

**ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)**

КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РОСГИДРОМЕТА



М. И. Будыко

ИЗБРАННЫЕ РАБОТЫ

Санкт-Петербург, 2020 г.

УДК 551.583
ББК 26.237
Б90

Будыко Михаил Иванович. Избранные работы. – Санкт-Петербург: ООО «Америт»: Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова. 2020. – 206 с.: ил. ISBN 978-5-9500883-7-7

I. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. II. Климатический центр Росгидромета.

Настоящий сборник содержит избранные работы М. И. Будыко по вопросам изменения климата, опубликованные в период с 1969 по 2002 гг. В представленных работах рассматривается состояние физической климатологии, приводится оценка климатических условий конца XX века, отмечается вероятность существенного влияния на эти условия деятельности человека.

Сборник предназначен для широкого круга научных работников и специалистов, занимающихся вопросами изменения климата, а также лиц, ответственных за решение экологических, экономических и социальных последствий этих изменений.

ISBN 978-5-9500883-9-1

© Климатический центр
Росгидромета,
Федеральное государственное
бюджетное учреждение
Главная геофизическая
обсерватория им. А. И. Воейкова
ФГБУ «ГГО».
2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|------------------------------------|-----|
| Предисловие | 7 |
| Глобальное потепление..... | 9 |
| Полярные льды и климат..... | 17 |
| Изменения климата..... | 49 |
| Современное изменение климата..... | 95 |
| Влияние человека на климат..... | 131 |
| Тепловой баланс Земли..... | 177 |



Академик Михаил Иванович Будыко

1920 —2001

ПРЕДИСЛОВИЕ

20 января 2020 г. исполняется 100 лет со дня рождения одного из выдающихся российских ученых прошедшего столетия в области наук о Земле, академика РАН Михаила Ивановича Будыко (1920—2001 г.), директора Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (1954—1972 г.). Работы М. И. Будыко получили широкое мировое признание и снискали ему славу одного из наиболее авторитетных климатологов XX века.

Усилиями и трудами М. И. Будыко, его коллег и учеников теория климата стала одной из наиболее продвинутых и практически значимых наук о Земле. Работы М. И. Будыко, выполненные в конце 1960-х — начале 1970-х годов, сыграли важную роль в формировании современных научных взглядов на проблему антропогенных изменений климата. Тогда же, благодаря своей научной прозорливости и активной исследовательской деятельности, М. И. Будыко констатировал неизбежность антропогенного глобального потепления в ближайшее столетие. Современная мировая наука предоставляет все более веские аргументы в подтверждение того, что парниковые газы, накопленные в атмосфере в результате хозяйственной деятельности человека, уже оказывают заметное влияние на климат.

Широта научных интересов и богатая интуиция позволили М. И. Будыко внести весомый и оригинальный вклад в ряд смежных дисциплин — биоклиматологию, агроклиматологию, палеоклиматологию, геохимию, биологическую эволюцию. Он стал автором нового направления на стыке экологии и географии (глобальной экологии), которая в наши дни существует как вполне оформившаяся, самостоятельная наука. Экологическое направление исследований М. И. Будыко представлено такими его работами, как «Глобальная экология» (1977 г.) и «Эволюция биосферы» (1984 г.).

Михаил Иванович Будыко был классическим ученым энциклопедистом, блестящим историком и популяризатором науки, обладавшим выдающимся литературным талантом. Его первая монография «Испарение в естественных условиях» вышла в свет в 1948 г., а всего за свою научную карьеру М. И. Будыко опубликовал 24 монографии, 2 научно-популярные книги по всемирной истории и истории литературы и более 200 научных статей.

М. И. Будыко был почетным членом Географического общества России и Американского метеорологического общества. За выдающиеся научные достижения он был награжден орденами Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», «За заслуги перед Отечеством» II степени; стал лауреатом Ленинской премии, 32-й премии Международной Метеорологической Организации, премий им. А. П. Виноградова и им. А. А. Григорьева; удостоен золотой медали им. Ф. П. Литке, медали

им. Роберта Хортон. Высокой оценкой научной деятельности М. И. Будыко стала присужденная ему в 1998 г. за достижения в исследованиях окружающей среды премия международного фонда Асахи “Голубая планета”. Это награждение в особой степени свидетельствует о международном признании выдающегося вклада академика М. И. Будыко в мировую климатологию и экологию.

Настоящий сборник содержит избранные работы М. И. Будыко по вопросам изменения климата, опубликованные в период с 1969 по 2002 гг. Сборник предназначен для широкого круга научных работников и специалистов, занимающихся вопросами изменения климата, а также лиц, ответственных за решение экологических, экономических и социальных последствий этих изменений.

*Директор Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова
В. М. Катцов*

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ

М. И. Будыко

Рассматриваются вопросы изменений климата, происходивших на Земле в геологическом прошлом под влиянием естественных факторов, и проблемы современного антропогенного потепления. Обсуждаются основные экологические и экономические последствия повышения содержания углекислого и других парниковых газов в атмосфере. Анализируются принимаемые международными политическими и общественными организациями решения по предотвращению негативных последствий современных изменений климата. Делается вывод о необходимости получения научно обоснованных выводов о последствиях глобального потепления при разработке рекомендаций по предотвращению его негативного влияния на окружающую среду и экономику.

Изучение изменений химического состава атмосферы в геологическом прошлом показало, что на протяжении большей части истории Земли преобладала тенденция к убыванию количества углекислого газа в атмосфере (Будыко, Ронов, Яншин, 1985). Это оказывало глубокое влияние на биосферу. При понижении концентрации углекислого газа происходило понижение средней температуры нижнего слоя воздуха из-за ослабления парникового эффекта, что в свою очередь сопровождалось развитием оледенений сначала в высоких, затем в средних широтах, а также аридизацией обширных территорий в низких широтах. Наряду с этим при пониженном количестве углекислого газа снижалась интенсивность фотосинтеза, что, по-видимому, уменьшало общую биомассу на нашей планете. Особенно резко указанные процессы проявлялись в ледниковые эпохи плейстоцена, когда количество углекислого газа в атмосфере неоднократно приближалось к 200 миллионным долям. Эта концентрация не намного превосходит критические значения концентрации углекислого газа, из которых одно соответствует оледенению всей планеты, а другое — понижению фотосинтеза до предела, делающего невозможным существование автотрофных растений (Будыко, 1980). Хотя вопрос о физическом механизме образования «белой Земли» еще не вполне ясен, можно отметить, что такая возможность была обоснована расчетным путем до обнаружения в космических полетах спутников больших планет, полностью покрытых льдом. Не касаясь деталей отдаленной перспективы гибели биосферы в результате ее естественного развития, вероятность этого представляется реальной. Такое заключение представляет интерес при сопоставлении его с выводом о существовании в прошлом более высокого уровня концентрации углекислого газа, повышавшего фотосинтетическую деятельность автотрофных растений, что вместе с более теплым и влажным климатом создавало гораздо более благоприятные условия для жизнедеятельности большинства живых организмов, включая многие особо крупные формы наземных животных, которые в дальнейшем исчезли.

Существует предположение, что глобальное похолодание, преобладавшее на протяжении последних 10—20 млн лет, явилось важным фактором антропогенеза. Масштаб этого похолодания был различным в регионах различных широт. Наибольшее понижение температуры при убывании концентрации углекислого газа имело место в высоких широтах, тогда как в низких широтах температура нижних слоев воздуха изменялась сравнительно мало. Важным следствием увеличения разности между температурой в экваториальных и полярных широтах было усиление пояса высокого давления, расположенного в тропических и субтропических широтах. Так как в зоне высокого давления выпадает мало осадков, в настоящее время в этой зоне расположены пустыни, степи и саванны, которые были гораздо меньше распространены в эпохи теплого климата. При развитии похолодания влажные тропические леса во многих районах низких широт сменялись более ксерофитной растительностью (чаще всего саванной). Местами в этих широтах возникали сухие степи и пустыни. Палеогеографические данные показывают, что процесс аридизации на протяжении последних миллионов лет был особенно отчетливо выражен в Африке.

Подобные колебания климата на протяжении более позднего времени повторялись неоднократно, причем они были особенно резко выражены в ледниковые эпохи плейстоцена. Ухудшение природных условий ставило перед предками человека новые проблемы, которые решались сначала в ходе эволюционного процесса, а затем при ускорении технического и социального прогресса. Можно думать, что на протяжении многих лет сохранялись благоприятные условия жизни во время теплых эпох в регионах, находящихся сейчас в сложных климатических условиях. Материальные основы для демонстрации этого открыты во многих археологических исследованиях, например в Сахаре, где ныне бесплодная пустыня в сравнительно недавнее время (несколько тысяч лет тому назад) имела увлажнение, достаточное для существования разнообразных растений, крупных животных, а также населения, обеспеченного обильной растительной и животной пищей.

Вывод о возможности заметных изменений биосферы при сравнительно небольших колебаниях относительно климата объясняет выдающееся значение обнаруженного относительно недавно быстрого роста концентрации углекислого газа в атмосфере. Не вызывает сомнений, что повышение содержания углекислого газа и других парниковых газов в атмосферном воздухе уже привело к повышению средней глобальной температуры почти на градус. В течение следующих десятилетий концентрация углекислого газа должна удвоиться по сравнению с доиндустриальной эпохой, что вызовет повышение средней температуры уже на несколько градусов (Будыко, 1972; Будыко, Израэль, 1987;

Будыко и др., 1990). Такое изменение климата окажет существенное воздействие на условия существования человечества, в том числе и негативное.

Хотя современный человек сравнительно быстро (всего за несколько десятков тысяч лет) заселил все континенты, кроме Антарктиды, общая численность народонаселения вначале росла довольно медленно. Предполагают, что к началу верхнего палеолита (10—15 тыс. лет тому назад) на Земле существовало около 3 млн человек. В неолите после освоения скотоводства и земледелия рост численности народонаселения ускорился. Вероятно, к 1000 г. нашей эры эта численность достигала 300 млн человек. При этом временами возникали не только локальные, но и глобальные заметные колебания численности в сторону ее убывания при крупных эпидемиях, а также во время голодных эпох, вызванных погодными бедствиями, которые охватывали обширные области. В последние десятилетия численность народонаселения возрастала очень быстро (последнее удвоение ее было достигнуто за 35 лет) и сейчас достигла 6 млрд человек. Предполагается, что следующее удвоение произойдет столь же быстро, после чего скорость роста снизится и народонаселение стабилизируется на уровне 10—12 млрд человек.

