развитии потепления, связанного с повышением сумм температур, географические зоны избыточно влажных и влажных климатических областей будут перемещаться в более высокие широты. Вопрос об изменении при потеплении положения зон, входящих в области сухого климата, более сложен, так как эти изменения будут существенно зависеть от колебания соотношения испаряемости и осадков.

Приведенные выше данные о вероятных изменениях климата в начале следующего столетия показывают, что в это время на большей части территории нашей страны увеличатся значения испаряемости и осадков, в связи с чем их соотношение изменится не очень сильно. Можно думать, что в результате этого изменения положения географических зон в областях недостаточного увлажнения будут не очень значительными. Гораздо больше должны сместиться границы зон в областях влажного климата.

Принимая во внимание вероятные изменения сумм температур воздуха при потеплении и учитывая зависимость положения географических зон от суммы температур воздуха за вегетационный сезон, можно рассчитать, как изменяется это положение при колебаниях климата. Результаты такого расчета для широтного пояса 40—70° с. ш. представлены на рис. 6.13 (левая часть графика — изменение средних широтных границ географических зон северного полушария в неогене, правая часть — то же для XX и XXI вв.).

Из рисунка видно, что в конце третичного периода географические зоны, находящиеся в условиях влажного климата, сначала медленно, а затем все быстрее перемещались к югу.

Этот вывод подтверждается палеогеографическими данными, из которых следует, что природные условия неогена резко отличались от природных условий современной эпохи.

В миоцене в центральных районах Западной Европы были широко распространены леса, включавшие вечнозеленые растения, в том числе пальмы. На севере Европы, до Шпицбергена включительно, находились богатые по составу хвойно-лиственные леса, состоявшие из берез, буков, дубов, сосен, елей и других деревьев. В Юго-восточной Европе, где сейчас находится степная зона, вначале произрастали буково-дубовые леса, включавшие также некоторые вечнозеленые деревья, которые потом сменились саваннами. Северная часть Азии была занята хвойно-лиственными лесами.

В плиоцене основные геоботанические зоны сместились к югу, хотя в это время они были расположены в более высоких широтах по сравнению с современной эпохой (Синицын, 1965).

Данные правой части графика показывают, что к концу первой четверти XXI в. должно произойти перемещение географических зон в более высокие широты на расстояние, достигающее 15° .

Как отмечено выше, географические зоны в областях недостаточного увлажнения гораздо меньше изменят свое положение, так как обусловленный потеплением рост испаряемости будет в большинстве случаев компенсирован увеличением количества осадков. Однако и при этом условии географические зоны в XXI в. будут резко отличаться от географической зональности последних столетий. Следует отметить, что изменение компонент географической среды при сравнительно быстром изменении климата не может произойти одновременно с колебаниями климатических условий. Почти синхронно с изменением климата будет меняться режим поверхностных вод. Значительно медленнее будет развиваться перестройка растительного покрова и в особенности почв.

Следует думать, что за срок нескольких десятилетий может осуществиться только частичное приспособление всех компонент географической среды к новым климатическим условиям. Наряду с этим не следует недооценивать пластичности многих

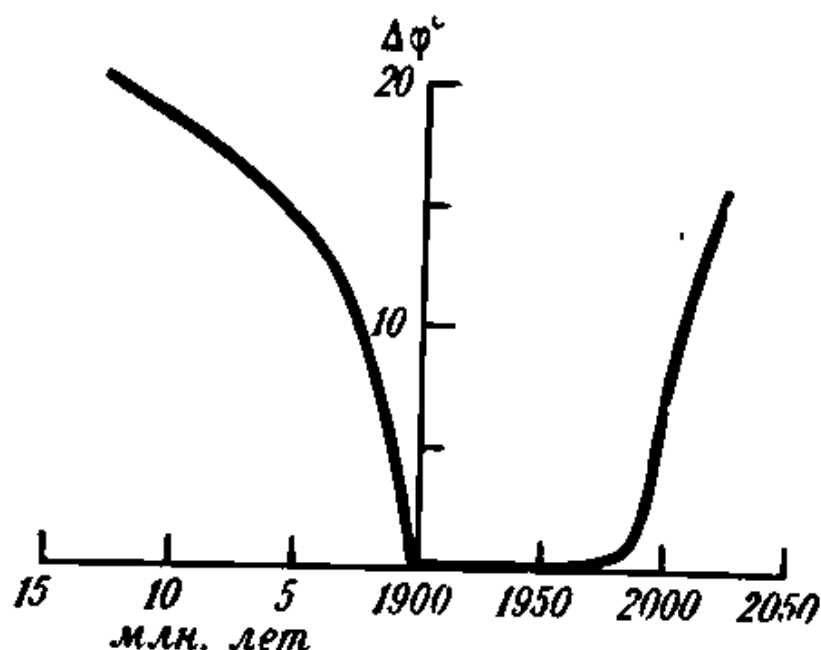


Рис. 6.13. Изменение средних широтных границ географических зон в неогене и современную эпоху.

из этих компонент в отношении глобальных изменений климата. Так, в частности, А. А. Григорьев указал, что во время сравнительно кратковременного потепления 20—30-х годов нашего века северная граница леса в ряде районов лесотундры сдвинулась в более высокие широты (Григорьев, 1956).

Очевидно, что вопрос об изменении положения географических зон в условиях быстрого изменения климата требует дополнительного изучения.

Продуктивность растительного покрова. Как отмечено выше, вопрос о продуктивности автотрофного растительного покрова имеет большое значение для оценки энергетических ресурсов, поддерживающих почти всю массу органического вещества живых организмов биосферы.

Лабораторные эксперименты и полевые исследования показывают, что при достаточном увлажнении и других благоприятных условиях продуктивность автотрофных растений существенно зависит от концентрации углекислого газа в воздухе в интервале значений этой концентрации от ее современной величины до величин, в несколько раз больших. Количественную оценку влияния концентрации CO_2 на продуктивность можно получить, используя численные модели фотосинтеза в слое растительного покрова.

Зависимость скорости фотосинтеза от концентрации углекислого газа изучалась в многочисленных лабораторных исследованиях (Rabinovich, 1951 и др.), в которых установлено, что при малых количествах CO_2 скорость фотосинтеза увеличивается с ростом концентрации почти линейно, после чего увеличение становится более медленным и при определенной концентрации рост фотосинтеза прекращается (состояние насыщения). При высоких концентрациях CO_2 скорость фотосинтеза уменьшается, причем после достижения определенного уровня концентрации фотосинтез может полностью прекратиться.

Значения концентрации CO_2 , при которых достигается состояние насыщения, изменяются в широких пределах как для различных растений, так и для того же самого растения, находящегося в различных условиях окружающей среды. Причина последнего явления заключается в проявлении известного «закона минимума», в соответствии с которым деятельность растения в наибольшей степени зависит от изменений наиболее неблагоприятного фактора внешней среды.

Лабораторные исследования показали, что при интенсивном освещении, достаточном обеспечении теплом, водой и необходимыми минеральными веществами у многих растений фотосинтез достигает максимальных значений при концентрации CO_2 , равной нескольким десяткам процента. Эта закономерность используется при применении углекислотного удобрения растений,

основанного на повышении концентрации CO_2 в воздухе теплиц. Опытные данные показывают, что в таких условиях удастся повысить урожай на 50—100 %, а иногда и на большую величину.

В естественных условиях продуктивность растительного покрова часто может сильнее зависеть от концентрации CO_2 в атмосфере по сравнению с результатами лабораторных опытов, выполненных на отдельных листьях или изолированных растениях. Причина этого заключается в том, что при интенсивном фотосинтезе концентрация CO_2 в слое растительного покрова значительно понижается по сравнению с концентрацией в свободной атмосфере, приближаясь в части этого слоя к уровню «компенсационной точки», при котором величина фотосинтеза близка к величине расхода органического вещества на дыхание и продуктивность равна нулю.

Для выяснения зависимости продуктивности растительного покрова от концентрации углекислого газа в естественных условиях большое значение имеют расчеты по численным моделям теории фотосинтеза в слое растительного покрова, в которых учитывается изменение концентрации CO_2 с высотой.

Эти численные модели, разработанные в цикле исследований (Будыко, 1964; Будыко, Гандин, 1964, 1965, 1966 и др.), основаны на следующих представлениях.

Зависимость скорости фотосинтеза A для отдельного листа растения от фотосинтетически активной радиации Q и концентрации углекислого газа C можно представить в форме

$$A = \frac{\beta Q}{1 + \frac{\beta Q}{\tau c}}, \quad (6.1)$$

где β и τ — эмпирические параметры.

Вертикальный поток углекислого газа в слое растительного покрова на высоте z равен

$$A_z = \rho k \frac{dc}{dz}, \quad (6.2)$$

где ρ — плотность воздуха, k — коэффициент турбулентного обмена.

Изменение этого потока в слое dz , обусловленное ассимиляцией CO_2 листьями, равно

$$dA_1 = \frac{\beta Q s dz}{1 + \frac{\beta Q}{\tau c}}, \quad (6.3)$$

где s — поверхность листьев в единице объема.

Изменение потока A_2 в результате дыхания листьев можно представить в виде

$$dA_2 = -\epsilon s dz \quad (6.4)$$

(ϵ — эмпирический коэффициент), считая, что общее изменение потока углекислоты

$$dA_z = -dA_1 + dA_2. \quad (6.5)$$

Из этих формул можно получить дифференциальное уравнение

$$\frac{d}{dz} \left(\rho k \frac{dc}{dz} \right) = - \frac{\beta s Q}{1 + \frac{\beta Q}{\tau c}} - \epsilon s, \quad (6.6)$$

где функция $Q(z)$ должна быть задана по эмпирическим данным.

Граничные условия для последнего уравнения имеют вид

$$\left(\rho k \frac{dc}{dz} \right) \Big|_{z=0} = -A_0, \quad (6.7)$$

$$\left(\rho k \frac{dc}{dz} \right) \Big|_{z=H} = \rho D_H (c_\infty - c_H), \quad (6.8)$$

где A_0 — поток CO_2 из почвы; c_∞ — концентрация CO_2 в воздухе на уровне z_1 , где она мало зависит от свойств растительного покрова; c_H — концентрация CO_2 на уровне высоты растительного покрова H , D_H — интегральный коэффициент турбулентной диффузии в слое воздуха между уровнями H и z_1 .

Из решения этого уравнения находится A_H (вертикальный поток CO_2 на уровне H), после чего суммарное значение ассимиляции A определяется по формуле

$$A = A_H + A_0 + \int_0^H \epsilon s dz. \quad (6.9)$$

При использовании изложенного здесь метода оказалось возможным изучить закономерности фотосинтеза для слоя растительного покрова. Из этих закономерностей особое значение для выяснения обсуждаемой проблемы имеет зависимость фотосинтеза от концентрации CO_2 в свободной атмосфере. В результате изучения указанной зависимости по расчетам, выполненным Г. В. Менжулиным для пшеницы, было найдено, что в данном случае «насыщение», т. е. достижение максимальных значений фотосинтеза, происходит при концентрациях углекислого газа несколько выше 0,2 %. Если концентрация CO_2 возрастает на величину до нескольких десятков процентов от ее

современного значения, относительный прирост фотосинтеза составляет около половины соответствующей относительной величины прироста концентрации CO_2 .

Следует иметь в виду, что этот вывод относится к растительному покрову, находящемуся в условиях достаточного обеспечения светом, теплом, влагой и минеральным питанием. Для менее благоприятных условий зависимость фотосинтеза от увеличения концентрации CO_2 будет более слабой.

Значительный интерес представляет оценка такой зависимости для биосферы в целом при современных темпах роста концентрации CO_2 . По ряду причин оценка этой зависимости связана с большими трудностями. В исследовании Килинга и Бекестоу (Keeling, Bacestow, 1977) предполагается, что при малых изменениях концентрации углекислого газа относительная величина прироста продуктивности составляет 0,27 относительной величины изменения концентрации CO_2 . Так как значительная часть природного растительного покрова находится в условиях, которые далеки от полностью благоприятных, эта оценка не противоречит приведенному выше результату расчета Г. В. Менжулина.

Следует отметить очевидную ошибку в обсуждении вопроса о влиянии антропогенного углекислого газа на фотосинтез, допущенную в заключении рабочей группы по последствиям сжигания ископаемого топлива на Далемской конференции (Legman e. a., 1977). В этом заключении предполагается, что на дополнительный фотосинтез может быть использована только часть ежегодного притока CO_2 , создаваемого в результате хозяйственной деятельности человека. Так как этот приток мал по сравнению с расходом CO_2 на фотосинтез, авторы заключения решили, что соответствующее увеличение фотосинтеза будет также незначительно.

На самом деле фотосинтез непосредственно не зависит от скорости поступления углекислого газа в атмосферу и определяется только уровнем концентрации CO_2 . Если этот уровень в результате хозяйственной деятельности повысился, например, на 10 %, то именно это значение (а не значение антропогенного притока CO_2 в атмосферу) является верхним пределом роста относительной величины фотосинтеза под влиянием увеличения концентрации CO_2 .

Таким образом, увеличение массы CO_2 в атмосфере при прочих равных условиях увеличивает продуктивность как естественного растительного покрова, так и сельскохозяйственных культур. Можно предполагать, что во втором случае повышение продуктивности должно быть больше, чем в первом.

Принимая в качестве первого приближения приведенную выше оценку Г. В. Менжулина и считая, что с конца XIX в.

концентрация CO_2 возросла на 10 %, можно предположить, что по этой причине урожай пшеницы (и, возможно, ряда других сельскохозяйственных культур) возрос на величину около 5 %. Фактический рост средних урожаев пшеницы за указанный период времени был намного больше приведенной здесь величины, оценить достоверность которой по материалам об изменениях урожаев невозможно из-за гораздо более сильного влия-

ния на урожаи прогресса агротехники и ряда других факторов. Тем не менее отмеченное здесь влияние роста CO_2 на увеличение урожаев может иметь существенное экономическое значение.

Следует указать, что во многих районах благоприятное влияние роста массы CO_2 на продуктивность растений в большей или меньшей мере компенсируется связанным с этим ростом ухудшением климатических условий. В предыдущем разделе отмечено, что на большей части территории континентов средних широт северного полушария при потеплениях средняя сумма осадков уменьшается, а частота засух возрастает. Количественно оценить влияние такого изменения климата на среднюю вели-

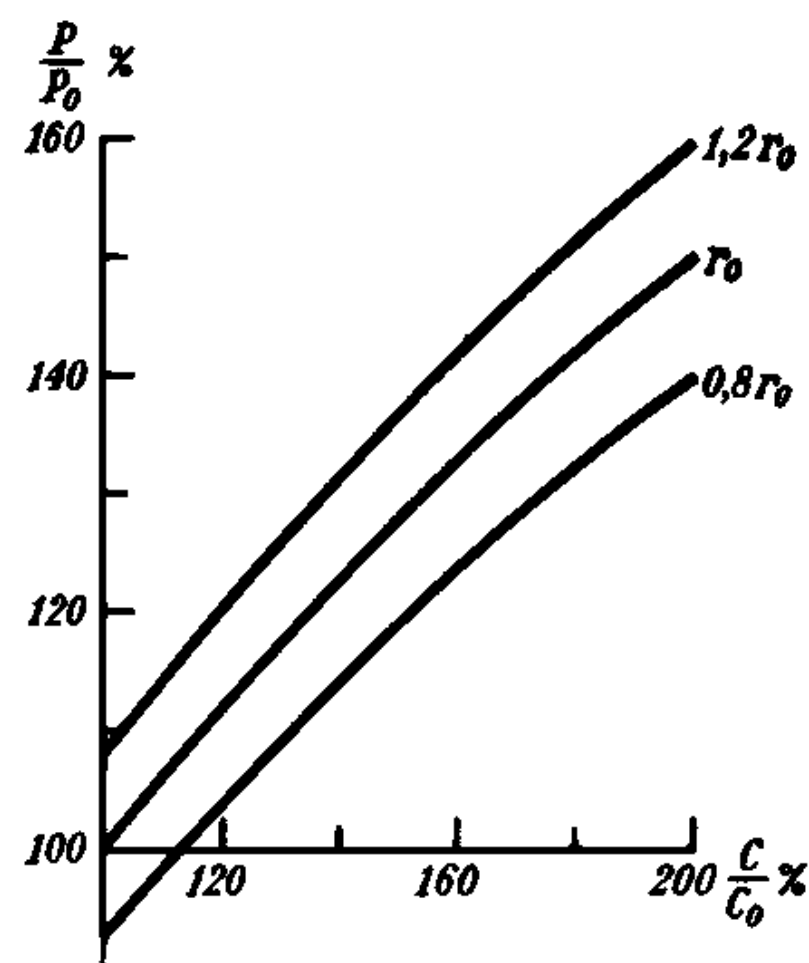


Рис. 6.14. Зависимость продуктивности пшеницы от концентрации углекислого газа и количества осадков.

чину урожая довольно трудно. Несомненно, что на территориях, пораженных сильной засухой, влияние неблагоприятной погоды на урожай может быть гораздо сильнее влияния роста концентрации углекислого газа, которое в соответствии с «законом минимума» в данном случае наименее значительно. Тем не менее, если, например, допустить, что в результате изменения климата частота засух, понижающих урожай на 15 %, в определенном районе возрастет от 10 до 30 %, причем в годы с достаточным количеством осадков урожай под влиянием роста концентрации CO_2 возрастет на величину около 10 %, то это увеличение может с избытком компенсировать ущерб, нанесенный засухами суммарному урожаю за интервал времени порядка 10 лет.

На рис. 6.14 представлена зависимость продуктивности пшеницы от концентрации углекислого газа и количества осадков, рассчитанная по модели Г. В. Менжулина (1976) для средних

климатических условий возделывания пшеницы на территории СССР. Из этого графика видно, что продуктивность возрастает пропорционально как концентрации углекислого газа, так и количеству выпадающих осадков, причем увеличение концентрации CO_2 или осадков на 10 % в обоих случаях приводит к повышению продуктивности на 4—5 %.

Принимая во внимание, что аналогичная зависимость должна иметь место и для естественного растительного покрова в условиях достаточного увлажнения, можно предположить, что при изменениях концентрации атмосферного углекислого газа происходят соответствующие изменения суммарной продуктивности автотрофных растений. Эти изменения усиливаются из-за связанных с колебаниями массы CO_2 изменений термического режима земной поверхности.

Хотя повышение температуры растений при прочих равных условиях часто приводит к понижению продуктивности вследствие увеличения расхода органического вещества на дыхание, глобальное потепление способствует повышению суммарной продуктивности растений на континентах из-за увеличения площади, занятой более производительными растительными покровами.

Можно думать, что глобальная продуктивность растительности при повышении концентрации CO_2 в атмосфере должна возрасти из-за прямого влияния изменения концентрации углекислого газа, увеличения сумм осадков на части территории континентов и увеличения площади наиболее продуктивных зон за счет распространения этих зон в более высокие широты. Учет влияния всех указанных факторов на продуктивность связан с большими трудностями, некоторые результаты приближенной оценки этой зависимости, полученные Н. А. Ефимовой, изображены на рис. 6.15.

На левой части этого графика представлено изменение суммарной продуктивности растительного покрова на континентах в конце неогена. Правая часть графика характеризует возможное изменение продуктивности в будущем при развитии глобального потепления. Вероятно, что следующий из данного графика вывод об увеличении суммарной продуктивности через несколько десятилетий примерно на 50 % фактически не осуществится, так как естественный растительный покров за столь

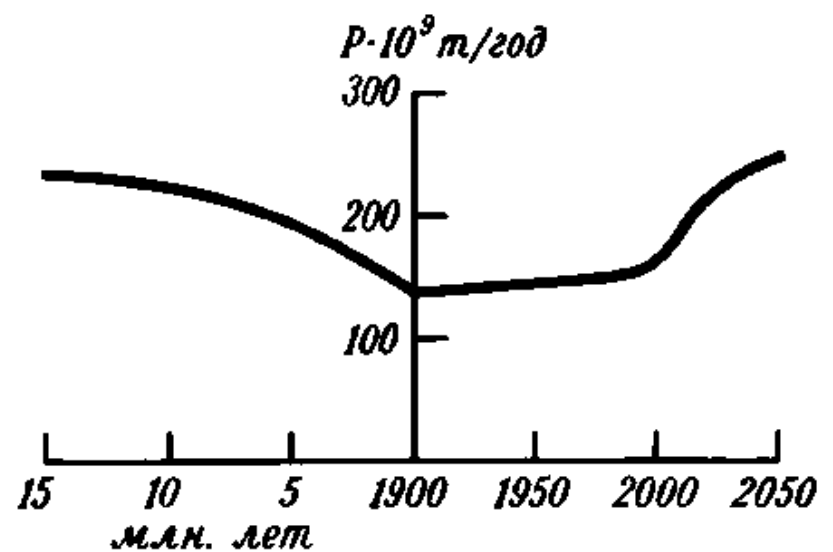


Рис. 6.15. Изменение продуктивности растительного покрова в неогене и современную эпоху.

короткий срок не достигнет состояния климакса, соответствующего быстро меняющимся условиям внешней среды.

Следует, однако, ожидать, что при росте концентрации углекислого газа средняя продуктивность как естественных растительных покровов, так и сельскохозяйственных полей будет заметно увеличиваться.

Практические проблемы. Во второй главе книги были приведены данные, указывающие, что за последние сто миллионов лет преобладала тенденция к уменьшению количества углекислого газа в атмосфере. Этот процесс привел к резкому изменению климата в сторону похолодания, в результате чего возникли полярные оледенения, которые в четвертичном периоде время от времени распространялись в умеренные широты.

Понижение концентрации углекислого газа снизило скорость фотосинтеза автотрофных растений, что уменьшило общую массу живого органического вещества в биосфере. Дальнейшее понижение концентрации CO_2 могло бы за не очень длительное с геологической точки зрения время поставить под угрозу сохранение жизни на Земле и привести к уничтожению биосферы.

Сжигая запасы угля и нефти, накопившиеся за сотни миллионов лет, человек с громадной быстротой восстанавливает химический состав древней атмосферы. Из приведенной выше оценки следует, что для достижения уровня концентрации углекислого газа, который имел место в конце третичного периода, т. е. несколько миллионов лет тому назад, нужно всего несколько десятилетий.

Происходящий сейчас процесс можно рассматривать как «омоложение» биосферы, т. е. восстановление природных условий с теплым климатом на всех широтах, отсутствием полярных ледяных покровов и высокой продуктивностью автотрофных растений, которая может поддерживать гораздо большую массу гетеротрофных живых организмов по сравнению с современной эпохой. Такое изменение природных условий было бы особенно благоприятно для стран, территории которых находятся в зоне холодного континентального климата, создающего большие трудности для развития сельского хозяйства и многих других видов хозяйственной деятельности.

Если бы возвращение к климатическим условиям третичного времени происходило достаточно медленно, этот процесс мог бы считаться благоприятным для человечества. Следует, однако, отметить, что громадная скорость указанного процесса создает ряд проблем, решение которых может оказаться далеко не простым.

Уже неоднократно высказывалось мнение, что любое резкое изменение климатических условий на обширных территориях приведет к тяжелым экономическим последствиям из-за

необходимости громадных капиталовложений для перестройки всех видов хозяйственной деятельности, зависящих от климата. Наряду с этим очевидно, что непреднамеренные изменения климата на огромных пространствах не могут быть во всех случаях полезными для деятельности человека — в ряде районов такие изменения будут создавать большие или меньшие трудности для этой деятельности.

Возвращаясь к вопросу о практическом значении процесса потепления, следует указать, что некоторые следствия этого процесса могут оказать благоприятное влияние на хозяйственную деятельность, некоторые — неблагоприятное.

Наибольшее практическое значение будет, вероятно, иметь влияние потепления на продуктивность сельскохозяйственного производства, рассмотренное в предыдущем разделе главы. Это влияние, как отмечено выше, будет различным в разных климатических областях — потепление повысит продуктивность сельскохозяйственных культур в районах со сравнительно холодным и влажным климатом, где увеличение длины вегетационного периода и рост сумм температур за период вегетации могут существенно увеличить урожай. Наряду с этим на определенных стадиях потепления в ряде районов неустойчивого увлажнения может уменьшиться количество выпадающих осадков, что окажет неблагоприятное влияние на урожайность. Так как рост концентрации CO_2 будет во всех случаях способствовать повышению урожаев, можно думать, что в глобальных масштабах итог влияния потепления на урожайность будет положительным.

Один из важнейших результатов ожидаемого изменения климата связан с влиянием этого изменения на режим речного стока, т. е. на ресурсы пресной воды, которые уже сейчас в ряде районов недостаточны для удовлетворения имеющихся потребностей. Из приведенных в предыдущем разделе данных следует, что на значительной части территории нашей страны в конце XX в. условия увлажнения могут ухудшиться, но несколько позже при потеплении Арктики речной сток значительно возрастет. Это увеличение водных ресурсов будет, однако, в основном иметь место в районах достаточно влажного климата.

Из многочисленных других важных в практическом отношении проблем, связанных с результатом потепления, следует назвать перспективу таяния верхних слоев вечномерзлых почв, занимающих почти половину территории нашей страны. Этот процесс может привести к ряду трудностей в сохранении строительных сооружений в соответствующих районах. Существенное значение может иметь также перспектива изменения размеров ряда внутриконтинентальных ледников, которые имеют значение для водного режима засушливых областей.

Вопрос о влиянии глобального потепления на режим ледников рассмотрен в исследовании М. Г. Гросвальда и В. М. Котлякова (1978), которые заключили о возможности быстрого разрушения всех арктических ледников, кроме Гренландского. Воздействие потепления на ледники в горах средних широт, по их мнению, будет менее существенным.

Заслуживает внимания связанный с режимом оледенений вопрос о возможности изменения уровня Мирового океана. Как известно, в течение последних сотен тысяч лет уровень Мирового океана много раз повышался и понижался в соответствии с развитием наземных ледников. В эпохи наибольших четвертичных оледенений, когда значительное количество водяного пара, перенесенного с океанов на материки, было израсходовано при развитии ледяных покровов, уровень океана понижался по сравнению с современным более чем на 100 м. В теплые межледниковые эпохи уровень океана превышал современный на величину до нескольких десятков метров. При полном таянии существующих сейчас ледников уровень океана должен повыситься на 66 м. Следует отметить, что почти вся масса воды современных оледенений заключена в Антарктическом и Гренландском ледниках (таяние первого из них приведет к повышению уровня океана на 59 м, а второго — на 7 м).

При повышении уровня океана на 66 м общая площадь суши сократится примерно на 3 %. Эта величина может казаться сравнительно малой, но она включает значительную часть территорий ряда государств, на которой расположены крупнейшие города мира.

Существенное значение имеет вопрос о возможных последствиях таяния ограниченной части общей массы существующих ледников, в результате чего уровень океана повысится на несколько метров. Легко установить, что подобное повышение будет иметь катастрофические последствия для государств, расположенных на низменностях (как Нидерланды), а также для ряда больших прибрежных городов. Следует иметь в виду, что даже в тех прибрежных городах, застройка которых размещена выше нескольких метров над уровнем моря, частичное таяние льдов также приведет к значительному ущербу из-за затопления портовых сооружений. Таким образом, опасность даже сравнительно небольшого повышения уровня океана имеет глобальный характер.

Вопрос о судьбе Антарктического и Гренландского ледников при потеплении до недавнего времени считался открытым.

Первая работа, посвященная данному вопросу, написана Мерсером (Mercer, 1978), который заключил, что в результате предстоящего потепления западная часть Антарктического ледника сравнительно скоро (может быть, даже через 50 лет) раз-

рушится, в связи с чем уровень океана повысится примерно на 5 м. Такая возможность связана с особой природой западного сектора оледенения Антарктиды, которое, в отличие от восточного сектора, налегает не на сушу, а на морское дно. Подобные ледники очень чувствительны к колебаниям температуры морской воды и могут быть легко разрушены при ее повышении.

В работе М. Г. Гросвальда и В. М. Котлякова (1978) на основании более детального анализа проблемы было сделано заключение, сходное с выводом Мерсера. Томас, Сендерсон и Роуз высказали предположение, что процесс разрушения этого ледника при потеплении может затянуться на несколько столетий, хотя они не исключают возможности и более быстрого развития изучаемого процесса (Thomas e. a., 1979). Очевидна необходимость детального изучения этого важного вопроса.

Одна из самых острых проблем, которая возникает при быстром изменении климата, связана с задачей сохранения многих видов диких животных и растений, существование которых будет поставлено под угрозу в результате разрушения соответствующих экологических систем. К этой проблеме примыкает вопрос о перспективах сохранения запасов промысловых рыб, из которых многие весьма чувствительны к изменениям климатических условий.

Число аналогичных проблем очень велико, так как изменение глобального климата окажет влияние на многие компоненты среды, окружающей человека.

Общий итог влияния глобального потепления на хозяйственную деятельность можно оценить только в результате широких междисциплинарных исследований, которые пока еще не выполнены. Так как многие стороны этого влияния будут неблагоприятными, встает естественный вопрос: нельзя ли полностью или частично предотвратить глобальное потепление?

Такая возможность, вероятно, возникнет в более отдаленном будущем, когда успехи в развитии новых видов производства энергии позволят регулировать энергетический баланс с учетом необходимости сохранения благоприятных климатических условий. Вместе с этим для ближайших десятилетий в соответствии с имеющимися прогнозами вряд ли возможно ожидать прекращения потребления больших количеств ископаемого топлива.

В предыдущих работах (Будыко, 1974 и др.) был изложен метод воздействия на климатические условия, который мог бы на ряд лет предотвратить развитие глобального потепления. В четвертой главе книги даны оценки влияния аэрозольного слоя в стратосфере на поток коротковолновой радиации, достигающей земной поверхности. Из этих оценок следует, что сравнительно небольшие колебания массы аэрозоля в нижней

стратосфере заметно изменяют «метеорологическую солнечную постоянную» и соответственно среднюю температуру воздуха у земной поверхности.

Рассмотрим возможность изменения климатических условий путем увеличения концентрации аэрозольных частиц в нижней стратосфере. Для этой цели рассчитаем массу аэрозоля, введение которого в стратосферу может вызвать изменение климата в масштабах, наблюдавшихся в эпоху потепления 20—30-х годов, но имеющее обратное направление, т. е. обеспечивающее снижение средней температуры у земной поверхности.

Как видно из данных четвертой главы, для этой цели необходимо уменьшить среднюю величину прямой радиации на 2 %, что соответствует уменьшению суммарной радиации на 0,3 %.

Считая, в соответствии с приведенными выше данными, среднюю величину массы аэрозоля, уменьшающего суммарную радиацию на 1 %, равной $0,8 \cdot 10^{-6}$ г/см², найдем, что для указанной цели масса аэрозоля в северном полушарии должна быть увеличена на 600 тыс. т.

Возможны различные технические методы осуществления такого увеличения массы аэрозоля. Рассмотрим один из них, основанный на концепции о сульфатной природе аэрозольных частиц стратосферы.

Для увеличения концентрации сульфатных частиц достаточно доставить на уровень аэрозольного слоя определенное количество сернистого газа, который затем превратится в капельки серной кислоты. Для создания 600 тыс. т серной кислоты требуется около 400 тыс. т сернистого газа, который может быть образован в результате сжигания 200 тыс. т серы.

Будем считать, что средняя длительность существования аэрозольных частиц в стратосфере составляет два года. Тогда для поддержания необходимой концентрации аэрозольных частиц, состоящих из чистой серной кислоты, ежегодно нужно было бы доставлять в нижнюю стратосферу 100 тыс. т серы. Однако из-за гигроскопичности концентрированной серной кислоты ее капельки будут абсорбировать водяной пар из воздуха, увеличивая свою массу и понижая удельный вес. В результате этого эффекта количество реагента, необходимого для заданного снижения суммарной радиации, значительно уменьшится. Так как точная концентрация серной кислоты в капельках стратосферного аэрозоля неизвестна, примем ее ориентировочное значение равным 50 %. В этом случае для решения поставленной задачи потребуется около 40 тыс. т серы в год. Отметим, что эта величина меньше половины указанной выше массы серы из-за уменьшения удельного веса аэрозоля при разбавлении серной кислоты водой.

Учитывая, что современные высотные самолеты могут подниматься на уровень аэрозольного слоя с грузом около 15 т, найдем, что такая масса реагента может быть доставлена в нижнюю стратосферу несколькими регулярно работающими самолетами, оборудованными устройством для сжигания серы в атмосфере.

Заслуживает внимания то, что количество реагентов, вносимых в атмосферу при осуществлении изложенного здесь метода воздействия на климат, ничтожно мало по сравнению с массой вещества, поступающего в атмосферу в результате современной хозяйственной деятельности человека. Величина этой массы для рассматриваемого выше случая воздействия в десятки тысяч раз меньше количества вещества, поступающего в атмосферу под влиянием деятельности человека и составляющего, по современным данным, сотни миллионов тонн в год (Inadvertent Climate Modification).

Также совершенно незначительно количество реагентов, оседающих в конечном счете на земную поверхность,—при указанном выше расходе оно будет равно в среднем около 0,2 мг серы на квадратный метр в год, что примерно в тысячу раз меньше естественного выпадения серы в атмосферных осадках (Будыко и др., 1974). Очевидно, что такие количества не имеют никакого значения для загрязнения окружающей среды.

Следует указать, что хотя расчеты, на которых основаны изложенные здесь выводы, имеют весьма приближенный характер, можно думать, что уточнение этих расчетов в последующих исследованиях не изменит заключения о принципиальной возможности воздействия на климат современными техническими средствами путем регулирования концентрации аэрозоля в стратосфере. Такое воздействие будет возможным даже при необходимости увеличить расход реагентов на порядок, что превосходит вероятную погрешность расчетов влияния концентрации аэрозоля на потоки радиации и погрешность оценки изменений температуры воздуха у земной поверхности при колебаниях метеорологической солнечной постоянной.

Имеются идеи по предотвращению потепления путем прямого воздействия на баланс углекислого газа. Так, например, в работах Марчетти (Marchetti, 1976) и Нордхауза (Nordhaus, 1977) рассматривается предложение об очистке продуктов сгорания ископаемого топлива от углекислого газа, который затем под высоким давлением превращается в жидкость и перекачивается в глубокие слои морей и океанов. Техническая и экономическая возможность осуществления этой идеи пока еще не вполне ясна. Более широко вопрос о путях контроля за образованием антропогенного углекислого газа рассмотрен в упомянутой работе Нордхауза.

Можно думать, что вопрос о технической осуществимости любых методов воздействия на глобальный баланс углекислого газа или же непосредственно на климат сейчас не очень актуален, так как применение этих методов приведет к сложным и противоречивым результатам, которые могут оказаться неблагоприятными для отдельных государств. В связи с этим реальное осуществление таких методов в близком будущем маловероятно.

Таким образом, необходимо детально изучить практические последствия ожидаемого изменения климата в сторону потепления для того, чтобы заранее принять меры для наиболее полного использования благоприятных результатов такого изменения и в возможно большей степени предотвратить неблагоприятные результаты.

6.3. Отдаленное будущее биосферы

Естественная эволюция климата. В отличие от вопроса об изменениях климата и связанных с ними изменениях биосферы в течение ближайших десятилетий, который имеет большое практическое значение, проблема изучения отдаленного будущего биосферы представляет в основном познавательный интерес.

Исследования этого направления связаны с гораздо большими трудностями по сравнению с изучением ближайших перспектив развития биосферы, что ограничивает возможности получения достоверных сведений об отдаленном будущем биосферы.

При рассмотрении данной проблемы следует остановиться на естественных изменениях климата, которые должны произойти за длительные интервалы времени. Эти изменения могут зависеть от следующих причин.

1. **Астрономические факторы.** Изменение положения поверхности Земли по отношению к Солнцу создает изменения климата с временными масштабами в десятки тысяч лет.

2. **Состав атмосферного воздуха.** В конце третичного и в четвертичное время определенное влияние на климат оказывало убывание содержания углекислого газа в атмосфере. Принимая во внимание скорость этого убывания и соответствующие ему изменения температуры воздуха, можно заключить, что влияние естественных изменений содержания углекислого газа на климат существенно для интервалов времени более ста тысяч лет.

3. **Строение земной поверхности.** Изменения рельефа и связанные с ними изменения положения берегов морей и океанов

могут заметно изменить климатические условия на больших пространствах за периоды времени не меньше сотен тысяч — миллионов лет.