Вопрос о возможности обеспечения необходимыми ресурсами народонаселения, возросшего на несколько миллиардов человек, неоднократно обсуждался, причем особое внимание вызывала проблема необходимости повышения продуктивности сельского хозяйства за несколько десятилетий примерно в 2 раза по сравнению с современной эпохой. Эти соображения можно дополнить следующими замечаниями. При больших прилагаемых усилиях повысить урожаи в тех развивающихся странах, где скорость роста народонаселения особенно велика, задача решается только частично — в этих странах создавать значительные резервы продовольствия для снижения опасности голода при неблагоприятных колебаниях погоды, как правило, не удастся. Наряду с этим можно сказать, что в таких странах количество потребляемого продовольствия часто не соответствует необходимым стандартам, в особенности в отношении количества животного белка, получение которого требует необходимого для животноводства более высокого уровня производства продуктов земледелия по сравнению с уровнем, обеспечивающим питание вегетарианцев, в которое входит только менее насыщенная белком растительная пища. Возможность заметного повышения производства продовольствия существует в ряде развитых стран, однако стоимость такого продовольствия может быть недоступной для жителей бедных стран.

Следует согласиться с мнением об отсутствии сколько-нибудь надежной гарантии обеспечения продовольствием дополнительного народонаселения, которое за ближайшие десятилетия составит около 7 млрд человек. Перспективы поддержания благосостояния народонаселения в XXI столетии будут

дополнительно осложнены необходимостью резко увеличить производство многих видов потребительских товаров, причем производство значительной части этих товаров потребует дополнительного увеличения ресурсов сельскохозяйственного сырья. Это заключение неизбежно привлекает внимание к упомянутой выше возможности восстановления более благоприятных для живых организмов и всей биосферы природных условий, которые существовали на протяжении многих лет при более высоком уровне концентрации углекислого газа в атмосфере.

Сжигая ископаемое углеродное топливо, человек непреднамеренно прекратил опасный для живой природы процесс истощения углекислого газа — главного ресурса в создании органического вещества автотрофными растениями и сделал возможным повышение первичной продуктивности, которая является основой для существования всех гетеротрофных организмов, включая человека. Можно предположить, что сейчас, когда концентрация углекислого газа возросла почти на 30 % от уровня в доиндустриальную эпоху, это уже обеспечило заметное повышение общей биопродуктивности и, в частности, сельскохозяйственных растений на нашей планете. Из имеющихся данных следует, что такое повышение, обусловленное только влиянием роста содержания углекислого газа на фотосинтез, может составить около 5—7 % (Менжулин, 1992, 1997). В этом случае рост количества углекислого газа в атмосфере уже обеспечивает продовольствием около 300 млн человек.

Если в середине XXI столетия при отсутствии ограничений на потребление углеродного топлива концентрация углекислого газа в атмосфере удвоится по сравнению с доиндустриальной эпохой, это может повысить продуктивность сельского хозяйства на величину, примерно равную потреблению продовольствия 1 млрд человек. Труднее количественно оценить роль изменений климата. Вполне возможно, что связанное с увеличением осадков и потеплением дополнительное увеличение глобального урожая будет сравнимо с его приростом, обусловленным прямым влиянием возрастания концентрации углекислого газа. Если считать, что прогресс агротехники может в ближайшие 50 лет обеспечить рост суммарного урожая на 60 %, следует заключить, что увеличение концентрации углекислого газа может обеспечить ликвидацию острого дефицита продовольствия к середине XXI в. примерно для 2 млрд человек. Необходимо подчеркнуть приближенный характер этой оценки. Рост урожайности может быть нелинейно связан с увеличением концентрации углекислого газа в атмосфере. Влияние глобального потепления на обеспечение народонаселения продовольствием может быть несколько уменьшено при понижении добычи морских продуктов.

Нельзя недооценивать принципиального значения вывода о значительном влиянии роста концентрации углекислого газа на продуктивность большинства

растений, который является источником энергии для живых организмов. Такой вывод делает понятным особый интерес к «возвращению» в эпоху существования более плодородной биосферы, когда повышенная продуктивность растений создавала возможности значительного увеличения биомассы гетеротрофных организмов. В близком будущем место этих организмов могут занять дополнительные миллиарды людей, энергетическая основа существования которых пока еще не обеспечена.

То или другое решение вопроса об оптимальной стратегии хозяйственной деятельности в условиях глобального потепления может иметь очень большие экономические, социальные и политические последствия. Легко понять, что дать обоснованный ответ на этот вопрос без достоверных данных о климатических условиях будущего практически невозможно. Тем не менее попытки найти оптимальную стратегию при отсутствии надежных материалов о климате будущего сейчас делают довольно часто. Наиболее простое обоснование таких попыток заключается в предположении, что при неизвестных особенностях изменения климата эпохи глобального потепления эти изменения могут привести к катастрофическим последствиям, которых желательно избежать. Единственный эффективный метод достижения этой цели состоит якобы в сокращении выбросов парниковых газов, в особенности углекислого газа, который оказывает наибольшее влияние на глобальное потепление.

Простые расчеты показывают, что относительно небольшое сокращение поступления в атмосферу газов, усиливающих парниковый эффект, окажет незначительное влияние на предстоящее повышение температуры. Для существенного замедления глобального потепления нужно неотложно уменьшить выбросы парниковых газов на несколько десятков процентов, что приведет к тяжелейшему ущербу для современной мировой энергетики и потребует расходов, недоступных для многих современных государств.

Легко понять крайнюю неосторожность такой стратегии, сторонники которой во избежание еще недоказанной возможной климатической катастрофы в будущем считают лучшим вариантом фактически создать экономическую катастрофу в ближайшее время. Подобное предположение все же высказывается довольно часто, так как для некоторых развитых стран экономический ущерб от такой политики будет гораздо меньшим, чем для таких государств, как США, страны бывшего СССР и Китай. Если согласиться с таким выводом, а также публикациями об отсутствии оснований ожидать глобальную климатическую катастрофу при глобальном потеплении, названная выше стратегия приобретает неприемлемый характер. В таком случае практически невозможно оправдать заметный ущерб для сельского хозяйства, возникающий при предотвращении благотворного воздействия роста концентрации углекислого газа в атмосфере на увеличение урожаев. С другой стороны,

несомненно, возможны негативные последствия потепления климата локального или даже регионального масштаба (отдельные засухи, наводнения, ущерб для береговых и островных зон, находящихся на малом возвышении над уровнем Мирового океана). Таким образом, проблема изменения климата сохраняется во всей ее комплексной сложности. Однако очень важно оценить принципиальные вопросы влияния изменений климата на окружающую среду и экономику и возможности противодействия негативным последствиям таких изменений, так же как и эффективного использования благоприятных эффектов потепления (Алферов и др., 1998).

Можно назвать два рациональных варианта обоснования оптимальной стратегии хозяйственного развития при глобальном потеплении. Первый из них построен на простых экономических соображениях. Известны наиболее существенные изменения биосферы в результате глобального потепления. Каждое из них будет иметь различные последствия в разных географических областях и на разных стадиях глобального потепления. В качестве первого приближения можно оценить экономическую выгоду или ущерб от эффекта потепления для нескольких десятилетий в наиболее населенных странах. Существует большая вероятность, что результат такого расчета будет определяться главным образом последствиями изменений продуктивности сельского хозяйства.

В таком случае следует более подробно изучить результаты повышения потребления органического топлива (некоторые аспекты таких последствий без дополнительных расходов будут неблагоприятными, например загрязнение атмосферы при сжигании углей, содержащих сернистые соединения). Такой анализ может помочь оптимизации дальнейшего прогресса энергетики.

Следует иметь в виду также и второй подход к выбору оптимальной стратегии хозяйственного развития. Учитывая значительную условность экономических расчетов для будущего при постоянно изменяющихся ценах и признавая приоритет задачи предотвращения катастрофического голода, можно считать все другие последствия глобального потепления менее важными по сравнению с сохранением народонаселения. Вполне возможно, что практические выводы двух названных выше подходов к проблеме выбора оптимальной стратегии развития будут более или менее сходными.

В частности, возможно, что вместо идеи, предлагаемой сейчас сторонниками неизбежности климатической катастрофы при глобальном потеплении ввести для всех стран квоты на расходование углеродного топлива (или налог на его перерасходование) может оказаться более обоснованным обратное предложение. Оставляя ответ на подобный вопрос для более детального изучения последствий глобального потепления, можно высказать предположение, что получение налогов на международной основе

для регулирования глобальной экологической системы сейчас не кажется доступной задачей.

В свете изложенного можно предложить следующее.

Во-первых, необходимо значительное повышение научного уровня исследований всех проблем, связанных с глобальным потеплением. Эти исследования должны охватывать гораздо более широкий круг вопросов по сравнению с их современным состоянием и должны координироваться наиболее компетентными специалистами.

Во-вторых, желательно обосновать наиболее безопасные и экономически доступные пути приспособления хозяйственной деятельности к глобальному потеплению. Путь решения такой задачи должен быть найден в исследованиях, упомянутых выше.

В-третьих, сейчас нет достаточного научного обоснования для изменения существующих тенденций развития глобальной энергетики, в частности для сокращения растущего уровня потребления углеродного топлива.

ЛИТЕРАТУРА

Алферов А. М., Бусаров В. Н., Менжулин Г. В. и др. Влияние глобальных изменений природной среды и климата на функционирование экономики России. М.: Изд-во УРСС, 1998. 102 с.

Будыко М. И. Влияние человека на климат. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 47 с.

Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.

Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. История атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 209 с.

Будыко М. И., Израэль Ю. А. (ред.). Антропогенные изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 405 с.

Budyko M. I., Izrael Yu. A., Mac Craken M., Heckt A. (eds) Prospects of Future Climate. Working Group VIII US/USSR Agreement on Environmental Protection. Florida (USA): Lewis Publishers, Inc. Boca Raton, 1990. 243 p.

Menzhulin G. V. The Impacts of Expected Climate Changes on Crop Yields: Estimates for Europe, the Former USSR and North America Based on Paleo- analogue Scenarios. Ch. 19 // Economic Issue in Global Climate Change: Agriculture, Forestry and Natural Resources / Eds J. M. Reilly, M. Anderson. Boulder: Westview Press, 1992. P. 353-381.

Menzhulin G. V. Global Warming, Carbon Dioxide Increase and the Prospects of Crop Potential: The Assessments for Russia Using Alternative Climate Change Scenarios. Japanese J. of Agricultural Meteorology. 1997. N 52(5). P. 377—407.