4. Солнечная постоянная. Следует принять во внимание возможность изменений солнечной радиации, обусловленных эволюцией Солнца. Такие изменения могут существенно влиять на климатические условия за периоды более ста миллионов лет.

Указанные в этом перечне временные масштабы действия различных факторов на изменения климата согласуются с аналогичными оценками Митчелла (Mitchell, 1968) и других авторов.

Рассмотрим вопрос, какое влияние перечисленные выше факторы могут оказать на климатические условия.

Будущие изменения положения поверхности Земли по отношению к Солнцу могут быть рассчитаны со значительной точностью. Такие расчеты (Шараф, Будникова, 1969; Vernekar, 1972) позволяют оценить колебания прихода солнечной радиации за теплое полугодие, от которых в наибольшей степени зависит положение границ полярных льдов. Как установил Миланкович (Milankovich, 1930), особенно большое влияние на перемещение льдов оказывают колебания радиации на широтах, близких к полярным кругам.

Из данных имеющихся расчетов следует, что через 10—15 тыс. лет в области «критических широт» северного полушария произойдет заметное понижение радиации, составляющее около двух третей снижения, имевшего место в эпоху последнего вюрмского оледенения. Такое уменьшение радиации могло бы привести к наступлению новой ледниковой эпохи с развитием континентальных оледенений, несколько меньших, чем оледенения вюрмского времени.

Затем будет происходить увеличение радиации, которое может привести к разрушению оледенений, после чего уменьшения радиации в критических широтах северного полушария будут повторяться — примерно через 50 и 90 тыс. лет после нашего времени. Амплитуда этих понижений радиации будет возрастать, приближаясь к величине уменьшения радиации, вызвавшего последнее вюрмское оледенение (Berger, 1977).

Гораздо большие понижения радиации в критических широтах северного полушария произойдут через сотни тысяч лет, что означает возможность развития громадных оледенений в эти эпохи.

Влияние астрономических факторов на климат будущего может значительно усиливаться при дальнейшем снижении содержания углекислого газа в атмосфере. Так как на протяжении многих миллионов лет преобладала тенденция к уменьшению концентрации углекислоты в воздухе, то вероятно, что при

отсутствии воздействия хозяйственной деятельности на климат количество атмосферной углекислоты в будущем продолжало бы уменьшаться. Скорость этого уменьшения можно приблизительно рассчитать по приведенным в четвертой главе данным об убывании концентрации углекислого газа в конце кайнозойской эры.

Применяя основанную на этих данных экстраполяцию, можно оценить, за какое время концентрация углекислоты в атмосфере могла бы понизиться от ее значения в современную эпоху, близкого к 0,03 %, до значения, при котором возможно полное оледенение планеты. Из расчетов по полуэмпирической теории термического режима следует, что эта величина равна 0,015 %. Разность между этими двумя значениями близка к изменению концентрации углекислого газа, произошедшему, как это видно из данных о скорости убывания массы CO_2 в конце кайнозойской эры, за время от начала развития четвертичных оледенений до современной эпохи. Таким образом, следует заключить, что полное оледенение Земли могло бы произойти за период времени порядка миллиона лет.

Если мы примем во внимание, что наряду с общей тенденцией к развитию похолодания, вызванной снижением концентрации углекислого газа, при наличии полярных льдов существуют эпохи увеличения ледяных покровов, обусловленные изменением положения земной поверхности по отношению к Солнцу, эту оценку придется еще более уменьшить.

Принимая такое заключение, можно представить себе следующую картину возможной эволюции биосферы.

Продолжающееся снижение концентрации углекислого газа будет сопровождаться постепенным уменьшением продуктивности автотрофных растений и уменьшением общей массы живых организмов на Земле. Одновременно с этим будет постепенно расширяться зона полярных оледенений, которые при наступлении ледниковых эпох перемещаются в более низкие широты. Через несколько сот тысяч или через несколько миллионов лет ледяной покров достигнет критической широты, после чего он распространится вплоть до экватора в порядке саморазвития. В результате возникнет полное оледенение планеты, которое будет обладать большой устойчивостью, обусловленной низкими отрицательными температурами на всех широтах земного шара.

Можно думать, что полное оледенение приведет к прекращению всех биологических процессов на нашей планете. Это предположение основано на том, что за длительное время существования антарктического ледника не возникло каких-либо живых организмов, которые могли бы постоянно существовать в центральных областях этого ледника. При распространении

за сравнительно короткое время климатических условий Центральной Антарктики на весь земной шар трудно ожидать возникновения живых организмов, которые могли бы приспособиться к таким неблагоприятным условиям.

Полное оледенение планеты, соответствующее термическому режиму, отмеченному на рис. 3.17 и 3.18 точкой B' , должно быть чрезвычайно устойчивым, так как на всех широтах температура воздуха будет значительно ниже точки замерзания воды. Вместе с тем возможно, что в отдаленном будущем указанное оледенение может исчезнуть в результате постепенного увеличения солнечной постоянной. Как указано в главе 4, в ряде исследований высказывалось предположение, что в ходе эволюции Солнца температура его поверхности и количество излучаемой им энергии будет возрастать (Schwarzschild, 1958; Ångström, 1965; White, 1967; и др.).

Как видно из рис. 3.17 и 3.18, для разрушения планетарного оледенения необходимо увеличение солнечной постоянной примерно на 40 %, что, по данным указанных выше работ, может произойти через несколько миллиардов лет. В таком случае льды растают на всех широтах и температура воздуха повысится более чем на 100°C , среднее ее значение будет около 80°C . Поскольку при дальнейшем увеличении солнечной постоянной температура земной поверхности будет продолжать повышаться, таяние льдов вряд ли приведет к созданию условий, благоприятных для повторного возникновения жизни на Земле.

Учитывая, что вопрос об эволюции Солнца не вполне выяснен, следует отметить гипотетический характер такого пути изменения термического режима Земли. Представляется, однако, интересным, что при его осуществлении термический режим пройдет через стадии, соответствующие большей части гистерезисной кривой на рис. 3.17 и 3.18,— от безледных режимов мезозойской эры (несколько выше точки E) до современных условий (точка $З$), условий полного оледенения (от точки B' до A) и разрушения оледенения (точка A').

Приведенная выше оценка времени, в течение которого может наступить полное оледенение планеты, по ряду причин является очень приближенной. Наряду со схематичностью использованной при получении этой оценки модели термического режима атмосферы точность выполненного расчета существенно ограничивается примененным методом определения скорости уменьшения содержания углекислого газа в атмосфере, который имеет довольно условный характер.

Можно думать, что полученный здесь результат представляет интерес главным образом как иллюстрация высказанного ранее предположения о специфической природе четвертичных

оледенений (Будыко, 1971). Представляется возможным, что, в отличие от пермокарбонового и других древних оледенений, четвертичные оледенения являются не временными эпизодами в эволюции Земли, а началом перехода от устойчивого безледного климатического режима к еще более устойчивому режиму полного оледенения планеты. Длительность этого переходного периода, которым могло бы закончиться существование биосферы, как следует из приведенной выше оценки, очень невелика по сравнению с общей длительностью существования жизни на нашей планете.

Вероятность возникновения полного оледенения планеты в ходе естественной эволюции климата Земли возрастает при учете существующих тенденций к повышению уровня континентов в ряде районов высоких и умеренных широт северного полушария.

Используя палеографические карты В. Н. Сакса (1960) и других авторов, можно установить, что в конце юрского периода океаны занимали почти половину широтного круга на 70° с. ш., что обеспечивало свободную циркуляцию морских вод между умеренными и полярными широтами. В начале мелового периода на этой широте началось постепенное увеличение пространства, занятого континентами, которое продолжается до настоящего времени, в результате чего континенты занимают сейчас $\frac{5}{6}$ указанного широтного круга. Таким образом, ширина проливов, связывающих моря умеренных и высоких широт северного полушария, уменьшилась в три раза. В соответствии с этим произошло значительное уменьшение меридионального переноса тепла морскими течениями в полярные широты и создались предпосылки для развития арктического оледенения.

Нет никаких оснований предполагать, что тенденция нарастающей изоляции Северного полярного бассейна, существующая уже много миллионов лет, в ближайшем будущем прекратится. Сохранение этой тенденции означает, что в будущем вероятность новых наступаний ледников и возможность достижения ими критической широты будут возрастать.

Возможно, что влияние изменений земной поверхности на климат будущего проявится позже влияния снижения содержания углекислого газа в атмосфере и поэтому может быть несущественным. Учитывая, однако, значительную приближенность соответствующих оценок, вопрос о сравнительном значении этих двух факторов для климатических условий будущего нельзя считать разрешенным.

Гипотетическая схема изменений средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли в будущем, соответствующая изложенным здесь соображениям, представлена на

рис. 6.16, где изображены также изменения средней глобальной температуры в прошлом.

Для наглядности масштаб оси времени на этом рисунке в пределах 1 млн. лет для прошлого и будущего в тысячу раз больше, чем масштаб для более отдаленных от нашей эпохи интервалов времени. Диапазон изменений средней температуры, в котором существуют наиболее благоприятные условия для развития биологических процессов, изображен штриховкой.

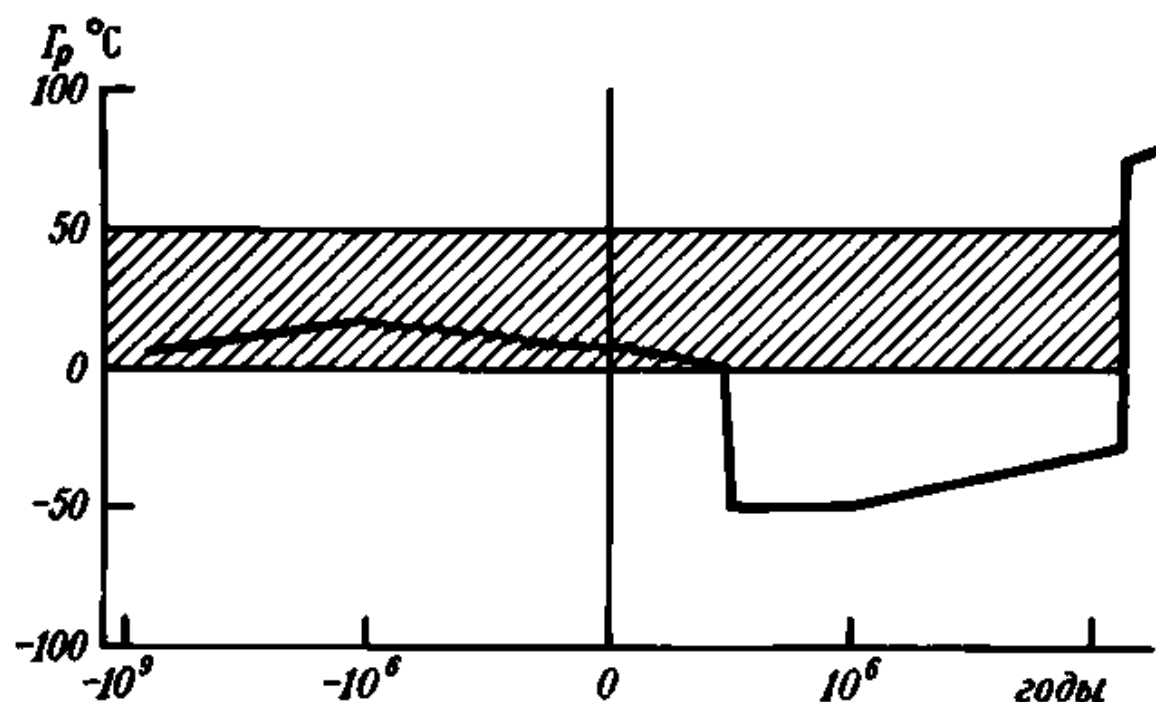


Рис. 6.16. Изменение средней температуры воздуха у земной поверхности.

Следует подчеркнуть условный характер этой схемы в связи с отмеченными выше гипотезами, принятыми при ее построении.

Биосфера Земли и жизнь во Вселенной. Для понимания перспектив отдаленного будущего биосферы Земли имеет значение вопрос о существовании других биосфер во Вселенной, который уже давно вставал перед учеными различных эпох.

Как известно, представление о наличии жизни на различных небесных телах высказывалось многими мыслителями античного времени, оно было широко распространено в XVIII в. и особенно в XIX в., когда его разделяли крупные специалисты в области астрономии. Сторонники этого представления часто предполагали, что планеты и звезды населены разумными существами, в связи с чем во Вселенной существует множество цивилизаций.

Новый этап в изучении проблем внеземной жизни наступил около 20 лет тому назад, после запуска первого искусственного спутника Земли. В полетах на Луну и Марс были предприняты попытки обнаружения живых организмов. Еще до осуществления этих полетов началась публикация многочисленных научных и популярных работ, посвященных этой проблеме, из

которых следует выделить талантливые книги И. С. Шкловского (1973) и К. Сагана (Sagan, 1975).

Наряду с исследованиями, выполненными с целью обнаружения жизни на других планетах, в последние годы были начаты попытки осуществления приема информации, которая, как предполагается, может передаваться представителями внеземных цивилизаций, а также передачи информации в космос средствами радиосвязи. Свидетельством значительного интереса к вопросу об установлении контактов с внеземными цивилизациями было проведение в последние годы нескольких международных конференций по этой проблеме, одна из которых была организована в нашей стране (в 1971 г. в Бюракане).

Возросший интерес к вопросу о внеземной жизни вызывает в ряде случаев критическое отношение. В этой связи можно привести, например, замечание Симпсона, высказанное им в 1963 г. до осуществления американских программ изучения жизни на Луне и Марсе и напечатанное впоследствии в сборнике его статей: «В вопросе о внеземной жизни реальные данные могут относиться только к нашей солнечной системе и они убедительно (хотя и не в окончательной форме) противоречат возможности существования жизни на любой другой планете системы. Ученые, обсуждающие возможность внеземной жизни, хотя и касаются научной проблемы, однако при этом вступают на ложный путь. Для области вне нашей солнечной системы нет совершенно никаких данных, подтверждающих или опровергающих эту возможность. Когда ученые рассматривают такую возможность, в лучшем случае они дают вероятностные оценки, которые в настоящее время проверить невозможно. В худшем случае, который наиболее обычен, они просто фантазируют» (Simpson, 1969).

В этой статье Симпсон утверждает о невозможности получить сведения о наличии жизни вне солнечной системы и об отсутствии какой-нибудь надежды открыть существование внеземных цивилизаций.

Скептицизм в отношении целесообразности поисков внеземных цивилизаций проявляется не только отдельными биологами, но также и некоторыми представителями точных наук, связанными с изучением космоса. Так, например, Саган упоминает высказанные ему по этому вопросу замечания М. В. Келдыша и одного из американских астрономов, которые сомневались в плодотворности этих поисков (Sagan, 1975).

Поскольку применяемые сейчас методы изучения проблемы внеземной жизни связаны с большими трудностями, представляет интерес возможность использовать другие подходы к исследованию этой проблемы. Один из таких подходов, вероятно, заключается в изучении тех закономерностей эволюции био-

сферы Земли, которые могут иметь значение для понимания условий существования жизни во Вселенной. При этом необходимо ответить на вопрос о причинах, которые сделали возможным сохранение жизни на Земле на протяжении громадного интервала времени.

В палеонтологических исследованиях установлено, что живые организмы непрерывно существуют на нашей планете свыше 3 млрд. лет. Эта цифра очень велика — она составляет более половины времени, прошедшего после возникновения Земли, и свыше десяти процентов времени после «большого взрыва», когда началось формирование известной нам Вселенной. При отсутствии информации о распространении жизни в космосе неясно, как велика вероятность сохранения живых организмов на одной из планет в течение столь длительного времени — эта вероятность может быть как сравнительно большой, так и совершенно ничтожной.

С указанным вопросом тесно связана другая проблема — насколько вероятно сохранение биосферы в течение времени, достаточного для возникновения разумных существ, изучающих окружающий мир научными методами. То, что время, прошедшее от появления жизни на Земле до возникновения современной цивилизации, велико даже по космическим масштабам, легко объясняется медленностью повышения уровня высшей нервной деятельности в ходе естественной эволюции живых организмов.

Причина этого, вытекающая из самой сущности эволюционного процесса, понятна из следующего замечания Симпсона: «Единственное, что выполняет естественный отбор, — сохранение генетических характеристик организмов, которые оставляют наибольшее количество потомков в условиях данного периода времени. Если эти потомки лучше приспособлены в некотором отношении, например в отношении их умственного развития, естественный отбор сохраняет или усиливает эту форму приспособления. Но если... менее развитые в умственном отношении оставляют больше потомков, тогда естественный отбор будет уменьшать данную форму приспособленности» (Simpson, 1969).

Это разъяснение Симпсона не противоречит хорошо известному факту преобладания в ходе эволюции тенденции к усложнению живых организмов, частным случаем которой является развитие нервной системы животных. Так, например, Джерисон установил, что на протяжении истории позвоночных относительный к размеру их тела объем головного мозга постепенно увеличивался (Jerison, 1973). В частности, для млекопитающих соответствующие данные характеризуются табл. 6.7.

Таблица 6.7

Относительный объем головного мозга млекопитающих (средняя величина для современных животных принята равной 1,0)

Формы	Растительно- ядные	Хищные
Раннетретичные примитивные	0,18	0,47
Раннетретичные прогрессивные	0,38	0,61
Средне- и познетретичные	0,63	0,76
Современные	0,95	1,10

Отметим, что в данном случае заметное увеличение размера мозга произошло за несколько десятков миллионов лет. У непосредственных предков человека этот процесс ускорился и аналогичное увеличение мозга осуществилось за несколько миллионов лет.

С учетом этих и других аналогичных данных можно заключить, что на протяжении истории биосферы поддерживались условия, не только допускавшие сохранение живых организмов, но и благоприятные для их прогрессивного развития.

Вопрос о том, как осуществлялось сохранение таких условий, заслуживает большого внимания.

Устойчивость биосферы. В работах автора (Будыко, 1971, 1974, 1977а) было отмечено, что вопреки встречающимся в популярной литературе представлениям, живые организмы освоили только очень ограниченную часть нашей планеты. Общая масса живого вещества составляет величину порядка $л \cdot 10^{18}$ г, что соответствует его плотности для единицы поверхности Земли около 1 г/см^2 . Так как главной компонентой суммарной биомассы является древесина деревьев, для которой характерны очень низкие скорости метаболизма, можно думать, что количество биологически активного живого вещества не превышает $0,1 \text{ г/см}^2$. Эта величина ничтожно мала по сравнению с заключенной в вертикальной колонне сечением 1 см^2 массой атмосферы, гидросферы и верхних слоев литосферы, т. е. основных составляющих среды, окружающей живые организмы.

Считая, что средняя толщина оболочки Земли, в которой встречаются организмы, имеет порядок величины 10 км, можно заключить, что живое вещество (удельная масса которого в среднем близка к 1) занимает не более одной миллионной объема этой оболочки.

Как уже отмечалось ранее (Лавренко, 1949), живое вещество можно рассматривать как очень тонкую по сравнению с размерами планеты пленку, которая расположена на поверхности континентов, в почве и верхних слоях водоемов. Эта

пленка не является непрерывной — она полностью или почти полностью исчезает в зонах с постоянным снежно-ледяным покровом, в наиболее сухих районах континентов, в областях океанов с малым количеством необходимых для растений минеральных веществ. Таким образом, за несколько миллиардов лет эволюции живые организмы не смогли приспособиться к условиям значительной части поверхности нашей планеты. Еще в меньшей степени они приспособились к условиям других областей биосферы — количество организмов в атмосфере, в глубоких слоях океанов и вне почвенного слоя литосферы, как правило, ничтожно мало даже по сравнению с их относительно малой массой в поверхностной пленке.

Заслуживает внимания ограниченность зон распространения отдельных видов животных и растений. Ареалы подавляющего большинства видов охватывают малую часть поверхности Земли, причем колебания во времени природных условий в пределах этих ареалов часто приводят к резким изменениям численности организмов, а иногда и к их вымиранию.

Границы зоны жизни на протяжении основной части истории биосферы в значительной мере определялись возможностью поддержания процесса фотосинтеза у автотрофных растений. Это связано с тем, что почти вся масса живого вещества (в особенности вещества многоклеточных организмов) существует за счет перераспределения энергии солнечной радиации, усвоенной автотрофными растениями. Исследования фотосинтеза показывают, что этот процесс осуществляется в довольно узком интервале температур, при наличии доступной для растений воды и определенных концентраций углекислого газа, а также необходимых минеральных веществ. Существенным условием фотосинтеза является поглощение растениями достаточных количеств радиации в определенном интервале длин волн. Сочетание условий, создающих возможность для фотосинтеза, имеет место не на всей поверхности Земли и на значительной части этой поверхности не во все сезоны года. Еще реже встречается сочетание природных условий, обеспечивающее высокую продуктивность автотрофных растений, что допускает существование большой массы гетеротрофных организмов на единице занимаемой ими площади.

Хотя в современную эпоху в ряде районов с влажным тропическим климатом продуктивность природного растительного покрова достигает довольно больших значений, эти значения намного ниже продуктивности, которая может иметь место при более высокой концентрации углекислого газа и более низкой концентрации кислорода в атмосфере.

Вопрос о продуктивности фотосинтеза имеет решающее значение для объяснения относительно малого количества живого

вещества в современной биосфере. В упомянутых выше работах автора исследована зависимость между продуктивностью растений, их биомассой и факторами, влияющими на фотосинтез. Учитывая эту зависимость, можно, в частности, установить, что суммарная биомасса существенно зависит от концентрации углекислого газа в атмосфере и водоемах. Повышение этой концентрации должно привести к соответствующему увеличению суммарной биомассы.

В указанных работах оценена эффективность использования естественным растительным покровом энергетических и водных ресурсов. Для Земли в целом растения используют только около 0,1 % количества солнечной радиации, приходящей на земную поверхность. Примерно такая же доля количества выпадающих осадков расходуется растениями суши для синтеза органического вещества. В благоприятных условиях даже при современном газовом составе атмосферы соответствующие показатели могут намного увеличиваться по сравнению с их средними значениями.

Таким образом, зона жизни организмов охватывает малую часть интервала природных условий во внешней оболочке нашей планеты. Количество живого вещества, существующего в пределах этой зоны, ничтожно мало по сравнению с объемом окружающей их среды. Учитывая, что указанный интервал незначителен по сравнению с изменчивостью физических и химических условий на планетах Солнечной системы (не говоря уже об условиях на других планетах Вселенной), можно думать, что пластичность живых организмов (т. е. способность их приспособления к разнообразным условиям окружающей среды) очень ограничена по сравнению с изменчивостью этих условий даже на нашей планете, а тем более во Вселенной в целом.

В связи с узостью зоны жизни и ограниченным количеством живого вещества, находящегося во внешней оболочке Земли, для понимания причин древности биосферы необходимо изучение механизмов, поддерживающих ее устойчивость. Устойчивость биосферы зависит от закономерностей ее развития при более или менее постоянных внешних условиях и от изменчивости внешних факторов, влияющих на биосферу.

Характерной и в известной мере парадоксальной чертой экологии биосферы Земли является ее сбалансированный характер. Как известно, гетеротрофные организмы связаны друг с другом и с автотрофными организмами трофическими взаимоотношениями, которые часто выражаются в уничтожении одними организмами других организмов. Если хищники, наиболее эффективно добывающие пищу путем истребления преследуемых ими животных, оставляют наибольшее количество потомков, казалось бы, что естественный отбор должен способство-

вать дальнейшему развитию указанной способности хищников. Такое же предположение можно высказать в отношении способности растительноядных животных в ходе их эволюции уничтожать все возрастающее количество живого органического вещества растений. Легко понять, что подобные последствия естественного отбора привели бы к быстрой гибели наиболее преуспевающих видов из-за уничтожения ими источников питания.

Хотя в экологических работах уже давно изучаются сложные механизмы, которые исключают возможность взаимного уничтожения видов в ходе их трофических взаимоотношений, можно думать, что исследования этого направления еще далеки от завершения. Существенное значение для их развития имеет применение численных моделей экологических систем. В этих исследованиях установлено большое значение для повышения устойчивости экологических систем комплекса отрицательных обратных связей, которые уменьшают изменчивость численности популяций организмов, входящих в экологические системы.

Одним из доказательств высокой эффективности этих обратных связей является громадная древность многих существующих видов и родов организмов, в некоторых случаях сохраняющихся десятки и сотни миллионов лет. Наличие разнообразных «живых ископаемых» свидетельствует также, что при определенных условиях процесс эволюции организмов идет крайне медленно. По-видимому, к числу этих условий относится малая изменчивость факторов, влияющих на организмы. Так, например, особенно много древних форм сохранилось в районах открытых океанов, где среда, окружавшая организмы, была наиболее постоянна.

Неоднократно отмечалось, что экологические системы обладают определенными чертами целостности, в связи с чем их иногда рассматривают как «надорганизмы». Аналогичный термин можно применить к глобальной экологической системе — биосфере.

Применение этого термина оправдано тем, что организмы оказывают значительное воздействие на основные компоненты биосферы. Особенно велико их влияние на атмосферу, где основная масса кислорода создана в результате деятельности автотрофных растений, которые играют также большую роль в балансе углекислого газа. Атмосферный кислород, органический углерод атмосферы и океанов, жидкая и газообразная вода биосферы в сравнительно короткое время проходят циклы круговорота, обусловленного деятельностью живых организмов. Отложения верхних слоев литосферы в значительной мере созданы организмами.

Заслуживает внимания, что воздействия организмов на окружающую среду могут улучшать условия их существования главным образом в локальных экологических системах для относительно коротких интервалов времени. Результаты этих воздействий на глобальную экологическую систему, по-видимому, не могут иметь приспособительного значения из-за громадной длительности времени осуществления воздействия, превосходящей продолжительность существования большинства видов.

Характерно, что некоторые результаты влияния организмов на окружающую среду наносят им ущерб,— как отмечено выше, высокий уровень концентрации созданного растениями кислорода в современной атмосфере снижает их продуктивность. Изъятие части углекислого газа в ходе его биотического круговорота привело к снижению концентрации CO_2 в воде и воздухе, что также понизило продуктивность фотосинтеза.

Таким образом, влияние организмов на биосферу не обеспечивает ее стабильности даже при постоянных внешних условиях.

Неоднократно высказывались предположения, что крупные изменения биосферы были связаны с воздействием внешних факторов. Такие предположения относились, в частности, к критическим эпохам геологической истории, к числу которых относились, например, вымирания многочисленных групп животных в конце пермского, триасового и мелового периодов. Возможно, что эти критические эпохи были следствием колебаний вулканической активности, о чем подробнее говорится ниже.

Примером очевидного влияния внешних факторов на организмы является вымирание многочисленных групп животных Южной Америки в конце третичного периода. Не вызывает сомнения, что причина этого вымирания заключалась в соединении Южной Америки с Северной Америкой в результате поднятия суши в области Панамского перешейка. Проникновение в Южную Америку высокоразвитых млекопитающих привело к быстрому исчезновению многих представителей своеобразной фауны Южной Америки, которые существовали там на протяжении почти всего третичного периода в условиях изоляции от остальных континентов.

Сбалансированная экология биосферы была существенно нарушена в результате деятельности человека, которую, учитывая ее специфический характер, можно рассматривать как внешний фактор по отношению к различным компонентам биосферы. Существует точка зрения, что значительные изменения в экологии биосферы под влиянием антропогенных факторов возникли уже на ранних стадиях существования вида *Homo sapiens* и выразились в уничтожении древними людьми многих видов крупных животных (Martin, 1967; Будыко, 1971).

Влияние человека на живую природу резко возросло в современную эпоху, когда в результате непреднамеренных последствий хозяйственной деятельности многие виды организмов были уничтожены, а численность популяций громадного числа видов резко сокращена. Легкость, с которой человек на огромных пространствах уничтожает живые организмы, является одним из доказательств большой чувствительности биосферы к изменениям влияющих на нее внешних факторов.

Продолжительность существования биосферы при колебаниях внешних факторов, влияющих на глобальную экологическую систему, зависит от ее устойчивости, которая определяется комплексом прямых и обратных связей между компонентами системы и внешними факторами.

Оставляя в стороне упомянутый выше вопрос о деятельности человека, к числу главных внешних факторов, изменения которых могут влиять на глобальную экологическую систему, следует отнести солнечную радиацию и обмен вещества между глубокими слоями литосферы и биосферой.

Значение первого из этих факторов очевидно. Когда излучение солнечной радиации прекратится (что может произойти через несколько миллиардов лет), существование биосферы закончится.

Исследования, результаты которых изложены в третьей главе, показали, что климатические условия могут значительно изменяться даже при относительно небольших колебаниях солнечной радиации. Так, например, изменения радиации на 1 % приводят к повышению или понижению средней температуры воздуха у земной поверхности на 2—3 °С при наличии современных полярных льдов и на 1,5 °С в эпохи, когда льдов не было. При снижении солнечной постоянной всего на несколько процентов может произойти полное оледенение Земли. Это будет сопровождаться понижением средней температуры воздуха у земной поверхности на 60—100 °С. Подобное изменение климата, по-видимому, привело бы к гибели всех живых организмов, т. е. к исчезновению биосферы.

Высокая чувствительность термического режима к колебаниям солнечного излучения позволяет предполагать, что существование биосферы зависит даже от относительно небольших изменений излучения Солнца. По-видимому, это излучение довольно устойчиво. Как отмечено в четвертой главе, многочисленные попытки определить по данным наблюдений, насколько стабильна «солнечная постоянная» (т. е. поток солнечного излучения на внешней границе атмосферы) в современную эпоху, привели к выводу, что за последние десятилетия эта величина или была практически неизменной, или колебалась в узких пределах, вероятно, не превышавших 0,1 % ее значения.

Большое значение имеет рассмотренный в четвертой главе вопрос об изменениях солнечной постоянной в геологическом прошлом. Предполагается, что эволюция Солнца приводит к постепенному уменьшению его диаметра и повышению светимости. При прочих равных условиях такое изменение солнечной радиации должно соответствовать очень холодному климату в докембрийское время и в палеозое, что противоречит материалам геологических исследований. Чтобы разъяснить данное противоречие, было высказано мнение, что в прошлом химический состав воздуха существенно отличался от современного, усиливая парниковый эффект атмосферы. Если это предположение правильно, оно приводит к выводу о случайном совпадении изменений внешних факторов (солнечной радиации и химического состава атмосферы), влияние которых на термический режим оказалось противоположным и взаимно компенсированным, что сделало возможным длительное сохранение жизни на нашей планете.

Другой вывод из концепции о росте солнечного излучения, сделанный несколькими авторами,—вероятность гибели биосферы через 1—2 млрд. лет (т. е. задолго до потухания Солнца) в результате перегрева Земли.

Можно думать, что значительное влияние на биосферу оказывал обмен вещества между глубокими слоями литосферы и системой океан—атмосфера. По современным представлениям океан и атмосфера возникли в результате процесса дегазации верхней мантии, в ходе которого на поверхность Земли поступали водяной пар, углекислый газ и другие вещества. Этот процесс является следствием нагревания глубоких слоев литосферы, обусловленного распадом ряда изотопов долгоживущих радиоактивных элементов. Несомненно, что скорость процесса дегазации не была постоянной. Одним из свидетельств этого являются колебания вулканической активности, которая существенно изменялась в течение геологической истории. Поскольку вулканы выбрасывают значительное количество углекислого газа и других продуктов извержений, их деятельность оказывала большое влияние на биосферу.

Из данных, представленных в главе 2, следует, что в фанерозое количество углекислого газа в атмосфере изменялось примерно в десять раз — от нескольких десятых до нескольких сотых процента от объема атмосферы, а количество кислорода в четыре-пять раз, в интервале 30—150 % его современной массы.

Несомненно, что колебания химического состава атмосферы оказывали значительное влияние на живую природу. Представляет интерес изучение возможности изменения химического состава атмосферы до пределов, исключающих дальнейшее

существование организмов. Как известно, автотрофные растения, которые являются основным источником энергии для современной биосферы, обычно могут функционировать в интервале концентраций углекислого газа в атмосфере от одной-двух сотых процента до нескольких процентов.

Для большинства животных существует верхний предел концентрации углекислого газа в среде их обитания, после достижения которого они погибают. Во многих случаях этот предел составляет несколько процентов от объема атмосферы.

Хотя различные растения и животные могут существовать только в определенных интервалах парциального давления кислорода (эти интервалы сильно различаются, в особенности для аэробных и анаэробных организмов), вопрос о колебаниях массы атмосферного кислорода, вероятно, имеет меньшее значение для устойчивости биосферы по сравнению с колебаниями концентрации углекислого газа. Причина этого заключается в том, что масса атмосферного кислорода значительно превосходит массу углекислого газа, причем источник образования свободного кислорода — фотосинтез автотрофных растений — менее изменчив по сравнению с источником атмосферного углекислого газа. В результате этого можно предполагать, что в фанерозое количество углекислого газа испытывало гораздо большие колебания по сравнению с массой кислорода. Приведенные во второй главе данные подтверждают это положение, хотя фактические различия между относительными изменениями массы CO_2 и O_2 должны быть гораздо больше по сравнению с найденными значениями, поскольку эти значения являются средними для геологических периодов или их отделов и не характеризуют колебаний газового состава атмосферы для более коротких интервалов времени. Вследствие указанных выше причин значительные изменения массы атмосферного кислорода для относительно коротких интервалов менее вероятны, тогда как для углекислого газа такая возможность безусловно существовала. Доказательством этого является быстрый рост концентрации углекислого газа в современную эпоху под влиянием хозяйственной деятельности человека.

Выше отмечено, что углекислый газ атмосферы оказывает существенное влияние на термический режим, усиливая парниковый эффект атмосферы. Понижение концентрации углекислого газа ниже современной приводит к снижению температуры, что, как показывают некоторые расчеты, при достаточно низких концентрациях может привести к полному оледенению Земли. Таким образом, колебания массы углекислого газа оказывают как прямое влияние на живые организмы, так и косвенное, связанное с изменением климата.

Гораздо раньше возникновения упомянутых выше экологических катастроф, связанных с эволюцией Солнца, может произойти изменение химического состава атмосферы, выходящее за пределы, в которых возможно существование живых организмов. Наибольшую опасность в этом отношении представляют колебания концентрации углекислого газа.

Как указано выше, интервал этой концентрации, в котором возможно существование большинства автотрофных растений, относительно невелик — он допускает увеличение и уменьшение массы углекислого газа в атмосфере примерно на один порядок по отношению к ее среднему значению для фанерозоя. В настоящее время указанная масса заметно понижена по сравнению с ее средним значением в прошлом и, по-видимому, не очень далека от нижнего предела указанного интервала.

Как видно из данных второй главы, процесс понижения количества углекислого газа в атмосфере начался в меловом периоде и ускорился в конце третичного периода. Вероятная причина уменьшения массы CO_2 — ослабление вулканической активности, вызванное истощением запасов радиоактивных элементов, обеспечивающих разогревание литосферы. Из имеющихся очень приближенных оценок следует, что при продолжении этого процесса за короткое с точки зрения истории Земли время — около миллиона лет — произойдет одна из двух экологических катастроф: или полное оледенение Земли, или исчезновение автотрофных растений и связанных с ними гетеротрофных организмов из-за невозможности обеспечить уровень фотосинтеза, компенсирующий расход органического вещества на дыхание и другие физиологические функции растений.

В этой связи следует напомнить замечание А. Б. Ронова (1976) о том, что жизнь на Земле может существовать только при достаточном уровне распада радиоактивных элементов в литосфере.

Существует предположение, что биосфера Земли уже была близка к гибели в эпохи наибольшего развития последних четвертичных оледенений, которые подходили на не очень большое расстояние к критической широте, после достижения которой льды теряют устойчивость и распространяются к экватору в порядке саморазвития.

Допуская возможность прекращения существования биосферы в не очень отдаленном будущем, следует вернуться к вопросу: каким образом биосфера сохранялась столь длительное время в прошлом? Можно думать, что сохранение средней температуры Земли в пределах узкой зоны жизни на протяжении миллиардов лет, по-видимому, было случайным событием, вероятность которого сравнительно невелика. Также в значитель-

ной мере случайной была сравнительно малая изменчивость химического состава атмосферы, колебания которого могли легко уничтожить все организмы или их большую часть. В частности, следует повторить, что многие аэробные организмы не могут существовать при больших концентрациях углекислого газа, в связи с чем в прошлом существовала постоянная опасность их отравления при значительных повышении массы CO_2 .