Печатается по: М. И. Будыко. (2002). Глобальное потепление / В кн. «Изменения климата и их последствия» – СПб: Наука. С. 7—12.

ПОЛЯРНЫЕ ЛЬДЫ И КЛИМАТ

М. И. Будыко

В работе рассматривается зависимость полярных льдов от климатических факторов и обсуждается вопрос о влиянии ледяного покрова на термический режим Земли. Выполненные расчеты показывают, что полярные льды оказывают глубокое влияние на климат высоких широт северного полушария. Эти льды находятся в неустойчивом состоянии, в связи с чем малые изменения климатообразующих факторов могут привести к значительному изменению площади полярных льдов или даже к их полному исчезновению.

Отмечается, что при сохранении существующих темпов роста производства энергии в сравнительно близком будущем может начаться разрушение полярных льдов.

Рассчитана на метеорологов, океанологов, гляциологов и географов.

1. ВВЕДЕНИЕ

В современную эпоху льды окружают оба полюса земного шара. В северном полушарии постоянный ледяной покров занимает более двух третей поверхности Северного Ледовитого океана, а также покрывает Гренландию и несколько других островов и континентальных районов в высоких широтах. Общая площадь этого покрова в Арктике составляет около 12 млн км², причем приблизительно 10 млн км² занимают морские льды и около 2 млн км² оледенения, расположенные на суше.

Морские полярные льды представляют собой огромную линзу, в центре которой средняя толщина льда достигает 3—4 м, а к периферии постепенно уменьшается. Так как эти льды состоят из множества разделенных ледяных полей, то они постоянно перемещаются под воздействием воздушных и морских течений, что приводит к колебаниям границ ледяного покрова.

При перемещениях льдов часто происходят сжатия ледяных полей, в результате чего возникают торосы — нагромождения льда, толщина которых значительно превосходит среднюю толщину ледяного покрова. Торосы, однако, занимают сравнительно небольшую часть общей площади морских льдов Арктики.

В летние месяцы толщина льдов уменьшается в результате таяния, которое происходит в основном на поверхности льдов. В холодное время года льды становятся толще из-за замерзания морской воды у нижней границы льда. Сезонное изменение толщин морских льдов связано с изменением общей площади льдов, которая достигает максимума в марте и минимума в августе. Средние границы морских льдов в эти месяцы представлены на рис. 1 (Ice Atlas, 1946).

Палеоклиматические исследования показали, что в прошлом морской ледяной покров значительно изменялся. В течение четвертичного периода (т. е. на протяжении последнего миллиона лет) ледяной покров на морях неоднократно распространялся до умеренных широт, что соответствовало периодам развития крупных континентальных оледенений. Гипотетическая

граница постоянных морских льдов, а также граница оледенений на суше для периода наибольшего (рисского) оледенения по данным К. К. Маркова (1960) представлена на рис. 2. В промежутках между ледниковыми эпохами морской ледяной покров отступал к северу, а в наиболее теплые межледниковые эпохи он, возможно, полностью исчезал.

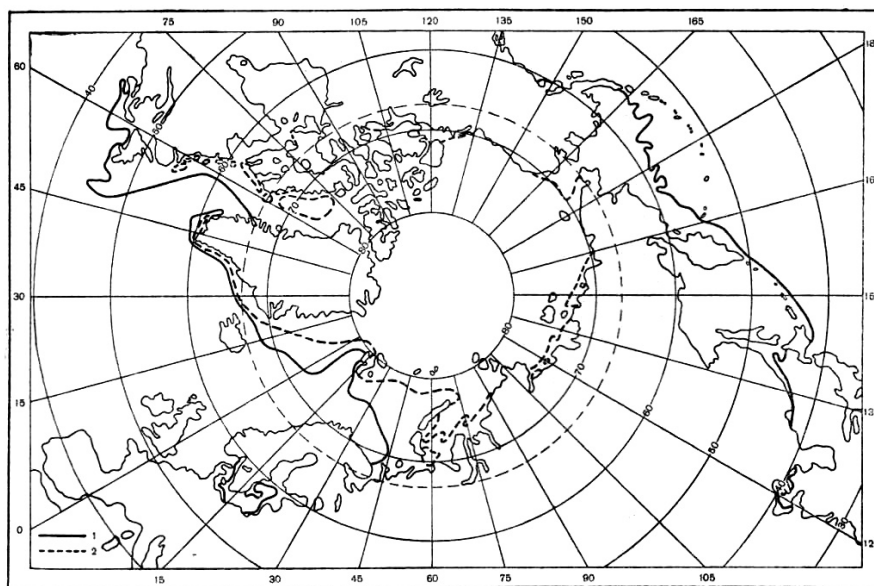


Рис. 1. Современное положение полярных льдов.
1 – март, 2 – август.

Рис. 1. Современное положение полярных льдов.
1 – март, 2 – август.

В дочетвертичное время на протяжении нескольких сотен миллионов лет в высоких широтах существовал теплый климат и ледяного покрова не было.

Как известно из палеогеографических данных и из исторических источников, положение ледяного покрова в Арктике в течение последних тысячелетий также было подвержено заметным колебаниям. В периоды потеплений морские льды отступали далеко к северу, а площадь оледенений на суше значительно сокращалась. Последний период такого потепления наблюдался около тысячи лет тому назад, когда норманы по свободным от льда морям достигли Гренландии и основали там колонии на территориях, освобожденных отступившим ледником. Через несколько столетий новое похолодание прервало связи этих колоний со Скандинавией, что вместе с наступлением ледников на суше привело к гибели колоний.

Вопрос о взаимной зависимости режима полярных льдов и климатических условий в Арктике имеет большое теоретическое и практическое значение. Выяснение этого вопроса необходимо для разработки общей теории климата, существенной частью которой он является. Наряду с этим установление связей климатических условий с режимом полярных льдов

нужно для разработки методов предсказания изменений ледяного покрова, используемых в метеорологическом обеспечении полярного судоходства и в различных работах по освоению Арктики.

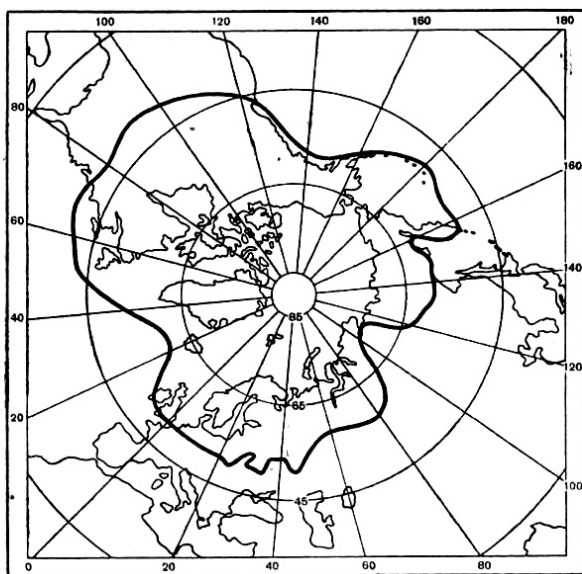


Рис. 2. Ледяной покров в период наибольшего оледенения.

Данные о термическом режиме Центральной Арктики в современную эпоху представлены на рис. 3, где кривая T_{80} представляет годовой ход среднеширотной температуры воздуха на 80° с. ш. Для сравнения на этом рисунке изображен также годовой ход среднеширотной температуры у экватора (кривая T_0). Как видно из рис. 3, температура воздуха вблизи земной поверхности в Центральной Арктике ниже, чем температура у экватора, летом на 27° , зимой на 55° . Средняя годовая температура на 80° с. ш. ниже, чем температура у экватора, на 42° .

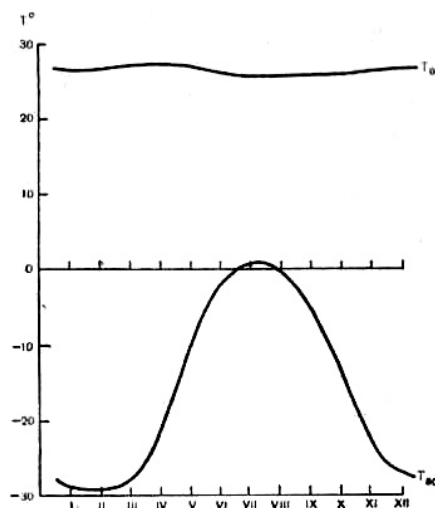


Рис. 3. Термический режим в Центральной Арктике и на экваторе.

Вполне очевидно, что низкие температуры воздуха в полярной зоне являются главной причиной формирования полярных льдов. Менее ясен вопрос, в какой мере полярные льды влияют на термический режим высоких широт, способствуя понижению температуры в этих широтах.

Представление о том, что ледяной покров является существенным фактором, влияющим на термический режим, было высказано в работах Брукса (Brooks, 1950, и др.). Брукс обратил внимание на то, что большое альbedo ледяного покрова значительно уменьшает поглощение солнечной радиации на поверхности, покрытой снегом и льдом. В связи с этим он считал, что ледяной покров высоких широт снижает температуру в Арктике на несколько десятков градусов.

Это представление не было, однако, обосновано в работах Брукса расчетами, основанными на методах физической климатологии, которые во время выполнения исследований Брукса были еще мало разработаны. По этой причине взгляды Брукса на генезис климата Арктики не были общепринятыми и влияние полярных льдов на климат высоких широт в работах по теории климата до недавнего времени не учитывалось.

Отметим, что значение ледяного покрова как фактора формирования климата можно установить на основании следующих простых соображений.

Рассмотрим тепловой баланс системы Земля — атмосфера, т. е. тепловой баланс вертикальной колонны, охватывающей атмосферу, гидросферу и верхние слои литосферы. Приход тепла в этой системе осуществляется в форме поглощения солнечной радиации, к которому добавляется приход тепла в связи с изменением теплосодержания вещества, входящего в указанную колонну, и приход тепла в результате горизонтальных движений в атмосфере и гидросфере. Алгебраическая сумма указанных членов теплового баланса равна величине длинноволнового излучения в мировое пространство.

Считая солнечную постоянную равной $1,92 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$,¹ найдем, что на верхнюю границу плотных слоев атмосферы в июне на 80° с. ш. поступает $31,0 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес.})$, а на экваторе $23,5 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес.})$ энергии солнечной радиации.