Как отмечалось в ряде исследований, наряду с заметными колебаниями средней вулканической активности за длительные интервалы времени происходили гораздо большие по амплитуде кратковременные изменения ее уровня. Данные о современном росте концентрации CO_2 свидетельствуют о том, что в природе не существует достаточно сильных отрицательных обратных связей, которые могли бы значительно ослабить рост массы атмосферного углекислого газа при усилении мощности его источников. Изучая происходящие сейчас изменения химического состава атмосферы, можно отметить, что созданный человеком источник CO_2 примерно на два порядка интенсивнее по сравнению с вулканизмом и другими естественными источниками его образования. Однако современный уровень вулканической активности далек от максимально возможного, который несомненно мог во много раз его превышать.

Можно высказать предположение, что в фанерозое существовала постоянная опасность отравления аэробных организмов углекислым газом, а также другими продуктами вулканических извержений, в числе которых находится столь ядовитое вещество, как угарный газ.

Другая опасность для живых организмов заключалась в уменьшении прозрачности атмосферы при существенных повышениях вулканической активности. Как показывают выполненные расчеты, колебания вулканической активности за последние столетия приводили к изменению средней температуры воздуха у земной поверхности на несколько десятых градуса.

Несомненно, что за сотни миллионов лет должны были наблюдаться гораздо большие колебания температуры из-за совпадения в отдельные интервалы времени многих вулканических извержений. Грубые оценки этого эффекта привели к выводу, что по указанной причине за отдельные десятилетия средняя температура воздуха могла понижаться на величину до 5—10°C. Такое понижение температуры (или их серия), возможно, было достаточной причиной для вымирания многих видов стенотермных организмов (т. е. организмов, не приспособленных к значительным колебаниям температуры окружающей среды). В связи с этим была высказана гипотеза, что усиления вулканической активности могли быть одной из причин смен

последовательных фаун в критические эпохи геологической истории (Будыко, 1971).

Заслуживает внимания изучение вопроса: может ли усиление вулканизма привести к еще большему понижению температуры, достаточному для уничтожения всех живых организмов или их большей части? То, что на протяжении истории биосферы такая возможность не осуществилась, не дает ответа на этот вопрос, так же как и на другие аналогичные вопросы, связанные с объяснением древности биосферы.

Для полного выяснения обсуждаемой здесь проблемы необходимо выполнить количественные оценки вероятности изменений внешних факторов, которые могли оказать значительное влияние на биосферу. Хотя получение таких оценок является делом будущего, имеющиеся ограниченные материалы позволяют предполагать, что за громадный по длительности срок существования биосферы эта вероятность была весьма велика.

Уникальность биосферы Земли. Из приведенных здесь соображений можно сделать заключение о редкости существования жизни во Вселенной и в особенности высших форм жизни, развитие которых могло бы привести к созданию внеземных цивилизаций.

Вероятно, что для возникновения высших форм организмов, без которых невозможно создание цивилизации, существенное значение имеют колебания природных условий, ускоряющие процесс эволюции. Значение этого фактора для смены последовательных фаун признается многими исследователями, в том числе Симпсоном, который писал: «...среди рептилий и млекопитающих процент отрядов, возникших в периоды интенсивных поднятий и орогенеза, слишком высок, чтобы его можно было приписать случаю..., по-видимому, это справедливо также в отношении птиц...» (Simpson, 1944). Возможно, что на гипотетической планете с благоприятными для жизни условиями, которые были бы совершенно постоянны на протяжении миллиардов лет, медленность эволюции исключила бы перспективу возникновения достаточно сложных организмов, и, следовательно, создание цивилизации.

Таким образом, по-видимому, появление высокоразвитых организмов требует определенной изменчивости внешних условий, причем эта изменчивость не должна выходить за узкие пределы зоны жизни указанных организмов. Такое условие еще более снижает вероятность появления внеземных цивилизаций по сравнению с вероятностью длительного существования внеземной жизни.

Распространенный метод оценки числа планет во Вселенной, на которых существуют цивилизации, заключается в умножении числа звезд на несколько коэффициентов, меньших еди-

ницы, в число которых входят коэффициенты, характеризующие вероятности: а) существования планет у звезды; б) наличия на этих планетах условий, допускающих существование организмов; в) возникновения жизни на этих планетах; г) прогресса организмов до уровня появления высокоразвитых цивилизаций; д) длительного существования цивилизаций. Авторы подобных расчетов обычно признают крайнюю трудность сколько-нибудь надежной оценки этих коэффициентов (с частичным исключением первого из них), однако при громадном количестве звезд во Вселенной они могут, задавая очень малые, по их мнению, значения для каждого коэффициента, получать все же довольно большое число существующих сейчас цивилизаций. Так, например, Саган в упомянутой выше книге допускает, что в нашей Галактике может быть около миллиона планет, на которых имеются высокоразвитые цивилизации.

Соглашаясь с Симпсоном, что такой метод расчета в значительной мере произволен, следует указать на отсутствие у авторов этих расчетов представлений о наличии дополнительных факторов, значительно снижающих вероятность существования жизни (и в особенности, сознательной жизни) во Вселенной.

При рассмотрении вопроса об устойчивости биосферы Земли создается впечатление, что устойчивость эта не очень велика и что вероятность существования жизни на планете, подобной Земле, на протяжении миллиардов лет может характеризоваться очень малой величиной. Сравнительно небольшие колебания солнечной радиации и не очень большие изменения вулканической активности, по-видимому, достаточны для уничтожения большинства организмов или всей жизни на Земле.

Можно назвать и другие внешние факторы, которые могли оказать губительное воздействие на организмы. Так, например, падение крупных метеоритов, следы которых сглажены на земной поверхности, но отчетливо видны на Луне, Марсе и Меркурии, могло создавать изменения в состоянии биосферы, выходящие за пределы зоны жизни.

Одним из результатов падения больших метеоритов должно быть значительное увеличение оптической толщины аэрозольного слоя в атмосфере. Сохранившиеся слабые следы метеорных кратеров на земной поверхности позволяют предполагать, что за длительную историю Земли с ней сталкивались метеориты, размеры которых достигали сотен метров при объеме до сотен миллионов кубических метров. Если в результате взрыва метеорита в стратосферу попадала в форме аэрозольных частиц только малая часть его массы, этого было достаточно для резкого уменьшения солнечной радиации, достигающей земной поверхности.

Из приведенных выше оценок следует, что суммарная радиация уменьшается на 1 % при общем объеме частиц стратосферного аэрозоля около миллиона кубических метров. В соответствии с этим при падении очень большого метеорита возможно снижение суммарной радиации до 10 % и более. Если такое уменьшение радиации продолжается десятки месяцев, оно может привести к снижению средней температуры у земной поверхности примерно на 5—10°C. Подобное изменение климата будет иметь катастрофические последствия для многих живых организмов.

Не касаясь подробнее этой и других аналогичных возможностей, отметим, что с нашей точки зрения основное значение для рассматриваемой проблемы имеет независимость эволюции Солнца и слабая зависимость эволюции глубоких слоев литосферы от состояния биосферы.

При высокой чувствительности биосферы к колебаниям солнечной радиации и притока вещества из литосферы отсутствие обратных связей, стабилизирующих систему Солнце—биосфера, и слабость этих связей в системе глубокие слои литосферы—биосфера значительно уменьшают вероятность длительного существования биосферы, достаточного для возникновения высоко развитой цивилизации.

В связи с этим можно думать, что вероятность распространения жизни во Вселенной и особенно высших форм жизни, связанных с возникновением цивилизации, незначительна. Такое заключение подтверждается отрицательными результатами поисков жизни на Луне и Марсе, неуспехом попыток принять сигналы, передаваемые внеземными цивилизациями, отсутствием достоверной информации о прошлых связях человечества с жителями других планет.

Этот вывод основан на исследованиях биосферы Земли, результаты которых излагались в предыдущих книгах автора (Будыко, 1971; 1974; 1977). Недавно аналогичное заключение было сделано в работах Харта (Hart, 1978; 1979) в результате расчета возможности сохранения благоприятных для жизни условий на планетах, обращающихся вокруг звезд различных типов.

В первой из этих работ была построена численная модель эволюции химического состава земной атмосферы, использование которой показало, что длительное поддержание условий, допускающих существование организмов, возможно только в очень узком интервале расстояний от Земли до Солнца. Увеличение этого расстояния на величину порядка одного процента привело бы к полному оледенению планеты в отдаленном прошлом. При небольшом уменьшении указанного расстояния температура поверхности планеты поднялась бы до точки кипения воды, после чего исчезновение гидросферы, в которой погло-

щается поступающий из земной коры углекислый газ, привело бы к быстрому росту концентрации CO_2 в атмосфере и дальнейшему росту температуры, что произошло на Венере.

Во второй работе Харта рассмотрен вопрос о существовании «обитаемых зон» (пространств, в которых на сходных с Землей планетах возможно существование живых организмов) у звезд различного типа. Используя упомянутую выше модель, Харт нашел, что для многих звезд длительное существование обитаемых зон невозможно, а для тех типов звезд, которые могут долгое время иметь обитаемые зоны, пространство этих зон (определяемое диапазоном наименьшего и наибольшего расстояния планеты от звезды) в каждом случае очень невелико.

Хотя построенная Хартом модель эволюции атмосферы весьма схематична (см. главу 2), она правильно передает многие черты процесса этой эволюции, причем, как показал Харт, выводы о свойствах обитаемой зоны сравнительно мало зависят от возможных погрешностей в принятых им значениях параметров модели. В связи с этим результаты исследований Харта могут рассматриваться как одно из доказательств редкости жизни во Вселенной.

С точки зрения изложенных выше представлений биосфера Земли уникальна в двух отношениях. Во-первых, необычен самый факт ее длительного существования в условиях, которые много раз могли привести к уничтожению живых организмов на нашей планете. Во-вторых, необычна возникшая в наше время возможность группы живых организмов — человечества — активно поддерживать существование биосферы, предотвращая развитие процессов, угрожающих ее дальнейшему существованию.

Будущее биосферы. Первый результат глобального воздействия человека на биосферу, связанный с восстановлением древнего состава атмосферы, богатой углекислым газом, явился непреднамеренным следствием хозяйственной деятельности. Такое изменение состава атмосферы повысило устойчивость биосферы и снизило возможность ее полного или частичного разрушения в результате развития оледенений.

Если допустить, что после израсходования имеющихся запасов ископаемого топлива концентрация углекислого газа в атмосфере опять понизится, можно думать, что к этому времени будет достигнут достаточно высокий уровень производства энергии из других источников. Это обеспечит поддержание температуры воздуха у земной поверхности на оптимальном уровне.

В последние годы выяснились возможности применения технически осуществимых методов воздействия на глобальный климат, которые могут повысить среднюю температуру нижних слоев воздуха (распространение в стратосфере водяного пара,

фреонов или других газов, поглощающих длинноволновое излучение) или понизить эту температуру (создание в стратосфере аэрозольного слоя).

Можно не сомневаться, что в будущем возможности воздействия на климат многократно расширятся. Это сделает возможным регулировать климат в интересах всего человечества. Такая перспектива чрезвычайно повысит устойчивость биосферы и значительно увеличит время ее существования.

6.4. Заключение

Вопрос о климатических условиях будущего является частью общей проблемы влияния хозяйственной деятельности человека на окружающую среду, которая сейчас привлекает громадное внимание. В отношении этой проблемы Н. П. Федосеев пишет: «Ныне перед человечеством впервые возникла проблема предотвращения действий и процессов, которые могут серьезно нарушить нормальное состояние биосферы и тем самым подорвать естественные предпосылки социального бытия.» (Федосеев, 1978).

Напомнив известное высказывание К. Маркса: «Культура, если она развивается стихийно, а не направляется сознательно, — оставляет после себя пустыню»,¹ Е. К. Федоров говорит: «Характер взаимодействия человеческого общества с природой в последние десятилетия вызывает все более возрастающий интерес и вместе с тем тревогу в широких кругах населения во всех странах мира. В разнообразных статьях и выступлениях на эту тему часто высказывается мысль о том, что технически развитое общество губит природу, губит среду, в которой оно существует и из которой черпает необходимые для себя ресурсы. Губит самым фактом своего быстрого развития, своей техникой и — главным образом — своими необдуманно по отношению к природе действиями. Тем самым оно лишает себя перспективы и возможностей дальнейшего существования».

Е. К. Федоров отмечает, что для устранения опасности глобального экологического кризиса «человечество должно стать организатором природы в масштабе всей планеты». Это может быть достигнуто «только в форме организованного общества, способного регулировать свои действия вообще и свои взаимоотношения с природой в глобальном масштабе... Все дело в том, сможет ли человечество достигнуть в течение ближайших десятилетий способности... регулировать и в какой-то мере

¹ К. Маркс и Ф. Энгельс. Письма К. Маркса и Ф. Энгельса. Соч., т. 32. — М., 1964, с. 45.

направлять свое развитие. Именно в этом, с нашей точки зрения, состоит критичность ближайшего этапа развития человечества» (Федоров, 1977).

Учитывая эти соображения, следует признать важнейшей задачей современных экологических исследований изучение последствий влияния хозяйственной деятельности человека на окружающую среду с целью предотвращения неблагоприятных результатов такого влияния (Герасимов, Будыко, 1974).

Из материалов, приведенных в этой книге, вытекает, что хозяйственная деятельность человека, связанная с сжиганием все возрастающего количества ископаемого топлива и сокращением площади лесов, изменяет химический состав атмосферы, причем это изменение быстро усиливается. Увеличение количества атмосферного углекислого газа уже привело к повышению средней температуры воздуха у земной поверхности на несколько десятых градуса, при дальнейшем развитии хозяйственной деятельности через несколько десятилетий повышение средней температуры воздуха достигнет 2—3°C, а в дальнейшем еще больших значений. Это приведет к разрушению морских полярных льдов, что дополнительно усилит изменения климатических условий в высоких и средних широтах северного полушария.

Использование расчетов по моделям теории климата и применение палеоклиматических материалов делает возможным построение карт, характеризующих климатические условия будущего. Используя материалы, представленные на этих картах, можно оценить, какие изменения различных компонентов природной среды произойдут в результате увеличения количества углекислого газа в атмосфере. Результаты такой оценки указывают на вероятность значительных изменений природных условий на всем земном шаре, в особенности в высоких и средних широтах.

Существенное значение для понимания происходящих сейчас изменений в состоянии биосферы имеет заключение о том, что повышение количества атмосферного углекислого газа возвращает атмосферу к состоянию, типичному для третичного периода, с гораздо более теплыми климатическими условиями и более высокой продуктивностью растительного покрова по сравнению с современной эпохой.

Рассматривая процесс обеднения атмосферы углекислым газом, который преобладал на протяжении последних ста миллионов лет, как непосредственную угрозу для существования биосферы в связи со снижением продуктивности автотрофных растений и возможностью полного оледенения Земли, следует считать современное антропогенное воздействие на биосферу фактором, устраняющим указанную угрозу.

Отмечая, что многие стороны процесса глобального потепления могут быть благоприятными для человечества (повышение продуктивности автотрофных растений, расширение возможностей хозяйственного использования территории с холодным климатом и т. д.), следует учитывать неизбежность ряда трудностей, которые возникнут в связи с этим процессом.

Главная из таких трудностей — необходимость в относительно короткий срок приспособить многие отрасли хозяйственной деятельности к условиям быстро меняющегося климата и других компонент природной среды.

Очевидна существующая сейчас потребность в детальном изучении основных последствий глобального изменения климата для учета этих последствий при планировании хозяйственной деятельности.

В связи с вышеизложенным следует максимально ускорить организацию широкого междисциплинарного исследования антропогенного изменения климата и влияния этого процесса на природную среду. Учитывая глобальный характер указанного процесса, необходимо расширить работы по его изучению, основанные на международном сотрудничестве различных государств.

Андропова Н. Г., Кароль И. Л., Фролькис В. А. Метод малых возмущений в стационарной полуэмпирической модели среднего зонального теплового режима атмосферы.—Труды ГГИ, 1977, вып. 247, с. 55—64.

Атлас теплового баланса/Под ред. М. И. Будыко.—Л.: изд. ГГО, 1955.—41 с.

Атлас теплового баланса земного шара/Под ред. М. И. Будыко. М., 1963.—69 с.

Атлас океанов. Тихий океан.—М., 1974.

Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я. Города и климат планеты.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—40 с.

Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на земном шаре.—Труды ГГО, 1975, вып. 338, с. 3—20.

Блинова Е. Н. К вопросу о среднем годовом распределении температуры в земной атмосфере с учетом материков и океанов.—Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1947, т. 11, № 1, с. 3—13.

Богоров В. Г. Жизнь океана.—М.: Знание, 1969.—62 с.

Борзенкова И. И. К вопросу о возможных влияниях вулканической пыли на радиационный и термический режим.—Труды ГГО, 1974, вып. 307, с. 36—42.

Борзенкова И. И., Винников К. Я. Проблема документации глобальных климатических изменений.—Труды ГГИ, 1977, вып. 247, с. 13—25.

Борзенкова И. И. и др. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг./И. И. Борзенкова, К. Я. Винников, Л. П. Спирина и др.—Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.

Будыко М. И. Методы определения естественного испарения.—Метеорология и гидрология, 1946, № 3, с. 3—15.

Будыко М. И. О водном и тепловом балансе поверхности суши.—Метеорология и гидрология, 1947, № 5, с. 49—64.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.—Л.: Гидрометеиздат, 1956.—255 с.

Будыко М. И. О термической зональности Земли.—Метеорология и гидрология, 1961, № 11, с. 7—14.

Будыко М. И. Некоторые пути воздействия на климат.—Метеорология и гидрология, 1962, № 2, с. 3—8.

Будыко М. И. Полярные льды и климат.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962а, № 6, с. 3—10.

Будыко М. И. К теории влияния климатических факторов на фотосинтез.—ДАН СССР, 1964, т. 158, № 2, с. 331—337.

Будыко М. И. О происхождении ледниковых эпох.—Метеорология и гидрология, 1968, № 11, с. 3—12.

- Будыко М. И. Радиационные факторы современных изменений климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968а, № 5, с. 36—42.
- Будыко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 35 с.
- Будыко М. И. Полярные льды и климат.— Л.: Гидрометеиздат, 1969а.— 36 с.
- Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 470 с.
- Будыко М. И. Влияние человека на климат.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 47 с.
- Будыко М. И. Изменение климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 280 с.
- Будыко М. И. Зависимость средней температуры воздуха от изменений солнечной радиации.— Метеорология и гидрология, 1975, № 10, с. 3—10.
- Будыко М. И. Глобальная экология.— М.: Мысль, 1977.— 328 с.
- Будыко М. И. Исследования современных изменений климата.— Метеорология и гидрология, 1977а, № 11, с. 42—57.
- Будыко М. И. Современное изменение климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1977б.— 47 с.
- Будыко М. И. Проблема углекислого газа.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 59 с.
- Будыко М. И. Полуэмпирическая модель термического режима атмосферы и реальный климат.— Метеорология и гидрология, 1979а, № 4, с. 5—17.
- Будыко М. И. и др. Тепловой баланс Земли/М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Н. А. Ефимова и др.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— с. 40.
- Будыко М. И., Васищева М. А. Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения.— Метеорология и гидрология, 1971, № 6, с. 37—47.
- Будыко М. И., Винников К. Я. Современные изменения климата.— Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с. 3—13.
- Будыко М. И., Винников К. Я. Глобальное потепление.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 16—26.
- Будыко М. И. и др. Предстоящие изменения климата/М. И. Будыко, К. Я. Винников, О. А. Дроздов и др.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1978, № 6, с. 5—20.
- Будыко М. И., Гандин Л. С. Об учете закономерностей физики атмосферы в агрометеорологических исследованиях.— Метеорология и гидрология, 1964, № 11, с. 3—11.
- Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории фотосинтеза в слое растительного покрова.— ДАН СССР, 1965, т. 164, № 2, с. 454—457.
- Будыко М. И., Гандин Л. С. Влияние климатических факторов на растительный покров.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 1, с. 3—10.
- Будыко М. И. и др. Изменения климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР/М. И. Будыко, О. А. Дроздов, М. И. Львович и др.— Л.: Гидрометеиздат, 1952.— 206 с.
- Будыко М. И., Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 4, с. 167—170.
- Будыко М. И., Дроздов О. А. О причинах изменений влагооборота.— Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 35—44.
- Будыко М. И., Дроздов О. А., Юдин М. И. Влияние хозяйственной деятельности человека на климат.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 435—448.

Будыко М. И., Пивоварова З. И. Влияние вулканических извержений на приходящую к поверхности Земли солнечную радиацию.— Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 3—7.

Будыко М. И., Ронов А. Б. Эволюция атмосферы в фанерозое.— Геохимия, 1979, № 5, с. 643—653.

Бурцев А. И. Элементы влагооборота на Европейской территории СССР.— Труды ЦИП, 1955, вып. 38(55).

Бютнер Э. К. О времени установления стационарного количества кислорода в атмосферах планет, содержащих водяной пар.— ДАН СССР, 1961, т. 138, с. 1050—1053.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене.— М.: Наука, 1973.— 256 с.

Винников К. Я. Уходящее излучение системы Земля—атмосфера.— Труды ГГО, 1965, вып. 168, с. 123—140.

Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата.— Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 25—36.

Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России.— Спб., 1884.

Воейков А. И. К вопросу о колебании климата.— Метеорологический вестник, 1902, № 1, с. 1—12.

Гаевская Г. Н. Аэрозольное поглощение коротковолновой радиации.— Проблемы физики атмосферы, 1972, № 10, с. 86—91.

Гальцов А. П. Совещание по проблеме преобразования климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 5, с. 128—133.

Гальцов А. П., Чаплыгина А. С. Второе совещание по проблеме преобразования климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 5, с. 184—186.

Гандин Л. С., Ильин Б. М., Руховец Л. В. О влиянии изменения внешних параметров на термический режим атмосферы.— Труды ГГО, 1973, вып. 315, с. 21—38.

Гаррелс Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени.— М.: Наука, 1975.— 47 с.

Герасимов И. П. Природа и развитие первобытного общества.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 9, с. 5—9.

Герасимов И. П., Будыко М. И. Актуальные проблемы взаимодействия человека и природы.— Коммунист, 1974, № 10, с. 79—91.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— 462 с.

Герасимов И. П. Климаты прошлых геологических эпох.— Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 37—53.

Годовая сумма осадков. Годовая сумма и внутригодовое распределение испарения.— В кн.: Атлас мирового водного баланса.— М.; Л.: Гидрометеониздат, 1974.

Голицын Г. С., Мохов И. И. Об устойчивости и экстремальных свойствах моделей климата.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 4, с. 378—387.

Голицын Г. С., Мохов И. И. Оценка чувствительности и роль облачности в простых моделях климата.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978а, т. 14, № 8, с. 803—813.

Гольцберг И. А. Экспедиция по изучению атмосферной турбулентности среди полезащитных полос.— Труды ГГО, 1952, вып. 29, с. 5—10.

Григорьев А. А. Субарктика.— М.: Географиз. 1956.— 223 с.

Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 3, с. 3—19.

Григорьева А. С., Строкина Л. А. Колебания в ходе температур высоких широт северного полушария.—Труды ГГИ, 1977, вып. 247, с. 114—118.

Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Предстоящее изменение климата и судьба ледников.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 6, с. 21—32.

Давитая Ф. Ф. О возможности влияния запыленности атмосферы на уменьшение ледников и потепление климата.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 2, с. 3—23.

Дородницын А. А., Извеков Б. И., Швеиц М. Е. Математическая теория общей циркуляции.—Метеорология и гидрология, 1939, № 4, с. 32—42.

Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—314 с.

Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков над территорией СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1971. 153 с.

Ефимова Н. А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—216 с.

Захаров В. Ф., Строкина Л. А. Современные изменения ледяного покрова Северного Ледовитого океана.—Метеорология и гидрология, 1978, № 7, с. 35—43.

Заявление ВМО по изменению климата.—Бюллетень ВМО, 1976, т. 25, № 3, с. 257—259.

Израэль Ю. А. Мониторинг климата и служба сбора климатических данных, необходимых для определения климатических изменений и колебаний.—Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 54—67.

Каган Р. Л., Винников К. Я. О задании притоков тепла при численных экспериментах с помощью термотропной модели.—Труды ГГО, 1970, вып. 256, с. 98—107.

Калитин Н. Н. К вопросу о времени наступления оптической аномалии в 1912 г.—Изв. ГГО, 1920, № 1, с. 11—17.

Кароль И. Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—365 с.

Кароль И. Л. Размеры радиоактивных аэрозолей и их перенос в тропосфере и в стратосфере.—Метеорология и гидрология, 1973, № 1, с. 28—36.

Кароль И. Л. Изменения глобального содержания стратосферных аэрозолей и их связь с колебаниями средней прямой солнечной радиации и температуры у поверхности Земли.—Метеорология и гидрология, 1977, № 3, с. 32—40.

Кароль И. Л., Пивоварова З. И. Связь изменений содержания стратосферных аэрозолей с колебаниями солнечной радиации.—Метеорология и гидрология, 1978, № 9, с. 35—42.

Келлог У. У. (Kellogg W. W.). Влияние деятельности человека на климат.—Бюллетень ВМО, 1977, т. 26, № 4, с. 285—299; 1978, т. 27, № 1, с. 3—12.

Ковда В. А. Проблемы биологической хозяйственной продуктивности суши.—В кн.: Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. Л., Наука, 1969, с. 8—23.

Кондратьев К. Я. и др. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия/К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, Л. С. Ивлев и др.—Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.—266 с.

Кочин Н. Е. Построение модели зональной циркуляции атмосферы.— Труды ГГО, 1936, вып. 10, с. 3—27.

Лавренко Е. М. О фитогеосфере.— Вопросы географии, 1949, вып. 15, с. 53—67.

Ляпин С. Е. Об упрощенной модели формирования термического режима атмосферы.— Труды ГГИ, вып. 247, 1977, с. 65—71.

Ляпин С. Е. Некоторые оценки влияния метеорологической солнечной постоянной на термический режим атмосферы.— Труды ГГИ, 1977а, вып. 247, с. 72—79.

Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода.— М.: Географгиз, 1955.— 347 с.

Марков К. К. Палеогеография. Изд. 2-е.— М.: изд. МГУ, 1960.— 268 с.

Марчук Г. И. Численное решение задачи динамики атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 304 с.

Марчук Г. И. и др. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы/Г. И. Марчук, В. П. Дымников, В. Н. Лыкосов и др. Ч. I и II.— Новосибирск. Отпеч. на множит. аппарате ВЦ СО АН СССР, 1977, № 66, 67.

Марчук Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 26—36.

Мелешко В. П. и др. Гидродинамическая трехуровневая модель общей циркуляции атмосферы/В. П. Мелешко, В. Е. Шнееров, М. Е. Швец, Л. Р. Дмитриева.— Метеорология и гидрология, 1979, № 6, с. 15—21.

Менжулин Р. В. Влияние изменения климата на урожайность сельскохозяйственных культур.— Труды ГГО, 1976, вып. 365, с. 41—48.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 638 с.

Мохов И. И., Голицын Г. С. Вариационная оценка устойчивости климатической системы в простых моделях.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, № 6, с. 597—606.

Норт Д. Р., Коукли Д. А. Простые сезонные модели климата.— Метеорология и гидрология, 1978, № 5, с. 26—32.

Пивоварова З. И. Многолетние изменения интенсивности солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций.— Труды ГГО, 1968, вып. 233, с. 17—29.

Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 336 с.

Пивоварова З. И. Использование данных наземных радиационных наблюдений для изучения прозрачности атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1977а, № 9, с. 24—31.

Покровская Т. В. К вопросу о радиационных факторах изменчивости климата.— Метеорология и гидрология, 1971, № 10, с. 31—38.

Ракипова Л. Р. Изменение климата при воздействии на льды Арктики.— Метеорология и гидрология, 1962, № 9, с. 28—30.

Ракипова Л. Р. Изменения зонального распределения температуры атмосферы в результате активных воздействий на климат.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеониздат, 1966, с. 358—384.

Раунер Ю. Л. Синхронность засух в зерновых регионах северного полушария.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 1, с. 5—19.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности.— М.; Л.: Наука, 1965.— 253 с.

Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— *Геохимия*, 1959, № 5, с. 397—409.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— *Геохимия*, 1964, № 8, с. 715—743.

Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь.— *Геохимия*, 1976, № 8, с. 1252—1277.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического состава земной коры.— *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1763—1794.

Рубинштейн Е. С. К проблеме изменений климата.— *Труды НИУ ГУГМС*, 1946, сер. 1, вып. 22, с. 3—83.

Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии.— *Л.: Гидрометеониздат*, 1973.— 34 с.

Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современные изменения климата.— *Л.: Гидрометеониздат*, 1966.— 268 с.

Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды.— *Л.: Гидрометеониздат*, 1961.— 446 с.

Рухин Л. Б. Проблемы происхождения материковых оледенений.— *Изв. ВГО*, 1958, вып. 1, с. 25—38.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. 2-е изд.— *Л.: Гостоптехиздат*, 1962.— 628 с.

Савинов С. И. Наибольшие величины напряжения солнечной радиации по наблюдениям в Павловске с 1892.— *Изв. АН. Сер. 6*, 1913, т. 7, № 12, с. 707—720.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Изд. 2-е.— *Л.; М.: Водтрансиздат*, 1953.— 267 с.

Сакс В. Н. Геологическая история Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры.— В кн.: *Международный геологический конгресс XXI сессии. Докл. сов. геологов. М., Госгеолтехиздат*, 1960, с. 108—123.

Сергин В. Я., Сергин С. Я. Исследования по динамике климатических изменений в плейстоцене.— *ДАН СССР*, 1969, т. 186, № 4, с. 897—900.

Сергин В. Я., Сергин С. Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения земли.— *Л.: Гидрометеониздат*, 1978.— 279 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген и неоген.— *Л.: Изд-во ЛГУ*, 1965.— 267 с.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию.— *Л.: Недра*, 1967.— 232 с.

Сочава А. В., Гликман Л. С. Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция.— В кн.: *Материалы эволюционного семинара. Владивосток*, 1973, ч. I, с. 68—87.

Спирин Л. П. О влиянии вулканической пыли на температурный режим северного полушария.— *Метеорология и гидрология*, 1971, № 10, с. 38—45.

Технический доклад группы экспертов Исполнительного комитета ВМО по изменениям климата.— *Бюллетень ВМО*, 1977, т. 26, с. 61—69.

Тихонов А. Н., Любимов Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— *ДАН СССР*, 1969, т. 188, № 2, с. 342—344.

Федоров Е. К. Экологический кризис и социальный прогресс.— *Л.: Гидрометеониздат*, 1977.— 176 с.

Федоров Е. К. Изменения климата и стратегия человечества.— *Метеорология и гидрология*, 1979, № 7, с. 12—24.

- Федосеев Н. П. Диалектика современной эпохи.— 3-е изд. М.: Наука, 1978.— 656 с.
- Физико-географический атлас мира.— М., 1964.
- Хромов С. П. Солнечные циклы и климат.— Метеорология и гидрология, 1973, № 9, с. 93—111.
- Чижов О. П., Тареева А. М. Возможности оценки ледовитости Арктического бассейна и его изменений.— В кн.: Материалы гляциологических исследований, 1969, вып. 15, с. 57—73.
- Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата.— Труды ин-та теоретич. астрономии, 1969, вып. 14, с. 48—85.
- Швец М. Е. и др. Численная модель общей циркуляции атмосферы на полушарии/М. Е. Швец, Л. Р. Дмитриева-Арраго, Л. Н. Магазенков и др.— Труды ГГО, 1970, вып. 256, с. 3—44.
- Шифрин К. С., Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости.— Труды ГГО, 1957, вып. 68, с. 5—75.
- Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Таблицы наклонной видимости и яркости дневного неба.— Л.: Гидрометеиздат, 1959.— 211 с.
- Шкловский И. Г. Вселенная, жизнь, разум. 3-е изд.— М.: Наука, 1973.— 335 с.
- Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности.— Л.: Наука, 1969.— 245 с.
- Шулейкин В. В. Физика моря.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, 1953, 1968.
- Юдин М. И. Влияние лесных полос на турбулентный обмен и оптимальная ширина полос.— В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности лесозащитного лесоразведения. Л., Гидрометеиздат, 1950.— 84 с.
- Adhèmar J. F. Les révolutions de la mer.— Déluges périodiques, 1842, Paris.— 184 p.
- Ahlman H. W. Glacier variations and climatic fluctuations.— Amer. Geogr. Soc., 1953, ser. 3.— 51 p.
- Albrecht F. Die Aktionsgebiete des Wasser- und Wärmehaushaltes der Erdoberfläche.— Zsch. Met., 1947, Bd 1, H. 4—5, S. 97—109.
- Allen C. W. Solar radiation.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1958, v. 84, N 362, p. 307—318.
- Alt E. Der Stand des meteorologischen Strahlungsproblems.— Met. Zeitsch., 1929, Bd 46, H. 12.
- Alyea F. N. Numerical simulation of an ice age paleoclimate.— Atm. Sci. Pap., 1972, N 193, Colorado State Univ.— 120 p.
- Angell J. K., Korshover J. Estimate of the global change in temperature, surface to 100 mb between 1958 and 1975.— Mon. Wea. Rev., 1977, v. 105, N 4, p. 375—385.
- Angell J. K., Korshover J. Global temperature variation, surface-100 mb: an update into 1977.— Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, N 6, p. 755—770.
- Angström A. Atmospheric turbidity, global illumination and planetary albedo of the earth.— Tellus, 1962, v. 14, N 4, p. 435—450.
- Angström A. The solar constant and the temperature of the Earth.— In: Progress in Oceanography. Pergamon Press, 1965, v. 3, p. 1—5.
- Angström A. Apparent solar constant variations and their relation to the variability of atmospheric transmission.— Tellus, 1969, v. 22, N 2, p. 205—218.

Arrhenius S. On the influence of the carbonic acid in the air upon the temperature of ground.—Philos. Mag., 1896, v. 41, p. 237—275.

Arrhenius S. Lehrbuch der kosmischen Physik.—Hirzel, 1903, Leipzig.—1026 S.

Atwater M. A. Planetary albedo changes due to aerosols.—Science, 1970, v. 170, N 3953, p. 64—66.

Atwater M. A. Urbanization and pollutant effects on the thermal structure in four climatic regimes.—J. Appl. Met., 1977, v. 16, p. 888—895.

Augustsson T., Ramanathan V. A radiation-convective model study of the CO₂ climate problem.—J. Atm. Sci., 1977, v. 34, p. 448—451.

Bacastow R. B., Keeling C. D. Atmospheric carbon dioxide and radiocarbon in the natural carbon cycle.—In: Carbon and Biosphere. U. S. Atomic Energy Commission, 1973, p. 86—135.

Baes C. F. e. a. The global carbon dioxide problem/C. F. Baes, H. E. Goeller, J. S. Olson e. a.—Oak Ridge National Lab., 1976.—78 p.

Baldwin B. e. a. Stratospheric aerosols and climatic change/B. Baldwin, J. B. Pollack, A. Sommers, S. B. Toon.—Nature, 1976, v. 263, p. 551—555.

Barnett T. P. Estimating variability of surface air temperature in the Northern Hemisphere.—Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, N 9, p. 1353—1367.

Barrett E. Depletion of short-wave irradiance at the ground by particles suspended in the atmosphere.—Solar Energy, 1971, v. 13, N 3, p. 323—337.

Baur F., Philipps H. Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel...—Gerlands Beitr. z. Geoph., 1934, Bd 43, p. 160—207.

Berger A. L. Théorie astronomique des paléoclimats. V. 1, 197 p; v. 2, 108 p.—Louvain, 1973.

Berger A. L. La paleoclimatologie quantitative du Quaternaire.—P. 1, 2.—Revue des Questions Scientifiques, 1975, v. 146, N 2, p. 167—179; N 3, p. 278—293.

Berger A. L. Obliquity and precession for the last 5 000 000 years.—Astronomy and Astrophysics, 1976, v. 51, p. 127—135.