Как в Центральной Арктике, так и на экваторе изменения теплосодержания в системе Земля — атмосфера за июнь малы по сравнению с приходом солнечной радиации. Причина этого связана с тем, что указанный член теплового баланса достигает заметных значений только при существенных изменениях температуры океана в годовом ходе. Между тем температура океанических вод мало меняется в течение года как вблизи

¹ Это величина «метеорологической» солнечной постоянной, которая соответствует разности между потоком солнечной радиации на внешней границе атмосферы и потерей радиации в высоких слоях воздуха.

экватора (из-за отсутствия заметного годового хода средних высот солнца), так и в центральной области Северного Ледовитого океана (из-за изолирующего влияния морских льдов на теплообмен океана с атмосферой).

Принимая во внимание этот вывод и учитывая, что горизонтальный поток тепла в атмосфере и в гидросфере направлен от экватора к полюсу, легко видеть, что при одинаковом значении альбедо на всех широтах длинноволновое излучение в мировое пространство в июне на 80° с. ш. должно быть значительно больше, чем у экватора. Как установлено в современных исследованиях (Manabe and Wetherald, 1967; Будыко, 1968), излучение в мировое пространство тесно связано со средней температурой у земной поверхности и увеличивается с ростом этой температуры.

Таким образом, при одинаковом значении альбедо системы Земля — атмосфера на экваторе и в высоких широтах температура воздуха у земной поверхности в июне в высоких широтах должна быть выше, чем у экватора, чего в действительности не наблюдается.

Единственное объяснение этого парадокса заключается в значительном различии альбедо системы земля — атмосфера при наличии и при отсутствии ледяного покрова. Впервые такое различие было установлено по материалам прямых экспериментальных наблюдений в работе Рашке, Мёллера и Бандина (Raschke, Moller, Bandeen, 1968), которые построили карту альбедо для высоких и умеренных широт северного полушария по данным измерений на спутнике Земли.

Как видно из данных указанной работы, среднее альбедо на широте 80° оказывается равным 0,62, тогда как среднее альбедо для районов, свободных от льда, составляет всего около 0,30. Учитывая эти значения альбедо, найдем, что в июне поглощенная радиация на экваторе равна $16,4$ ккал/(см²·мин), а на 80° с. ш. $11,8$ ккал/(см²·мин). Таким образом, температура воздуха на экваторе летом выше, чем на полюсе, потому, что альбедо системы земля — атмосфера в Центральной Арктике гораздо больше, чем в более низких широтах.

Можно поставить вопрос, как изменится термический режим Арктики при отсутствии полярных льдов, когда альбедо в высоких широтах не будет существенно отличаться от альбедо низких широт. Следует указать, что термический режим Арктики в таком случае будет зависеть не только от величины поглощенной радиации, определяемой новым значением альбедо, но и от других факторов, связанных с исчезновением ледяного покрова. В частности, в таких условиях значительно изменится меридиональный теплообмен в атмосфере и гидросфере. Температура воды Северного Ледовитого океана при безледном режиме будет заметно изменяться в годовом ходе, что приведет к существенному перераспределению тепла в системе земля — атмосфера в течение года.

Очевидно, что для ответа на поставленный вопрос необходимо выполнить расчет членов теплового баланса Арктики при наличии и отсутствии льдов и оценить влияние изменений этих членов на термический режим. Таким путем может быть выяснено значение ледяного покрова как фактора генезиса климата Арктики. Изучение теплового баланса Арктики позволяет также решить обратную задачу, т. е. исследовать зависимости параметров ледяного покрова от климатических факторов.

Разработка этих проблем открывает возможность для решения вопроса об устойчивости существующих полярных льдов и связанного с ними климатического режима.

2. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС АРКТИКИ

Проблема изучения теплового баланса Арктики включает исследование теплового баланса земной поверхности и исследование теплового баланса атмосферы или системы земля — атмосфера, охватывающей атмосферу, гидросферу и верхние слои литосферы.

Составляющие теплового баланса Арктики были определены несколько позже, чем во внеполлярных широтах земного шара, что объясняется более медленным развертыванием актинометрических и балансовых наблюдений в полярных областях. В связи с этим на картах атласов теплового баланса, подготовленных в Главной геофизической обсерватории и изданных в 1955 и 1963 гг., арктические районы не были освещены.

Начиная с 50-х годов изучение радиационного режима и теплового баланса Арктики значительно ускорилось, причем большой вклад в работы по этой проблеме внесли сотрудники Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. В эти годы расширилась сеть арктических актинометрических станций и были выполнены очень важные для изучения теплового баланса Центральной Арктики наблюдения на дрейфующих станциях «Северный полюс».

Развитие наблюдений за составляющими радиационного и теплового балансов позволило определить нормы составляющих этих балансов для ряда арктических районов. Эти нормы были найдены либо путем непосредственного обобщения Данных наблюдений, либо в результате расчетов по формулам, позволяющим определить составляющие баланса по наблюдениям за основными метеорологическими элементами. Такие расчеты стали возможными после выполненной в ряде работ проверки указанных формул для условий Арктики и уточнения в необходимых случаях их коэффициентов по данным наблюдений за составляющими теплового баланса.

Одно из первых исследований теплового баланса Арктики выполнил Г. Н. Яковлев (1958). Материалы актинометрических наблюдений в Арктике были

обобщены в работах М. С. Маршуновой и Н. Т. Черниговского (Маршунова, 1961; Маршунова и Черниговский, 1963, 1968; Черниговский, 1968; и др.). Первые карты показателей радиационного режима для Арктики были составлены М. К. Гавриловой (1963).

Результаты последующих расчетов составляющих теплового баланса земной поверхности и атмосферы в Арктике приводятся в работах Ю. Л. Назинцева (1964), Ю. П. Доронина (1963), Флетчера (Fletcher, 1965, 1966), Унтерштайнера (Untersteiner, 1966), Беджли (Badgley, 1966), Фовинкеля и Орвига (Vowinkel and Orvig, 1964, 1966, и др.) и других ученых. Такие расчеты были выполнены также в работах автора (Будыко, 1961, 1962б, 1966), посвященных генезису климата Арктики.

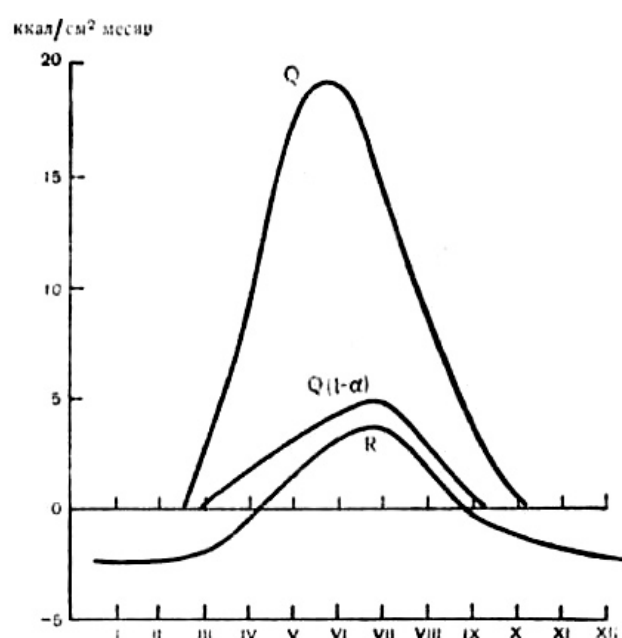


Рис. 4. Радиационный режим Центральной Арктики.

Можно отметить, что в перечисленных выше работах были определены все основные составляющие теплового баланса для различных арктических районов. Хотя количественные значения членов баланса, найденные разными авторами, несколько различаются, они, однако, хорошо согласуются в отношении общих закономерностей теплового баланса Арктики.

Рассмотрим материалы о тепловом балансе Центральной Арктики, соответствующем средним условиям для 80° с. ш.

На рис. 4 представлены значения показателей радиационного режима поверхности льдов в этом районе для различных месяцев года. Кривая Q характеризует годовой ход суммарной радиации, $Q(1-\alpha)$ — поглощенной радиации, R — радиационного баланса. Как видно из этого рисунка, в летние месяцы на поверхность льда поступает значительное количество солнечной

радиации, что объясняется большой длительностью полярного дня, а также обратным рассеянием части радиации, отраженной от поверхности снега и льда.

Величина поглощенной радиации $Q(1 - \alpha)$ зависит от значения альбедо α , которое для арктических условий определялось как на дрейфующих полярных станциях, так и путем измерений на самолетах (см. Коптев, 1964; Маршунова и Черниговский, 1965, 1968; и др.).

По данным имеющихся наблюдений можно считать, что в Центральной Арктике альбедо весной и осенью приблизительно равно 0,80, а летом уменьшается и в период наиболее активного таяния достигает 0,70. Такие значения альбедо земной поверхности, намного превосходящие величины альбедо при отсутствии льда и снега, уменьшают поглощенную радиацию в несколько раз по сравнению с суммарной радиацией.

Радиационный баланс R , равный разности поглощенной коротковолновой радиации и эффективного длинноволнового излучения, в летние месяцы имеет небольшие положительные значения. В это время он заметно меньше радиационного баланса в более низких широтах, где ледяной покров отсутствует.

Зимой, при отсутствии солнечной радиации, радиационный баланс определяется величиной эффективного излучения и имеет отрицательное значение. Годовая сумма радиационного баланса оказывается равной небольшой отрицательной величине.

Этот результат подтверждает сделанный ранее вывод (Будыко, 1956) о том, что радиационный режим в полярных областях с постоянным ледяным покровом резко отличается от режима в районах без ледяного покрова. Одна из основных особенностей этого режима — малые по абсолютной величине и часто отрицательные значения годовых сумм радиационного баланса в противоположность сравнительно большим положительным значениям во всех других областях земного шара.

Определение членов теплового баланса для поверхности Северного Ледовитого океана связано с некоторыми трудностями, которые до конца еще не преодолены. Следует, однако, отметить, что если относительная точность определения некоторых составляющих этого баланса невелика, то абсолютные погрешности в оценке членов теплового баланса не могут достигать больших величин, так как все эти члены малы по сравнению с основными составляющими теплового баланса земной поверхности в других географических районах, а также теплового баланса атмосферы в Арктике.

Трудности в оценке членов теплового баланса поверхности центральных областей Северного Ледовитого океана в некоторой мере связаны с тем, что эта поверхность не является однородной: часть ее занята льдами различной

толщины, а часть — разводьями, в которых океаническая вода остается открытой. Из-за отсутствия точных данных существуют очень различные оценки площади, занятой разводьями. Так, в обзорной работе Хеа (Hare, 1968) указывается, что эта площадь отдельными авторами считается равной от 2 до 12 %. На основании расчетов теплового баланса океана Беджли (1966) и Унтерштайнер (1966) сделали вывод, что площадь разводий зимой должна быть менее 1 %.

Значение вопроса о площади, занятой разводьями, заключается в том, что на их поверхности океан в холодное время года теряет очень много тепла. Расчеты теплообмена в разводьях, выполненные Ю. П. Дорониным (1963) и Беджли (1966), показывают, что на их поверхности потеря тепла в результате турбулентного обмена и испарения за год может превосходить 100 и даже 200 ккал/см², причем к этой величине нужно добавить расход радиационной энергии, поскольку большое эффективное излучение с поверхности разводий не компенсируется повышенными из-за низких значений альбедо воды величинами поглощенной радиации.

Принимая во внимание, что в разводьях происходит интенсивная потеря тепла океаном, можно, однако, думать, что их значение для теплового баланса Центральной Арктики в целом довольно ограничено. Такое заключение следует из оценки составляющих теплового баланса всей зоны Северного Ледовитого океана, закрытой постоянным ледяным покровом.

Количество тепла, приносимого в эту зону течениями, сравнительно невелико. Так, например, по данным работы А. К. Леонова (1947), оно примерно равно 2,2 ккал/(см²·год), Беджли (1966) считает его равным 1,6 ккал/(см²·год). К этой величине следует добавить скрытую теплоту плавления льда, который ежегодно выносится течениями из Арктики. В. С. Антонов (1968) отмечает, что количество этого льда оценивается различными авторами от 900 до 3000 км³/год, причем наиболее вероятное значение близко к 1900 км³/год. Последняя величина соответствует дополнительному притоку тепла для Центральной Арктики, равному 1,6 ккал/(см²·год).

Таким образом, Центральная Арктика в результате океанической циркуляции получает 3—4 ккал/(см²·год). Почти вся эта величина компенсируется отрицательным значением радиационного баланса поверхности льда.

В результате этого сумма остальных членов теплового баланса океана, включающая турбулентный поток тепла и затрату тепла на испарение, должна быть близка к нулю. Эту величину следует сопоставить с аналогичным значением для ледяных полей.

По данным Ю. П. Доронина (1963), годовая сумма затраты тепла на испарение на ледяных полях составляет $3,2 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$, а приход тепла вследствие турбулентного теплообмена около $2,7 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

Алгебраическая сумма этих величин, равная расходу тепла в размере $0,5 \text{ ккал}/\text{см}^2 \text{ год}$, близка к приведенной выше оценке для Центральной Арктики в целом. Таким образом, оказывается, что теплообмен на поверхности разводий не играет большой роли в тепловом балансе центральных областей Северного Ледовитого океана. Из этого следует, что в холодное время года разводья занимают очень небольшую часть от общей площади Центральной Арктики.

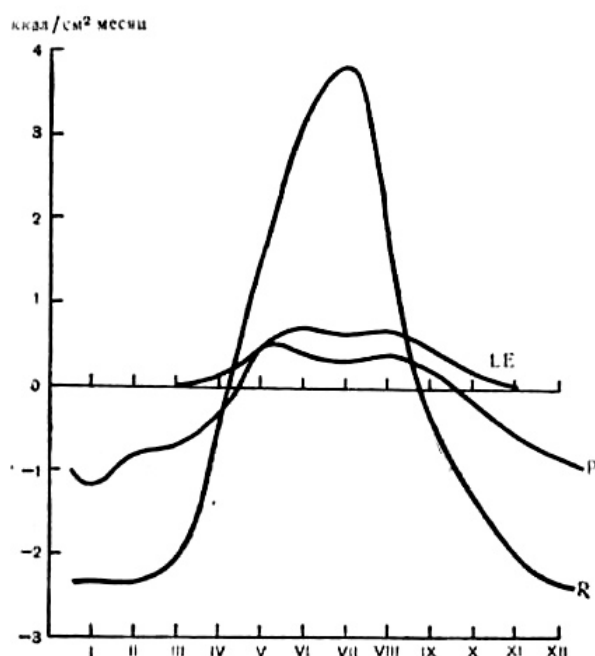


Рис. 5. Тепловой баланс поверхности ледяного поля.

Годовой ход членов теплового баланса ледяного поля представлен на рис. 5. На этом рисунке вместе со значениями радиационного баланса R изображены величины турбулентного потока тепла P и затраты тепла на испарение LE , причем последние величины представлены по упомянутым выше данным Ю. П. Доронина.

Изображенные на этом рисунке величины радиационного баланса считаются положительными, когда они соответствуют приходу тепла, а величины турбулентного потока тепла и затраты тепла на испарение — когда они соответствуют расходу тепла на поверхности льда.

Сумма годовых значений перечисленных членов теплового баланса должна компенсироваться притоком тепла через нижнюю границу льда, равным приходу тепла в результате деятельности морских течений (без учета выноса льдов). Хотя эта величина удовлетворительно согласуется с приведенными выше оценками переноса тепла течениями, не следует переоценивать значения

такого согласования. Можно думать, что относительная погрешность в определении всех членов теплового баланса довольно велика и, по-видимому, сравнима с потерями тепла через разводья, которые во всяком случае не могут быть равными нулю.

Перейдем теперь к тепловому балансу системы Земля — атмосфера в Центральной Арктике.

Значения членов радиационного баланса этой системы представлены на рис. 6, где линия Q_s изображает годовой ход радиации на внешней границе атмосферы при солнечной постоянной, равной $1,92 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Линия $Q_s(1 - \alpha_s)$ представляет поглощенную радиацию, вычисленную при $\alpha_s = 0,62$ в соответствии с средним значением, полученным в наблюдениях на спутнике Земли (см. Raschke, Moller, Bandeen, 1968).

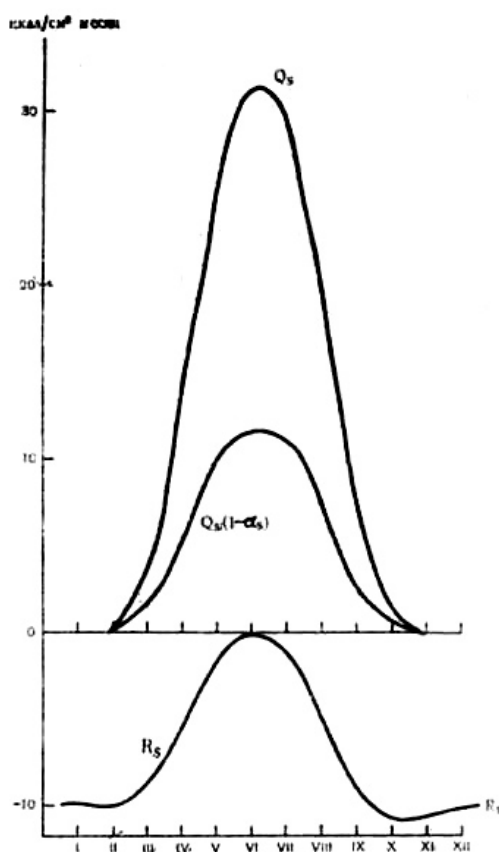


Рис. 6. Тепловой баланс системы Земля — атмосфера в Центральной Арктике.

Величина радиационного баланса системы R_s определена по формуле

$$R_s = Q_s(1 - \alpha_s) - I_s, \quad (1)$$

где I_s — длинноволновое излучение в мировое пространство, рассчитанное по формуле (Будыко, 1968)

$$I_s = a + bT - (a_1 + b_1T)n, \quad (2)$$

где I_s в ккал/см² месяц; T — температура у земной поверхности в градусах Цельсия; n — облачность в долях единицы. Численные коэффициенты в формуле (2) равны $a = 14,0$; $b = 14,0$; $a_1 = 3$, $b_1 = 0,10$.

Как видно из рис. 6, радиационный баланс системы Земля — атмосфера в Арктике отрицателен в течение всего года, включая летние месяцы, когда приход радиации на внешней границе атмосферы весьма велик. Это объясняется большим значением альбедо системы Земля — атмосфера в районах с постоянным ледяным покровом. Годовая величина радиационного баланса, составляющая $-80,9$ ккал/см², компенсируется притоком тепла из более низких широт путем горизонтального переноса тепла в гидросфере и атмосфере, включая перераспределение скрытого тепла парообразования. Приведенная выше оценка показывает, что перенос тепла морскими течениями составляет незначительную часть от величины радиационного баланса.

Превышение тепла конденсации над затратой тепла на испарение в Центральной Арктике также является сравнительно малой величиной, не более нескольких ккал/см²-год.

Таким образом, отрицательный радиационный баланс системы Земля — атмосфера в Арктике в основном компенсируется меридиональным переносом тепла в атмосфере, который достигает больших значений в зимние месяцы.

Из приведенных выше данных можно сделать некоторые выводы о закономерностях энергетического баланса Центральной Арктики.

Из-за высокого альбедо полярных льдов радиационный баланс системы земля — атмосфера даже в летние месяцы не достигает положительных значений, причем в этом сезоне некоторое количество тепла тратится на нагревание и таяние льдов. Расход тепловой энергии при этом восполняется притоком тепла из более низких широт, где летние температуры воздуха заметно выше температур в Центральной Арктике.

В зимнее время года, при отсутствии притока солнечного тепла, расход энергии на излучение в мировое пространство только в малой степени компенсируется приходом тепла от охлаждения и намерзания ледяного покрова. Как отмечено выше, этот расход в основном покрывается большим притоком тепла из более низких широт в результате циркуляции атмосферы.

Таким образом, в течение всего года и в особенности в зимние месяцы термический режим Арктики существенно зависит от притока тепла из внеполярных широт.

3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Образование и разрушение льда на поверхности океана тесно связано с условиями теплового энергетического баланса. Ледяной покров возникает после того, когда в результате охлаждения верхнего слоя воды ее температура достигает точки замерзания. Для средних условий солености океанических вод эта температура равна $-1,8^{\circ}$.

Увеличение толщины льда происходит в тех случаях, когда температура на его поверхности оказывается ниже температуры воды у нижней границы ледяного покрова. В таких условиях на нижней поверхности льда происходит намерзание, скорость которого определяется тепловым балансом на этой поверхности. Если приток тепла из океана к нижней границе льда мал, то скорость намерзания равна величине потока тепла от нижней поверхности льда к его верхней поверхности, деленной на скрытую теплоту замерзания воды.

Величина вертикального потока тепла в толще льда зависит от разности температур на его верхней и нижней границах, от теплопроводности и толщины льда (вместе с покрывающим его снежным покровом).