Berger A. L. Power and limitation of an energy-balance climate model as applied to the astronomical theory of paleoclimates.—Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1977, v. 21, p. 227—235.

Berger A. L. Support for the astronomical theory of climatic change.—Nature, 1977, v. 269, N 5623, p. 44—45.

Berger A. L. Théorie astronomique des paleoclimats, une nouvelle approche.—Bull. Soc. Belge Géologie, 1978, t. 87, p. 9—25.

Berkner L. V., Marshall L. C. On origin and rise of oxygen concentration in the Earth's atmosphere.—J. Atm. Sci., 1965, vol. 22, N 3, p. 225—261.

Berkner L. V., Marshall L. C. Oxygen and evolution.—New Scientist, 1965a, v. 28, N 469, p. 415—419.

Berkner L. V., Marshall L. C. Limitation on oxygen concentration in a primitive planetary atmosphere.—J. Atm. Sci., 1966, v. 23, N 2, p. 133—143.

Bolin B. Energy and Climate.—Stockholm, 1975.—55 p.

Bolin B. Changes in land biota and its importance for the carbon cycle.—Science, 1977, v. 196, p. 613.

Bolin B., Keeling C. D. Large-scale atmospheric mixing as deduced from the seasonal and meridional variations of carbon dioxide.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 13, p. 3899—3920.

Bossolasco M. e. a. Globalstrahlung und Sonnenaktivität/M. Bosso- lasco, C. Ciconi, J. Dagnino e. a.—Pure and Applied Geophys. 1964, v. 57, p. 221—224.

Bowen H. J. M. Trace Elements in Biochemistry.—N. Y.: Acad. Press, 1966.

Brinkman R. A. Dissociation of water vapour and evolution of oxygen in the terrestrial atmosphere.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 23, p. 5355—5368.

Broecker W. S. Climatic change: are we on the brink of a pronounced global warming? — Science, 1975, v. 189, p. 460—463.

Brooks C. E. P. Climate through the Ages. 2nd ed. London: Ernest Benn, 1950. (Русск. пер.: Брукс. Климаты прошлого.—М.: Изд-во иностр. лит., 1952.—357 с.)

Brückner E. Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Deluvialzeit.—In: Geograph. Abhandl. von Peck. Wien, 1890, 13d. 4, N 2.

Bryson R. A. All other factors being constant...—Weatherwise, 1968, v. 21, N 2, p. 56—62.

Buchardt B. Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area.—Nature, 1978, v. 275, p. 121—123.

Budyko M. I. Comments on "A global climatic model based on the energy balance of the Earth—atmosphere system".—J. Appl. Met., 1970, v. 9, N 2, p. 310—311.

Budyko M. I. Comments on "Intransitive model of the Earth—atmo- sphere—ocean system".—J. Appl. Met., 1972, v. 11, N 7, p. 1150—1151.

Burdecki F. Phenomena after volcanic eruptions.—Weather, 1964, v. 19, N 4, p. 113—114.

Butzer K. W. Environment and Archeology.—London: Methuen, 1964.—524 p.

Callendar G. S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1938, v. 64, N 27 p. 223—240.

Cess R. D. Climatic change. An appraisal of atmospheric feedback mecha- nisms employing zonal climatology.—J. Atm. Sci., 1976, v. 33, N 10, p. 1831—1843.

Cess R. D. Biosphere — albedo feedback and climate modeling.—J. Atm. Sci., 1978, v. 35, p. 1765—1768.

Cess R. D., Wronka J. C. Ice ages and the Milankovich theory: A study of interactive climate feedback mechanisms.—Tellus, 1979, v. 39, N 3, p. 185—192.

Chamberlain T. C. A group of hypotheses bearing on climatic chan- ges.—J. Geology, 1897, v. 5, p. 653—683.

Chamberlin T. C. The influence of great epochs of limestone forma- tion upon the constitution of the atmosphere.—J. Geology, 1898, v. 6, p. 609—621.

Chamberlin T. C. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis.—J. Geology, 1899, v. 7, p. 545—584.

Charlson R. J., Pilat M. J. Climate: the influence of aerosols.— J. Appl. Met., 1969, v. 8, N 6, p. 1001—1002.

Chylek P., Coakley J. A. Analytical analysis of a Budyko-type cli- matic model.—J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 4, p. 676—679.

- CIAP Monograph 4. The natural and radiatively perturbed troposphere.—Dep. Transport. (USA), 1975.
- CLIMAP Project members. The surface of the ice-age earth.—*Science*, 1976, v. 191, p. 1131—1138.
- Cloud P. E. Atmosphere, development of.—*Encyclopaedia Britannica*, 1974, 15 ed., p. 313—319.
- Coakley J. A. A study of climate sensitivity using a simple energy balance model.—*J. Atm. Sci.*, 1979, v. 36, p. 260—269.
- Coal and Climate.—*Sci. News*, 1977, v. 112, N 5.
- Damon P. E., Kunen S. M. Global cooling?—*Science*, 1976, v. 193, N 4252, p. 447—453.
- Dines W. H. The heat balance of the atmosphere.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1917, v. 43, N 151.
- Donn W. L., Shaw D. M. The heat budgets of an ice-free and an ice-covered Arctic Ocean.—*J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 4, p. 1087—1093.
- Dorst J. Avant que nature meure.—Switzerland, 1965. (Русск. пер.: Дорс. До того, как умрет природа.—М., 1968.)
- Dwyer H. A., Peterson T. Time-dependent global energy modeling.—*J. Appl. Met.*, 1973, v. 12, N 1, p. 36—42.
- Dyer A. J. The effect of volcanic eruptions on global turbidity and an attempt to detect long-term trends due to man.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1974, v. 100, p. 563—571.
- Dyer A. J., Hicks B. B. Stratospheric transport of volcanic dust inferred from solar radiation measurements.—*Nature*, 1965, v. 208, N 5006, p. 131—133.
- Dyer A. J., Hicks B. B. Global spread of volcanic dust from the Bali eruption of 1963.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1968, v. 94, N 402, p. 545—554.
- Effect of stratospheric pollution by aircraft.—Report of Findings. Dep. Transport., Wash., D. C., 1975.
- Ellis J., Vonder-Haar T. H. Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies.—*Atm. Sci. Paper*, 240, Colorado St. Univ., 1976.
- Ellsaesser H. W. The upward trend in airborne particulates that isn't.—In: *The Changing Global Environment*.—Dordrecht-Holland, 1975, p. 235—269.
- Emiliani C. Pleistocene temperature.—*J. Geology*, 1955, v. 63, N 6, p. 538—578.
- Emiliani C. Isotopic paleotemperatures.—*Science*, 1966, v. 154, p. 851—857.
- Energy and Climate. Studies in Geophysics.—Washington: Nat. Acad. Sci., 1977.—158 p.
- Ensor D. S. e. a. Influence of atmospheric aerosol on albedo/D. S. Ensor, W. M. Porch, M. J. Pilat e. a.—*J. Appl. Met.*, 1972, v. 10, N 6, p. 1303—1306.
- Ewing D. M., Donn W. L. A theory of ice ages. I.—*Science*, 1956, v. 123, p. 1061—1066.
- Ewing D. M., Donn W. L. A theory of ice ages. II.—*Science*, 1958, v. 127, p. 1159—1162.
- Faegre A. An intransitive model of the Earth—atmosphere—ocean system.—*J. Appl. Met.*, 1972, v. 11, N 1, p. 4—6.
- Fairbridge R. E. Ice-age theory. The encyclopaedia of atmospheric sciences and astrogeology.—N. Y.; Amst.; London: Reinhold Publ. Corp., 1967, p. 462—474.

Fletcher J. O. The Arctic heat budget and atmospheric circulation.—Proc. of the Symposium of the Arctic heat budget and atmospheric circulation. Rand Corp. Santa Monica, California, 1966, p. 23—43.

Flint R. F. Glacial Geology and the Pleistocene Epoch.—N. Y.; London, 1957. (Русск. пер.: Флинт. Ледники и палеография плейстоцена.—М.: Изд-во иностр. лит. 1963.—576 с.)

Flohn H. H. Zur meteorologische Interpretation der Pleistozänen klimaschwankungen.—Eiszeitalter und Gegenwart, 1963, Bd 14, S. 153—160.

Flohn H. H. Grundfragen der paläoklimatologie in Lichte einer theoretischen Klimatologie.—Geol. Rundsch., 1964, Bd 54, N 5, S. 504—515.

Flohn H. H. Ein geophysikalisches Eiszeit-Model.—Eiszeitalter und Gegenwart, 1969, Bd 20, S. 204—231.

Flohn H. H. Climate and energy. A scenario to a 21st century problem.—Climatic Change, 1977, v. 1, N 1, p. 5—20.

Flohn H. Man-induced changes in heat budget and possible effects on climate.—In: Global Chemical Cycles and their Alterations by Man.—Berlin, 1977a, p. 207—224.

Flohn H. Estimates of a combined greenhouse effect as a background for a climate scenario during global warming.—IIASA Workshop on carbon dioxide, climate and society, 1978 (unpubl.)

Flowers E. S., Viebrock H. J. Solar radiation and anomalous decrease of direct solar radiation.—Science, 1965, v. 148, N 3669, p. 493—494.

Frederiksen J. S. Nonlinear albedo-temperature coupling in climate models.—J. Atm. Sci., 1976, v. 33, N 12, p. 2267—2272.

Fucks V. E., Patterson T. T. The relation of volcanicity and energy to climatic change.—Geol. Mag., 1947, v. 84, N 6, p. 321—333.

Gal-Chen T., Schneider S. H. Energy balance climate modelling: Comparison of radiative and dynamic feedback mechanisms.—Tellus, 1976, v. 28, p. 108—121.

Garrels R. M., Mackenzie F. T., Hunt C. A. Chemical Cycles and the Global Environment.—Los Altos: W. Kaufman Inc., 1975.—206 p.

Garrels R. M., Mackenzie F. T. Evolution of Sedimentary Rocks.—N. Y.: W. W. Norton, 1971. (Русск. пер.: Гаррелс, Маккензи. Эволюция осадочных пород.—М.: Мир, 1974.—272 с.)

Gates W. L. The January global climate simulated by a two-level general circulation model: a comparison with observation.—J. Atm. Sci., 1975, v. 32, p. 449—477.

Gates W. L. Modelling of ice-age climate.—Science, 1976, v. 191, p. 1138—1144.

Gates W. L. The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model.—J. Atm. Sci., 1976a, v. 33, p. 1844—1873.

Gates W. L. The physical basis of climate.—World Climate Conference. Geneva, WMO, 1979, p. 71—84.

Global Chemical Cycles and Their Alterations by Man.—Dahlem Konf. Berlin, 1977, p. 341.

Gordon H. B., Davies D. P. The effect of changes in solar radiation on climate.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1974, v. 13, N 7, p. 752—759.

Grobecker A. J. e. a. The effects of stratospheric pollution by aircraft.—CIAP Reports of findings. DOT-IST-75-50. Washington, D. C., 1974.—825 p.

Hamced S. e. a. Sensitivity of the predicted CO—OH—CH₄ perturbation to tropospheric NO_x concentrations.—J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 763—768.

Hansen J. E., Wang W. Ch., Lacis A. A. Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbation.— *Science*, 1978, v. 199, p. 1065—1068.

Hantel M. Polar boundary conditions in zonally averaged global climate models.— *J. Appl. Met.*, 1974, v. 13, N 7, p. 752—759.

Harley W. S. Trends and variations of mean temperature in the lower troposphere.— *Mon. Wea. Rev.*, 1978, v. 106, N 3, p. 413—416.

Hart M. H. The evolution of the atmosphere of the earth.— *Icarus*, 1978, v. 33, p. 23—29.

Hart M. H. Habitable zones about main sequence stars.— *Icarus*, 1979, v. 37, p. 351—357.

Hays J. D., Imbrie J., Shackelton N. J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages.— *Science*, 1976, v. 194, p. 1121—1132.

Hearing of the Committees on Science and Technology US House of Representatives, 1976.— 779 p.

Held I. M., Suarez M. I. Simple albedo feedback models of the ice-caps.— *Tellus*, 1974, v. 26, p. 613—629.

Holloway J. L., Manabe S. A global general circulation model with hydrology and mountains.— *Mon. Wea. Rev.*, 1971, v. 99, N 5, p. 335—370.

Houghton H. C. On the annual heat balance of the Northern Hemisphere.— *J. Met.*, 1954, v. 11, N 1.

Humphreys W. L. Volcanic dust and other factors in the prediction of climatic changes and their possible relation to ice age.— *J. Franklin Inst.*, 1913, 176.— 131 p.

Humphreys W. J. *Physics of the air*. 2nd ed.— N. Y.: McGraw Hill Book Co., 1929.— 654 p.

Inadvertent Climate Modification (SMIC).— Cambridge, Massachusetts and London: MIT Press, 1971. 306 p.— (Русск. пер.: Непреднамеренные изменения климата.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 260 с.)

Jerison H. J. *Evolution of the Brain and Intelligence*.— Acad. Press, 1973.

Junge C. *Atmospheric Chemistry and Radioactivity*.— N. Y.: Acad. Press, 1963. (Русск. пер.: Юнге. Химический состав и радиоактивность атмосферы.— М.: Мир, 1965.— 424 с.)

Keeling C. D., Bacastow R. B. Impact of industrial gases on climate.— In: *Energy and Climate. Studies in Geophys.* Nat. Acad. Sci. Washington, 1977, p. 72—95.

Kellogg W. W. Climate change and the influence of man's activities on the global environment.— In: *The Changing Global Environment*. Dordrecht and Boston, D. Reidel, 1975, p. 13—23.

Kennet J. P., Thunell R. C. Global synchronism and increased quaternary explosive volcanism.— *Science*, 1975, v. 187, p. 497—503.

Kester D. R., Pytkowicz R. M. Natural and anthropogenic changes in the global carbon dioxide system.— In: *Global Chemical Cycles and their Alterations by Man*. Berlin, 1977, p. 99—120.

Kimball H. H. Volcanic eruptions and solar radiation intensivities.— *Mon. Wea. Rev.*, 1918, v. 46, N 8, p. 355—356.

Köppen W., Wegener A. *Die Klimate der geologischen Vorzeit*.— Berlin, 1924.— 256 S.

Kukla G. J. e. a. New data on climatic trends/G. J. Kukla, J. K. Angell, J. Korshover e. a.— *Nature*, 1977, v. 270, p. 573—580.

Lamb H. H. The role of atmosphere and oceans in relation to climatic changes and the growth of ice sheets on land.—In: Problems in paleoclimatology. London; N. Y.; Sydney, Intersci. Publ., 1964, p. 332—348.

Lamb H. H. The Changing Climate.—London: Methuen, 1966.—236 p.

Lamb H. H. Volcanic dust in the atmosphere.—Phil. Trans. Roy. Soc., London. A. Mathem. and Physical Sci., 1970, v. 266, N 1179, p. 425—533.

Lamb H. H. Climate: Present, Past and Future. V 1.—London: Methuen, 1973.—612 p.

Lamb H. H. Climate change and foresight in agriculture.—Outlook on Agriculture, 1973a, v. 7, N 5.

Lamb H. H. The current trend of world climate.—Norwich: Univ. East Engl., 1974.—28 p.

Lamb H. H. Climate: Present, Past and Future. V. 2.—London: Methuen, 1977.—835 p.

Lamb H. H., Malmberg S. A., Colebrook J. M. Climatic reversal in northern North Atlantic.—Nature, 1975, v. 256, N 5517, p. 479.

Landsberg H. E. The climate of towns. Man's role in changing the face of the Earth.—Univ. Chicago Press, 1956, p. 584—606.

Landsberg H. E. Note on the recent climatic fluctuation in the United States.—J. Geophys. Res., 1960, v. 65, N 5, p. 1519—1525.

Landsberg H. E. Man-made climatic changes.—Science, 1970, v. 170, p. 1264—1265.

Landsberg H. E. Concerning possible effects of air pollution on climate.—Bull. Amer. Soc., 1976, v. 57, N 2, p. 213—215.

Landsberg H. E. The climatic problem.—Paper presented at the Leningrad Symposium, 1977.—16 p.

Landsberg H. E. The effect of man's activities on climate.—In: Food, Climate and Man., J. Wiley and Sons, 1979, p. 187—236.

Landsberg H. E., Groveman B. S., Hakkarinen J. M. A simple method for approximating the annual temperature of the Northern Hemisphere.—Geophys. Res. Letters, 1978, v. 5, N 6.

Landsberg H. E., Maisel T. N. Micrometeorological observations in an area of urban growth.—Boundary Layer Met., 1972, v. 2, p. 365—370.

Lee P. S., Snell F. M. An annual zonally averaged global climatic models with diffuse cloudiness feedback.—Jr. Atm. Sci., 1977, v. 34, N 6, p. 847—853.

Lerman A. e. a. Fossil fuel burning: its effects on the biosphere and biogeochemical cycles/A. Lerman, M. Bernhard, E. Bolin e. a.—In: Global Chemical Cycles and their Alterations by Man. Berlin, 1977, p. 275—289.

Lettau H. A. Study of the mass, momentum and energy budget of the atmosphere.—Arch. f. Met. Geoph. u Biokl., Ser. A., 1954, Bd 7.

Lian M. S., Cess R. D. Energy balance climate model: a reappraisal of ice-albedo feedback.—J. Atm. Sci., 1977, v. 34, N 7, p. 1058—1062.

Lieth H. Versuch einer kartographischen Darstellung der Produktivität der Planzendecke auf der Erde.—In: Wiesbaden Geogr. Taschenbuch, 1964—1965.

Lindzen R. S., Farrell B. Some realistic modifications of simple climate models.—J. Atm. Sci., 1977, v. 34, N 10, p. 1487—1501.

Lorenz E. N. Climatic determinism.—Met. Monograph, 1968, v. 8, N 30, p. 1—3.

Lyell Ch. Principles of Geology.— V. 1, 1830, 511 p.; v. 2, 1832, 330 p.; v. 3, 1833, 398 p. London. (Русск. пер.: Лайель. Основные начала геологии.— СПб., 1866.)

MacAlester A. L. Animal extinction, oxygen consumption and atmospheric history.— J. Palaeont., 1970, v. 44, N 3, p. 405—415.

MacCormic R. A., Ludwig J. H. Climate modification by atmospheric aerosols.— Science, 1967, v. 156, p. 1358—1359.