Температура на поверхности льда (или на поверхности снега, если он имеется) также определяется условиями теплового баланса. При сравнительно небольших значениях вертикальных потоков тепла между льдом и атмосферой эта температура обычно близка к температуре нижнего слоя воздуха. Так как температура на нижней поверхности льда обычно меняется мало, а теплопроводность льда изменяется в ограниченных пределах, то скорость намерзания оказывается в основном зависящей от температуры воздуха и толщины льда. При этом скорость намерзания увеличивается при понижении температуры воздуха и уменьшается при росте толщины льда.

Зависимость толщины ледяного покрова от указанных факторов была установлена около ста лет назад Вайнпрехтом на основании наблюдений, выполненных в Арктике. Затем этот вопрос был теоретически исследован Стефаном, который применил для этой цели уравнение теплопроводности в твердой среде. Стефан установил, что при постоянной разности температур на верхней и нижней поверхностях льда толщина льда пропорциональна корню квадратному из произведения указанной разности на время намерзания льда.

В дальнейшем для расчетов скорости намерзания были предложены различные эмпирические формулы, позволяющие несколько точнее определить толщину льда по сравнению со схематичным решением Стефана.

Одна из таких формул, предложенная Н. Н. Зубовым (1945), была использована им для составления таблицы, устанавливающей связь величины прироста льда с его начальной толщиной и средней суточной температурой воздуха (табл. 1). Н. Н. Зубов указал, что, кроме температуры воздуха, на скорость нарастания льда определенное влияние оказывают условия

циркуляции в океане. Дополнительный приток тепла к нижней поверхности льда, связанный с горизонтальным переносом тепла из низких широт в высокие, может существенно замедлить намерзание льда.

Таблица 1

| Прирост льда, см/сут. | | | | | | | | |
|---------------------------|-----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Начальная толщина (см) | Температура, °С | | | | | | | |
| | -5 | -10 | -15 | -20 | -25 | -30 | -35 | -40 |
| 0 | 0,8 | 1,6 | 2,4 | 3,2 | 3,8 | 4,7 | 5,5 | 6,3 |
| 10 | 0,6 | 1,1 | 1,7 | 2,3 | 2,9 | 3,4 | 4,0 | 4,6 |
| 20 | 0,4 | 0,9 | 1,3 | 1,8 | 2,2 | 2,6 | 3,1 | 3,5 |
| 30 | 0,4 | 0,7 | 1,1 | 1,5 | 1,8 | 2,2 | 2,6 | 3,0 |
| 40 | 0,3 | 0,6 | 0,9 | 1,2 | 1,5 | 1,8 | 2,1 | 2,4 |
| 50 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 1,1 | 1,3 | 1,6 | 1,9 | 2,1 |
| 75 | 0,2 | 0,4 | 0,6 | 0,8 | 1,2 | 1,4 | 1,6 | 1,8 |
| 100 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,6 | 0,8 | 1,0 | 1,1 | 1,0 |
| 150 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,9 |
| 200 | ОД | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 0,7 |

Скорость намерзания зависит также от толщины снежного покрова на поверхности льда, поскольку низкая теплопроводность снега уменьшает поток тепла между нижней границей льда и атмосферой.

Эмпирические формулы для расчетов скорости намерзания обычно учитывают только среднее влияние указанных факторов, что ограничивает их точность. В балансе вещества полярных морских льдов увеличение массы твердой фазы воды определяется процессом намерзания и в меньшей степени выпадением твердых осадков. Расход вещества в этом балансе зависит от процесса таяния, а также от испарения с поверхности льда и от выноса льда в более низкие широты. Таяние льдов в основном происходит на их поверхности, при достижении температурой этой поверхности точки замерзания. Так как в процессе таяния происходит опреснение верхних слоев льда, то температура, при которой происходит таяние, приближается к 0°.

Скорость таяния льда определяется условиями теплового баланса на поверхности льда. Уравнение этого баланса можно представить в форме (Будыко, 1962)

$$R = LE + P + B + lh, \quad (3)$$

где R — радиационный баланс; L — скрытая теплота парообразования; E — испарение с поверхности льда; P — турбулентный поток тепла между поверхностью льда и атмосферой; B — расход тепла на нагревание льда; l — скрытая теплота плавления льда; h — изменение толщины льда вследствие таяния.

Зависимость первых трех членов теплового баланса от метеорологических факторов можно представить в виде

$$R = Q(1 - \alpha) - I_0 - 4s\sigma T^3(T_w - T), \quad (4)$$

$$LE = au(q_s - q), \quad (5)$$

$$P = ac_p u(T_w - T), \quad (6)$$

где Q — суммарная радиация; α — альbedo льдов; I_0 — эффективное излучение, рассчитанное по температуре воздуха; s — коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела; σ — постоянная Стефана; T — температура воздуха; T_w — температура поверхности льдов; a — коэффициент пропорциональности; u — скорость ветра; q_s — удельная влажность насыщенного воздуха при температуре T_w ; q — удельная влажность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

Из уравнений (3), (4), (5), (6) найдем

$$h = \frac{1}{l} [Q(1 - \alpha) - I_0 - Lau(q_s - q) - ac_p u + 4s\sigma T^3(T_w - T) - B]. \quad (7)$$

При применении этой формулы для расчетов таяния льда можно использовать некоторые упрощения. Так как относительная влажность воздуха над льдом в среднем меняется не очень сильно, причем разности температур поверхности льда и воздуха обычно невелики, то без существенного ущерба для точности расчета можно считать, что $Lau(q_s - q) = Lauq_s \eta$, где коэффициент η примерно равен 0,1. Учитывая, что величина B в период таяния сравнительно невелика, в расчете можно использовать ее приближенные оценки по изменению средней температуры льда с учетом значений его эффективной теплоемкости.

Используя уравнение (7), можно оценить, какие факторы оказывают наибольшее влияние на таяние льда. Такие расчеты показывают, что скорость таяния сильнее всего зависит от изменений суммарной радиации Q и температуры воздуха T . Из этих расчетов следует также, что суммарная величина таяния за год для Центральной Арктики составляет несколько десятков сантиметров. Эта величина, хорошо согласующаяся с данными наблюдений,

заметно больше расхода массы льда на испарение, который для указанного района по имеющимся оценкам равен нескольким сантиметрам в год.

По сравнению с испарением более существенное влияние на баланс льдов в Центральной Арктике оказывает вынос льда в более низкие широты. Как отмечено выше, количество льда, выносимого за год морскими течениями из высоких широт, составляет около 2000 км^3 , что соответствует ежегодному уменьшению толщины ледяного покрова примерно на 20 см.

Используя изложенные выше методы, можно рассчитать для любого района годовой ход толщины льда, находящегося в равновесии с климатическими условиями данного района. В таком расчете предположим, что изменения толщины льда в основном определяются процессами намерзания и таяния и используем метод последовательных приближений (Будыко, 1962).

Примем, в соответствии с идеей этого метода, для начала первого года расчета произвольную толщину льда и затем рассчитаем для каждого последующего месяца скорости намерзания (или таяния) в соответствии с климатическими условиями. Такой расчет будем продолжать для ряда последовательных лет, пока суммарные за год величины таяния не окажутся равными годовым величинам замерзания. Полученные при этом толщины льда для каждого месяца будут соответствовать климатическому режиму данного района.

Использование такого метода расчета показывает, что он дает удовлетворительные результаты при определении изменений толщины льда в годовом ходе. Абсолютные значения толщин льда, вычисленные таким способом, не всегда соответствуют данным наблюдений и, в частности, для Центральной Арктики часто оказываются больше наблюдаемых значений толщины льда. Причина такого расхождения заключается во влиянии дрейфа ледяных полей на баланс льдов в высоких широтах. В результате этого влияния льды выносятся из области Центральной Арктики до достижения ими толщины, соответствующей климатическим условиям данного района.

В работе Л. И. Зубенок (1963) изложенный выше метод был применен для расчета средних границ устойчивых полярных льдов в различные месяцы года. Результаты такого расчета оказались хорошо согласующимися с данными наблюдений.

Указанный метод применялся также для исследования влияния аномалий метеорологических элементов на толщину и площадь ледяного покрова. Таким путем были, в частности, рассчитаны изменения толщины льда при различных аномалиях температуры воздуха (Будыко, 1966).

На рис. 7 представлены результаты расчета изменений толщины льда в Центральной Арктике при положительной аномалии температур за три летних месяца (июнь — август), равной 2° (рис. 7а), и при положительной аномалии

за семь холодных месяцев (ноябрь — апрель), равной 10° (рис. 7б). Кривые 1 характеризуют изменения наибольших в годовом ходе толщин льда, кривые 2 — изменения наименьших. Из этих рисунков видно, что сравнительно небольшая аномалия летних температур уменьшает толщины льда значительно сильнее, чем гораздо большая по величине аномалия температур холодных месяцев.

При положительной аномалии летних температур, равной 4° , лед толщиной 4 м в средних климатических условиях Центральной Арктики полностью исчезает через четыре года (рис. 7в). Таким образом, при повышении средних летних температур в Арктике на 4° многолетние льды на большей части Северного Ледовитого океана превратятся в однолетние.

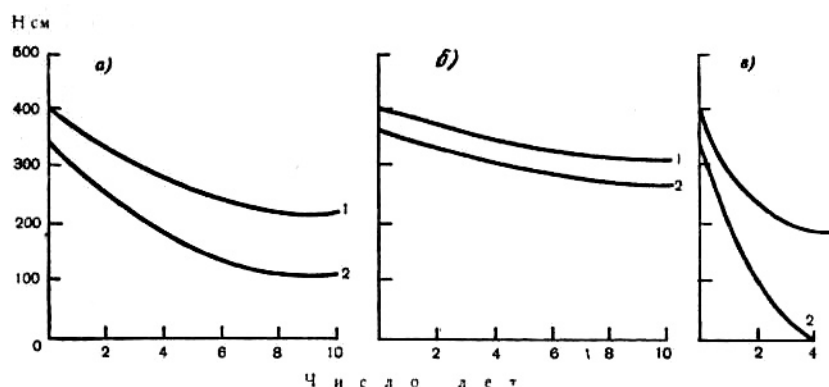


Рис. 7. Влияние аномалий температуры на ледяной покров.

Ясно, однако, что полученная здесь оценка аномалии температуры, при которой многолетние арктические льды разрушаются, является максимальной. Так как при сокращении площади льдов на свободной поверхности океана значительно увеличивается количество поглощенной радиации, то после уничтожения части льдов может произойти дальнейшее увеличение температуры, которое в свою очередь усилит таяние льдов.

Для выяснения того, какая аномалия метеорологического режима достаточна для полного разрушения многолетних льдов, необходимо оценить, как влияют льды на термический режим Арктики. Этот вопрос рассматривается в следующем разделе работы.

4. ВЛИЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА КЛИМАТ

В начале этой работы было отмечено, что термический режим высоких широт существенно зависит от влияния ледяного покрова на поглощение солнечной радиации.

Приведем простой пример, иллюстрирующий, какое влияние снежный покров может оказать на климат Земли в целом. Представим себе гипотетический случай Земли, поверхность которой при отсутствии облаков полностью закрыта покровом снега и льда. В таких условиях альбедо Земли

заметно возрастает по сравнению с существующим сейчас значением, что скажется на температуре воздуха. «Эффективная» температура Земли, соответствующая ее длинноволновому излучению, пропорциональна $\sqrt[4]{1 - \alpha_s}$ (где α_s — альbedo). В связи с этим абсолютная величина эффективной температуры при изменении альbedo от значения α'_s до значения α''_s изменяется

как $\sqrt[4]{\frac{1 - \alpha''_s}{1 - \alpha'_s}}$.

Считая существующее сейчас альbedo Земли равным 0,32, а альbedo сухого снежного покрова равным 0,80, получим, что для Земли, покрытой снегом, средняя эффективная температура должна снизиться примерно на 75°.

Можно думать, что снижение средней температуры воздуха вблизи поверхности Земли будет больше указанной величины. В настоящее время средняя температура нижних слоев воздуха существенно повышается почти на всей поверхности Земли из-за влияния «оранжерейного 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 изменяющих 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 простой формулой $\sqrt[4]{\frac{Q_0(1 - \alpha_s)}{4\sigma}}$, где Q_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 и лед закрыли бы всю поверхность Земли, то ее средняя температура (равная сейчас +15 °С) должна была бы снизиться примерно на 100°. Эта оценка показывает, какое громадное влияние снежный покров может оказать на термический режим.

Переходя к вопросу о влиянии существующего ледяного покрова на термический режим Арктики отметим, что это влияние легко оценить для гипотетического случая, в котором при исчезновении ледяного покрова изменяется только альbedo системы Земля — атмосфера, а значения горизонтальных потоков тепла в атмосфере и в гидросфере сохраняются прежними.

В таких условиях разность средней годовой температуры при отсутствии и при наличии льдов $T' - T$ можно вычислить по уравнению

$$Q_s(1 - \alpha'_s) - Q_s(1 - \alpha_s) = I_s(T') - I_s(T), \quad (8)$$

где α'_s и α_s — альbedo системы земля — атмосфера при отсутствии, и при наличии льдов.

Учитывая, что для 80° с. ш. средняя для года величина $Q_s = 11,0$ ккал/см² месяц, принимая $\alpha'_s = 0,30$, $\alpha_s = 0,62$, из формул (2) и (8) найдем, что $T' - T = 44^\circ$.

Таким образом, исчезновение полярных льдов при сохранении существующих условий горизонтального теплообмена могло бы повысить температуру в Арктике более чем на 40° .

Ясно, однако, что полярные льды оказывают существенное влияние не только на альbedo, но и на меридиональный теплообмен в атмосфере и гидросфере. Качественную картину такого влияния можно представить в следующем виде.

Приток тепла в гидросфере Центральной Арктики, обусловленный меридиональным теплообменом, при отсутствии льдов, по-видимому, возрастет по сравнению с существующими условиями. Как было указано выше, сейчас этот приток незначителен, так как закрытый льдами океан не может отдавать сколько-нибудь заметного количества тепла для нагревания атмосферы в зимние месяцы. Исследования теплового баланса показали, что в высоких широтах свободные от льдов океаны зимой отдают в атмосферу большое количество тепла, которое возмещается горизонтальным теплообменом в гидросфере. Величина этого теплообмена зависит от интенсивности течений, от термического режима атмосферы и от меридионального градиента температуры в верхних слоях океанических вод.

При наличии полярных льдов в Центральной Арктике меридиональный градиент температуры верхних слоев океанических вод в высоких широтах мал, что соответствует малости меридионального притока тепла, связанного с действием течений.

При отсутствии льдов указанный градиент температуры должен возрасти. В этих условиях температура поверхностных вод зимой может приближаться к точке замерзания только в наиболее холодных районах полярного бассейна, тогда как в зоне, соединяющей этот бассейн с Атлантическим океаном, температуры воды будут заметно выше существующих. В соответствии с этим меридиональный градиент температуры поверхностных вод возрастет и увеличится связанный с ним перенос тепла морскими течениями.

При увеличении притока тепла в гидросфере приток тепла к высоким широтам в атмосфере при отсутствии льдов должен существенно уменьшиться вследствие повышения температуры воздуха в Арктике и из-за связанного с уменьшением меридионального градиента температуры ослабления интенсивности макротурбулентного обмена. Уменьшение притока тепла

в атмосфере в высоких широтах должно превосходить по абсолютной величине увеличение притока тепла в гидросфере, без чего широтное изменение температуры не будет соответствовать изменению поглощенной радиации.

Количественная интерпретация влияния ледяного покрова на термический режим Арктики, включающая учет влияния изменений меридионального теплообмена, связана с известными трудностями, которые до настоящего времени преодолены только частично.

Первый расчет такого рода, выполненный в начале 60-х годов (Будыко, 1961), имел следующее содержание.

Для оценки влияния полярных льдов на термический режим высоких широт был рассчитан годовой ход температуры верхнего слоя воды и нижнего слоя воздуха, который имел бы место в центральных арктических областях при отсутствии ледяного покрова. Для этой цели было использовано совместное решение уравнения теплового баланса поверхности океана

$$R = LE + P + B, \quad (9)$$

(где B — теплообмен между поверхностью океана и более глубокими слоями) и уравнения, характеризующего трансформацию воздушных масс над земной поверхностью, имеющего вид

$$T_1 - T = \delta(T_1 - T_w), \quad (10)$$

где T_1 — средняя температура воздуха на периферии Северного Ледовитого океана; T_w и T — средние температуры поверхности воды и воздуха над океанами; δ — коэффициент, зависящий в основном от отношения линейного масштаба океана к скорости перемещения воздушных масс.

При учете связей членов теплового баланса с различными метеорологическими элементами уравнение (9) было представлено в форме

$$\begin{aligned} Q(1 - \alpha) - s\sigma T^4(D - Cq)(1 - cn) - 4s\sigma T^3(T_w - T) = \\ = Lau(q_s - q) + c_p au(T_w - T) + \gamma(T_w - \bar{T}_w), \end{aligned} \quad (11)$$

где n — облачность в долях единицы; T_w — средняя годовая температура воды; D, C, c, γ — численные коэффициенты.

Из уравнений (10) и (11) можно вычислить сначала среднюю годовую температуру воды и воздуха для безледного океана, а затем температуру для различных месяцев, если известна температура воздуха на периферии океана T_1 .

В таком расчете величина альбедо считалась равной 0,10, что соответствует условиям свободной ото льда водной поверхности в высоких широтах. Так как при уменьшении альбедо уменьшается рассеянная радиация, то в соответствии с данными наблюдений входящая в уравнение (11) величина суммарной радиации принималась равной 80 % от наблюдаемых значений радиации в Центральной Арктике.

В связи с малой изменчивостью средних величин относительной влажности воздуха над океанами абсолютная влажность считалась пропорциональной влажности насыщенного воздуха при температуре водной поверхности, а другие метеорологические параметры, входящие в расчет (облачность и скорость ветра), были приняты соответствующими средним условиям существующего сейчас режима.

Так как при безледном режиме температура на периферии океана должна заметно измениться, то для учета этого изменения можно принять, что меридиональный поток тепла между экватором и периферией Северного Ледовитого океана пропорционален потоку тепла между периферией океана и его центральными областями. Считая, что меридиональные потоки тепла пропорциональны меридиональным градиентам температур, получим

$$T_0 - T_1 = \varepsilon(T_1 - T), \quad (12)$$

где T_0 — средняя широтная температура над экватором; ε — коэффициент пропорциональности.

Считая, что температура воздуха у экватора мало меняется при изменении ледового режима Арктики, можно использовать формулу (12) вместе с формулами (10), (11) для расчета термического режима Северного Ледовитого океана при отсутствии льда.

В результате такого расчета оказалось, что температура воды и воздуха при безледном режиме в Арктике в течение всего года остается положительной. Из этого следовало заключение о принципиальной возможности существования безледного режима в Арктике в современную нам эпоху.

В излагаемой работе было отмечено, что наличие такой возможности предвидел еще М. В. Ломоносов, который в одном из своих исследований писал: «Рассудив о Северном океане, на который солнце хотя косвенными лучами целую полгода сияет почти беспрестанно, подумать невозможно, чтобы от них не согревался чувствительно; подлинно, что зимою для долговременного отсутствия теплоты солнечной должен он мало прохлаждаться, но прохлаждение зимнее летнего нагревания превысить не может». (Ломоносов, 1763). Отсюда Ломоносов делал вывод, что неисследованная в то время центральная часть Северного Ледовитого океана должна быть

свободна от льда. Приведенный выше расчет показал, что эта идея имела определенные основания.

В последующих работах автора (Будыко, 1962, 1966, 1968, 1969 и др.) было предложено несколько других схем для оценки влияния полярных льдов на термические условия Арктики. Результаты применения этих схем подтвердили вывод о возможности существования двух климатических режимов в высоких широтах, связанных с наличием полярных льдов и с их отсутствием. Наряду с этим было установлено, что оба эти режима являются неустойчивыми, в связи с чем ледяной покров может появляться и исчезать при малых изменениях климатообразующих факторов и даже при отсутствии этих изменений в результате автоколебательных процессов в системе атмосфера — океан — полярные льды.

После опубликования первых расчетов влияния полярных льдов на климат Арктики указанная проблема привлекла внимание ряда авторов различных стран.

Из советских работ по этой проблеме следует назвать исследования Л. Р. Ракиповой (1962, 1966), в которых для оценки влияния полярных льдов на климат были применены методы общей теории климата. В этих исследованиях были определены средние широтные температуры воздуха в теплое и холодное время года на различных уровнях тропосферы и нижней стратосферы при современном ледовом режиме и при отсутствии льдов в Арктике. Расчеты Ракиповой подтвердили возможность существования безледного режима в современную эпоху.