Machta L. Prediction of CO₂ in the atmosphere.— In: Carbon and the biosphere. US Atomic Commission, 1973, p. 21—31.

Machta L. Energy and carbon dioxide.— In: Conference on climate and energy, climatological aspects and industrial operations. Boston, Am. Met. Soc., 1978, p. 133—139.

Manabe S. The dependence of atmospheric temperature on the concentration of carbon dioxide. Global effects of environmental pollution.— Dordrecht: D. Reidel, 1970.— 218 p.

Manabe S. Influence of the cloud-radiation feedback mechanism upon the sensitivity of climate.— Paper presented at the Tashkent Symposium, 1976.

Manabe S., Bryan K. Climate calculations with a combined ocean— atmosphere model.— J. Atm. Sci., 1969, v. 26, N 4, p. 786—789.

Manabe S., Hahn D. C. Simulation of the tropical climate of an ice age.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 27, p. 3889—3911.

Manabe S., Wetherald R. T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity.— J. Atm. Sci., 1967, v. 24, N 3, p. 241—259.

Manabe S., Wetherald R. T. The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 1, p. 3—15.

Manabe S., Wetherald R. S. On the horizontal distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere.— J. Atm. Sci., 1980, v. 37, N 1, 26 p.

Man's Impact on the Global Environment (SCEP).— Cambridge: Mass. MIT Press, 1970.— 318 p.

Marchetti C. On geoengineering and the CO₂ problem.— Research memorandum RM-76-17.— Laxemburg: IASA, 1976.

Martin P. S. Prehistoric over-kill. Pleistocene extinctions.— In: Proc. 3rd Congress Int. Assoc. Quart. Res., 1967. N. Y.—L.: Yale Univ. Press, 1967.

Mercer J. H. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect—a threat of disaster.— Nature, 1978, v. 271, p. 321—325.

Milankovich M. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire.— Paris, 1920.— 339 p.

Milankovich M. Mathematische Klimalehre und astronomische Theory der Klimaschwankungen.— In: Handb. Klimat. Bd I. A. Berlin, 1930.— 176 S. (Русск. пер.: Миланкович. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата.— М.; Л., 1939.— 207 с.)

Milankovich M. Kanon der Erdbestralung und seine Anwendung am Eiszeitproblem.— Royal Serbial Academy, 1941, v. 133.— 633 p.

Miles M. K., Gildersleeves P. B. A statistical study of the likely causative factors in the climatic fluctuations of the last 100 years.— Met. Mag., 1977, v. 106, p. 314.

Mintz Y. Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion.— WMO Techn. Note, 1965, N 66, p. 141—155.

- Mitchell J. M. Recent secular changes of global temperature.—Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, v. 95, N 1, p. 235—250.
- Mitchell J. M. On the world-wide pattern of secular temperature change.—UNESCO, Arid Zone Research, 20, Paris, 1963, p. 161—180.
- Mitchell J. M. Concluding remarks. Causes of climatic changes.—INQUA, USA, 1968, p. 155—159.
- Mitchell J. M. Air pollution and climatic change.—64th annual meeting. Am. Inst. Chem. Engineers, Nov. 28, 1970.—San Francisco, 1971.
- Mitchell J. M. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth's surface.—J. Appl. Met., 1971, v. 10, N 4, p. 703—714.
- Möller F. On the influence of changes in the CO₂ concentration in air on the radiation balance at the Earth's surface and on climate.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 13, p. 3877—3896.
- Newell R. L. The global circulation of atmospheric pollutants.—Scientific American, 1971, v. 224, N 1, p. 32—43.
- Newmen J., Cohen A. Climatic effects of aerosol layers in relation to solar radiation.—J. Appl. Met., 1972, v. 11, N 4, p. 651—657.
- Nordhaus W. D. Strategies for control of carbon dioxide.—Cowles Foundation discussion paper, 1977, N 443.—78 p.
- North G. Analytical solution to a simple climate model with diffusive heat transport.—J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1001—1007.
- North G. Theory of energy balance climate model.—J. Atm. Sci., 1975a, v. 32, N 11, p. 2033—2043.
- North G. R. e. a. Variational formulation of Budyko—Sellers climate models.—J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 2, p. 255—259.
- Oerleman J., Vander Dool H. M. Energy balance climate models — a stability experiments with a refined albedo and updated coefficients for infrared emission.—J. Atm. Sci., 1978, v. 35, p. 371—381.
- Oliver R. C. On the response of hemispheric mean temperature to stratospheric dust: an empirical approach.—J. Appl. Met., 1976, v. 15, N 9, p. 333—350.
- Olson J. S., Pfuderer H. A., Y.-H. Chan. Changes in the global carbon cycle and the biosphere.—Oak Ridge Nat. Lab., 1978.—169 p.
- Oort A. H., Vonder Haar T. H. On the observed annual cycle in the ocean—atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere.—J. Phys. Oceanogr., 1976, v. 6, N 6, p. 781—800.
- Öpik E. J. On the causes of the paleoclimatic variations and of the ice ages in particular.—J. Glaciol., 1953, v. 2, N 14, p. 213—219.
- Öpik E. J. Solar variability and paleoclimatic changes.—Irish Astron. J., 1958, v. 5, N 4, p. 5—97.
- Owen T., Cess R., Ramanathan V. Enhanced CO₂ greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on early Earth.—Nature, 1979, v. 277, N 5698, p. 640—642.
- Painting D. J. A study of some aspects of the climate in the Northern Hemisphere in recent years.—Met. Office Sci. Paper N 35, 1977.—25 p.
- Paltridge G. W. Global cloud cover and earth surface temperature.—J. Atm. Sci., 1974, v. 31, p. 1571—1575.
- Pearmen G. I. The carbon dioxide—climate problem: recent developments.—Clean Air, 1977, v. 11, N 2, p. 21—26.
- Plass G. H. The carbon dioxide theory of climatic change.—Tellus, 1956, v. 8, N 2, p. 140—154.

Pollack J. B., Toon O. B., Sagan C. The effect of volcanic activity on climate.—Proc. WMO/IAMAP Symp. on Long-Term Climatic Fluctuations, 1975, WMO N 421, Geneva, p. 279—285.

Pollack J. B. e. a. Volcanic explosions and climatic change: a theoretical assessment/J. B. Pollack, O. B. Toon, C. Sagan e. a.—J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 6, p. 1071—1083.

Pollard D. An investigation of the astronomical theory of the ice ages using a simple climate-ice sheet model.—Nature, 1978, v. 272, p. 233—235.

Proceedings of Symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation.—Santa Monica: Rand Corp. 1966.—567 p.

Rabinovich E. Photosynthesis and related processes. V. 2, 1951. (Русск. пер.: Рабинович. Фотосинтез, Т. II.—М.: Изд-во иностр. лит., 1958.)

Ramanathan V. Greenhouse effect due to climatic chlorofluorocarbons: climatic implications.—Science, 1976, v. 190, p. 50.

Ramsay W. Orogenesis und Klima.—Ofversigt Finska Vetensk. Soc., Förh., 1910, 52 A, p. 140—154.

Raschke E., Möller F., Bandeen W. The radiation balance of the earth—atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite.—Sveriges Met. och. Hydrol. Inst. Modellanden, 1968, Ser. B, N 28.—104 S.

Raschke E. e. a. The radiation balance of the earth-atmosphere system from Nimbus III radiation measurements. NASA Tech. Note D-7242.—Washington: NASA, 1973.—73 p.

Rasool S. I., Schneider S. H. Atmospheric carbon dioxide and aerosol effect of large increases on global climate.—Science, 1971, v. 173, p. 138—141.

Revelle R., Munk W. The Carbon Dioxide Cycle and the Biosphere.—In: Energy and Climate. Washington, Nat. Acad. Sci., 1977, p. 200—258.

Robock A. Internally and externally caused climate change.—J. Atm. Sci., 1978, v. 35, N 6, p. 1111—1122.

Rutten M. C. The origin of life by natural causes.—Amsterdam; London; N. Y.: Elsevier Publ. Co., 1971. (Русск. пер.: Руттен. Происхождение жизни.—М.: Мир, 1973.)

Sagan C. The Cosmic Connection.—London: Coronet Books, 1975.

Sagan C. Reducing greenhouses and the temperature history of Earth and Mars.—Nature, 1977, v. 269, N 5625, p. 224—226.

Sagan C., Mullen G. Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures.—Science, 1972, v. 177, p. 52—56.

Sagan C., Toon O. B., Pollack J. B. Human impact on climate: of global significance since the domestication of fire.—N. Y., 1978 (unprinted).

Salzman B., Vernekar A. D. Note of the effect of earth orbital radiation variations on climate.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 18, p. 4195—4197.

Sanderson R. M. Changes in the area of Arctic sea ice 1966—1974.—Met. Mag., 1975, v. 104, N 1240.

Sarasin P., Sarasin F. La temperature de la période glaciaire.—Verhandl. Naturforsch. Ges., 1901, Bd 13, S. 602—615.

Sawyer J. S. Notes on the response of the general circulation to changes of climate.—Proc. Rome Symp., UNESCO, 1963, p. 333—338.

Sawyer J. S. Possible variations of the general circulation of the atmosphere. World climate from 8000 to B. C.—Proc. Intern. Symp., 1966, Roy. Met. Soc., 1967, p. 218—229.

SCEP. Man's impact on the global environment. Report of the study of critical environment problems.—Cambridge: MIT Press, 1970.—319 p.

Schneider S. H. Cloudiness as a global climatic feedback mechanisms, the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness.—J. Atm. Sci., 1972, v. 29, p. 1413—1422.

- Schneider S. H. On the carbon dioxide — climate confusion.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 11, p. 2060—2066.
- Schneider S. H., Gal-Chen T. Numerical experiments in climate stability.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 27, p. 6182—6194.
- Schneider S. H., Dickinson R. E. Climate modeling.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1974, v. 12, N 3, p. 447—493.
- Schneider S. H., Mesirov L. E. The Genesis Strategy.— N. Y.; London: Plenum Press, 1976.— 419 p.
- Schneider S. H., Thompson S. L. Ice ages and orbital variations: some simple theory and modeling, 1978 (in print).
- Schopf T. J. M. e. a. Oxygen consumption rates and their paleological significance.— J. Palaeont., 1971, v. 45, p. 245—252.
- Schwarzbach M. Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.— Stuttgart, 1950.— 211 S. (Русск. пер.: Шварцбах. Климаты прошлого.— М.: Изд-во иностр. лит., 1955.— 283 с.)
- Schwarzbach M. Neue Eiszeithypothesen.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1968, Bd 19, S. 250—261.
- Schwarzschild M. Structure and Evolution of the Stars.— Princeton: Princeton Univ. Press, 1958.— 296 p.
- Sellers W. D. A global climatic model based on the energy balance of the earth—atmosphere system.— J. Appl. Met., 1969, v. 8, N 8, p. 392—400.
- Sellers W. D. Comments on "A global climatic model based on the energy balance of the earth—atmosphere system".— J. Appl. Met., 1970, v. 9, N 2, p. 311.
- Sellers W. D. A new global climatic model.— J. Appl. Met., 1973, v. 12, p. 241—254.
- Simpson G. G. Tempo and Mode in Evolution, 1944 (Русск. пер.: Симпсон. Темпы и формы эволюции.— М.: Изд-во иностр. лит., 1948.)
- Simpson G. G. Biology and Man.— N. Y.: Harcourt, Brace and World, 1969
- Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. 1. The basis experiments.— Mon. Wea. Rev., 1963, v. 91, p. 99—164.
- Smagorinsky J. Global atmospheric modeling and the numerical simulation of climate.— In: Weather modification. N. Y., John Wiley and Sons, 1974.
- Stuiver M. Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes.— Science, 1978, v. 199, N 4326, p. 253—258.
- Stumm W. Introduction.— In: Global Chemical Cycles and their Alterations by Man. Berlin, 1977, p. 13—21.
- Su C. H., Hsieh D. Y. Stability of the Budyko climatic model.— J. Atm. Sci., 1976, v. 33, N 12, p. 2273—2275.
- Suarez M. J., Held I. M. Modeling climatic response to orbital parameter variations.— Nature, 1976, v. 263, p. 46—47.
- Teich M. Der Verlauf der Jahresmitteltemperatur in nordatlantischeuropäischen Raum in den Jahren 1951—1970.— Met. Rdsch., 1971, v. 24, N 5, p. 137—148.
- Temkin R. L., Snell F. M. An annual zonally averaged hemispherical climatic model with diffuse cloudiness feedback.— J. Atm. Sci., 1976, v. 33, p. 1671—1685.
- Temkin R. L., Weare B. C., Snell F. M. Feedback coupling of absorbed solar radiation by three model atmospheres with clouds.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 5, p. 873—880.
- The physical basis of climate and climate modelling — Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July—10 August 1974. GARP Publ. ser. N 16, 1975.
- Thomas R. H., Sanderson T. J. O., Rose K. E. Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet.— Nature, 1979, v. 277, p. 355—358.

Tyndall I. On the absorption and radiation of heat by gases and vapour and on the physical connection of radiation absorption and conduction.—*Philosophical Mag.*, 1861, v. 22, N 144, p. 167—194, 273—285.

U. S. Navy Marine Climatic Atlas of the World. V. 1—5, 1955—1959.

Van Loon H., Williams J. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: P. 1. Winter.—*Mon. Wea. Rev.*, 1976, v. 104, N 4, p. 365—380. P. 2. Summer.—*Mon. Wea. Rev.*, 1976, v. 104, N 8, p. 1003—1011. P. 3. Spring and Autumn.—*Mon. Wea. Rev.*, 1976, v. 104, N 12, p. 1593—1596. P. 4. Comparison of the surface changes in the Northern Hemisphere with the upper air and with the Antarctic in winter.—*Mon. Wea. Rev.*, 1977, v. 105, N 5, p. 636—647.

Vernekar A. D. Long-period global variations of incoming solar radiation.—*Met. Mag.*, 1972, v. 12, N 34, 21 p.

Vonder Haar T. H., Suomi V. E. Measurements of the earth radiation budget from satellites during a five-year period. P. 1.—*J. Atm. Sci.*, 1971, v. 28, p. 305—314.

Walsh J. E. The incorporation of ice station data into a study of recent Arctic temperature fluctuations.—*Mon. Wea. Rev.*, 1977, v. 105, N 12, p. 1527—1535.

Wang W. C. et al. Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases/W. C. Wang, Y. L. Yung, A. A. Lacis et al.—*Science*, 1976, v. 194, p. 685.

Weare B., Snell F. A. A diffuse thin cloud atmospheric structure as a feedback mechanism in global climate modeling.—*J. Atm. Sci.*, 1974, v. 31, p. 1795—1734.

Wetherald R. T., Manabe S. The effect of changing the solar constant on the climate of general circulation model.—*J. Atm. Sci.*, 1975, v. 32, p. 2044—2059.

Wexler H. Radiation balance of the Earth as a factor of climate changes. Climatic change: evidence, causes, and effects.—Harvard University Press, 1953. (Русск. пер.: Х. Шепли. Изменения климата.—М.: Изд-во иностр. лит., 1958.—358 с.)

Wexler H. Variations in insolation, general circulation and climate.—*Tellus*, 1956, v. 8, p. 480—494.

White O. R. Sun.—In: *The Encyclopaedia of Atmospheric Sciences and Geology*/Ed. R. W. Fairbridge.—N. Y.; Amsterdam; London: Reinhold Publ. Corp., 1967.

Willett H. B. Do recent climatic fluctuations portend an imminent ice age?—*Geofisica Int.*, 1974, v. 14, N 4, p. 265—295.

Williams J., Barry R. G., Washington W. M. Simulation of the climate at the last glacial maximum using the NCAR global circulation model.—Institute of Arctic and Alpine Research. Occas. Paper, 1973, N 5.—23 p.

Wilson A. T. Origin of ice ages: an ice shelf theory for pleistocene glaciations.—*Nature*, 1964, v. 201, p. 477—478.

Wilson A. T. Pioneer agriculture explosion and CO₂ levels in the atmosphere.—*Nature*, 1978, v. 273, p. 40—41.

Woodwell G. M. The carbon dioxide question.—*Scientific American*, 1978, v. 238, N 1, p. 34—43.

Yamamoto G., Tanaka M. Increase of global albedo due to air pollution.—*J. Atm. Sci.*, 1972, v. 29, N 8, p. 1405—1412.

Yung Y. L., Wang W. C., Lacis D. A. Greenhouse effect due to atmospheric nitrous oxide.—*Geophys. Res. Lett.*, 1976, v. 3, p. 61.

Zeuner F. The Pleistocene Period.—London: Hutchinson, 1959. (Русск. пер.: Цейнер. Плейстоцен.—М.: Изд-во иностр. лит., 1963.—502 с.)

Оглавление

От автора	3
1. Введение	4
1.1. Проблема климатических условий будущего	4
1.2. Развитие исследований	11
2. Эволюция атмосферы	28
2.1. Атмосфера	28
2.2. Круговорот углерода	36
2.3. Изменения химического состава атмосферы	43
3. Полуэмпирическая теория изменений климата	60
3.1. Энергетический баланс Земли	60
3.2. Термический режим атмосферы	83
3.3. Влияние притока тепла на термический режим	103
3.4. Влагооборот в атмосфере	132
4. Естественные изменения климата	143
4.1. Климаты геологического прошлого	143
4.2. Современное изменение климата	162
5. Влияние человека на климат	211
5.1. Изменение локального климата	211
5.2. Изменение состава атмосферы	230
5.3. Изменение глобального климата	244
6. Климат будущего	257
6.1. Климатические условия конца XX и начала XXI в.	257
6.2. Близкое будущее биосферы	286
6.3. Отдаленное будущее биосферы	308
6.4. Заключение	329
Список литературы	333

Михаил Иванович Будыко

**КЛИМАТ
В ПРОШЛОМ И БУДУЩЕМ**

Редактор Г. И. Слабкович. Художник В. В. Бабанов. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор И. А. Крайнева. ИБ № 1191. Сдано в набор 21.03.80. Подписано в печать 30.06.80. М-39541. Формат 60×90^{1/16}. бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 22,0. Уч.-изд. л. 23,54. Тираж 4100 экз. Индекс МЛ-5. Заказ № 181. Цена 3 р. 80 к. Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.