В работе Ю. П. Доронина (1968) было отмечено, что после таяния льдов возникает поверхностный слой опресненной воды с устойчивой стратификацией в нем. Вертикальный теплообмен в этом слое значительно ослаблен, что облегчает восстановление ледяного покрова в холодное время года.

При перемешивании верхних слоев воды изменения температуры воды в годовом ходе распространяются на большие глубины. По мере увеличения толщины слоя воды, в котором происходят годовые колебания температуры, вероятность восстановления ледяного покрова в холодное время года уменьшается.²

За рубежом работы по изучению влияния полярных льдов на климат были организованы американской корпорацией Ренд, которая привлекла к этим исследованиям несколько американских и канадских университетов. Эта

² В указанной работе Ю. П. Доронина отмечается несоответствие принятой нами зависимости для теплообмена поверхности океана с более глубокими слоями (последний член формулы (11)) годовому ходу этого теплообмена. Данное замечание связано с недоразумением, основанным на опечатке в некоторых из цитированных им работ, где знак в формуле для теплообмена следует заменить обратным. Эта опечатка не отразилась на результатах расчетов в указанных работах. Следует отметить, что в первой из наших работ, цитированных Ю. П. Дорониным (Будыко, 1961), эта формула напечатана правильно.

корпорация провела первое международное совещание по указанной проблеме, которое состоялось в 1966 г. в Лос-Анджелесе при участии советских, американских, канадских и норвежских ученых. Основные результаты исследований, проведенных корпорацией Ренд, были изложены в докладе Флетчера (Fletcher, 1966), который привел материалы расчетов теплового баланса Арктики при наличии и при отсутствии полярных льдов. Флетчер указал, что из данных о тепловом балансе Северного Ледовитого океана можно получить вывод о возможности существования безледного режима, хотя этот вывод должен быть проверен с учетом влияния на тепловой баланс изменений атмосферной циркуляции при отсутствии полярных льдов. Флетчер высказал предположение, что климат высоких широт при безледном режиме будет характеризоваться прохладным летом и мягкой зимой с обилием осадков, что может в конечном счете привести к развитию оледенений в высоких и умеренных широтах.

В дальнейшем в работе Донна и Шоу (Donn and Shaw, 1966) был также выполнен анализ теплового баланса Северного Ледовитого океана, в результате которого был еще раз подтвержден вывод о возможности существования в этом океане безледных условий.

Приведем теперь результаты расчета влияния полярных льдов на климат, основанного на более общих предположениях по сравнению с ранее выполненными исследованиями.

Уравнение теплового баланса системы Земля — атмосфера имеет форму

$$Q_s(1 - \alpha_s) = I_s + A + B, \quad (13)$$

где A — приток тепла в результате горизонтальных движений в атмосфере и гидросфере, включающий приток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды; B — изменение теплосодержания в системе Земля — атмосфера за рассматриваемый период времени, зависящее в основном от изменения теплосодержания в верхних слоях океанических вод.

Для среднего широтного распределения метеорологических элементов и средних годовых условий связь горизонтального потока тепла с распределением температуры можно выразить простой формулой (Будыко, 1968)

$$A = \beta(T - T_p), \quad (14)$$

где T — средняя широтная температура у земной поверхности; T_p — средняя температура полушария; p — коэффициент пропорциональности, значения которого, представленные ниже, выражены в ккал/(см² · град · мес.).

Последующие исследования показали, что формула (14) удовлетворительно выполняется также и для условий отдельных сезонов, причем коэффициент β , характеризующий условия меридионального теплообмена, увеличивается в холодное время года и уменьшается летом.

Из (2), (13) и (14) найдем формулу

$$\beta = \frac{Q(1 - \alpha_s) - a - bT + (a_1 + b_1T)n - B}{T - T_p} \quad (15)$$

Используя данные по температуре, радиации, альбедо и облачности для Центральной Арктики (80° с. ш.), мы нашли по этой формуле величину коэффициента β для лета (июнь — август) равной 0,15, для зимы (декабрь — февраль) равной 0,24. Очевидно, что изменение этого коэффициента в годовом ходе связано с изменением меридионального градиента температуры, от которого зависит интенсивность теплообмена между высокими и низкими широтами.

Из тех же уравнений можно получить формулы для средней температуры у земной поверхности для лета и зимы (значения параметров для этих сезонов отмечены соответствующими индексами):

$$T_{\text{л}} = \frac{Q_{s\text{л}}(1 - \alpha_s) + \beta T_{p\text{л}} + B - a + a_1 n_{\text{л}}}{b - b_1 n_{\text{л}} + \beta_{\text{л}}} \quad (16)$$

$$T_{\text{з}} = \frac{\beta T_{p\text{з}} + B - a + a_1 n_{\text{з}}}{b - b_1 n_{\text{з}} + \beta_{\text{з}}} \quad (17)$$

К уравнениям (16) и (17) можно добавить формулы теплового баланса земной поверхности:

$$Q_{\text{л}}(1 - \alpha) - s\sigma T_{\text{л}}^4(D - Cq_{\text{л}})(1 - cn_{\text{л}}) - (4s\sigma T_{\text{л}}^4 + c_p au_{\text{л}}) \times \\ \times (T_{w\text{л}} - T_{\text{л}}) - Lau_{\text{л}}(q_{s\text{л}} - q_{\text{л}}) = B, \quad (18)$$

$$s\sigma T_{\text{з}}^4(D - Cq_{\text{з}})(1 - cn_{\text{з}}) - (4s\sigma T_{\text{з}}^4 + c_p au_{\text{з}})(T_{w\text{з}} - T_{\text{з}}) - \\ - Lau_{\text{з}}(q_{s\text{з}} - q_{\text{з}}) = -B \quad (19)$$

и формулу, связывающую изменения теплосодержания в верхних слоях океана с годовой амплитудой температуры (Будыко, 1962)

$$B = \gamma(T_{w\text{л}} - T_{w\text{з}}). \quad (20)$$

По формулам (16), (17), (18), (19) и (20) можно рассчитать температуру воды и воздуха при безледном режиме в Центральной Арктике. В этом расчете будем считать, что влажность воздуха пропорциональна абсолютной влажности воздуха при температуре испаряющей поверхности.

Предположим, что термический режим Арктики при безледных условиях будет в течение всего года близок к режиму, наблюдаемому сейчас в летнее время. Тогда можно считать, что величина коэффициента p , а также величина облачности и скорости ветра для зимних месяцев будут близкими к современным летним условиям. Вычисленные при этих предположениях температуры воды и воздуха в Центральной Арктике приведены в табл. 2.

Таблица 2

| Температура в Арктике | | |
|-----------------------|------|------|
| Среда | Лето | Зима |
| Вода | +4,3 | -0,8 |
| Воздух | +5,8 | -5,4 |

Как видно из этой таблицы, температура воздуха в Центральной Арктике при безледном режиме зимой на несколько градусов ниже по сравнению с современной летней температурой, а летом — на несколько градусов выше. Это сравнительно небольшое различие позволяет считать сделанное выше предположение о параметрах расчета приемлемым.

Результаты выполненного расчета подтверждают возможность существования в Центральной Арктике безледного режима, поскольку температура воды зимой оказывается выше точки замерзания. Вместе с тем указанные результаты свидетельствуют о большой неустойчивости безледного режима, так как зимняя температура воды только на один градус превосходит точку замерзания.

Для правильной интерпретации результатов этого расчета (а также других расчетов термического режима при безледных условиях в Арктике) следует иметь в виду, что вероятная погрешность даже наиболее точных вычислений температуры не может быть меньше нескольких градусов. Поэтому однозначные выводы из этих расчетов можно получить только в тех случаях, когда найденные в них наиболее низкие температуры воды будут больше или меньше температуры замерзания на величину, превосходящую погрешность расчета. Очевидно, что эти случаи будут соответствовать условиям устойчивого существования одного из двух возможных режимов в Центральной Арктике. Если в действительности безледный режим в Арктике возможен, но является сравнительно неустойчивым, то соответствующий вывод можно получить только

как вероятное следствие из результатов расчета, но не как однозначный его результат.

Указанное следствие относится к случаю, когда полученная в расчете наиболее низкая температура воды при безледном режиме оказывается близкой к точке замерзания или же отличается от нее на величину, меньшую погрешности расчета. В таких условиях существование неустойчивого безледного режима является очень вероятным, поскольку вычисленное значение температуры относится к средним условиям, на которые в действительности накладываются постоянные флуктуации термического режима из-за автоколебательных процессов в атмосфере и в океане. Если средний уровень наиболее низких температур воды для безледных условий в действительности лежит несколько выше точки замерзания, то при отрицательных аномалиях температуры или радиации становится возможным образование льда. Если средний уровень этих температур несколько ниже точки замерзания, то при длительных положительных аномалиях указанных элементов возможно разрушение льда и временное восстановление безледного режима.

Следует отметить, что полученные в приведенном выше расчете величины температуры воды и воздуха при безледном режиме несколько занижены. Причина этого заключается в отсутствии учета в использованной схеме дополнительного притока тепла в высокие широты в гидросфере, который возникает при безледных условиях. Можно, однако, думать, что и при учете указанного притока тепла температура воды зимой в Арктике будет ненамного превышать точку замерзания. Таким образом, безледный режим в высоких широтах в современную эпоху, по-видимому, будет неустойчивым.

5. УСТОЙЧИВОСТЬ ПОЛЯРНЫХ ЛЬДОВ

Вопрос об устойчивости существующих сейчас полярных льдов имеет большое значение, так как исчезновение этих льдов должно привести к резким изменениям климатических условий на больших пространствах. Как видно из приведенного выше расчета, средняя годовая температура воздуха в Центральной Арктике при безледном режиме возрастет по сравнению с современными условиями примерно на 15° . При этом значительно повысится температура в холодное время года, тогда как температура в летние месяцы возрастет только на несколько градусов.

Несомненно, что подобное повышение температуры распространится в несколько ослабленной форме и на периферийные области Арктики, а также на умеренные и даже на тропические широты. Результаты расчета изменения среднеширотной среднегодовой температуры воздуха у земной поверхности, выполненного в предыдущей работе (Будыко, 1969), представлены на рис. 8. На этом рисунке изображена зависимость от широты разности среднегодовых

температур при отсутствии и при наличии полярных льдов. Из этих данных следует, что средняя планетарная температура у земной поверхности при безледном режиме повысится более чем на два градуса.³

Одновременно с общим повышением температуры при безледном режиме уменьшатся меридиональные градиенты температуры, особенно в зимние месяцы. Это должно оказать заметное влияние на циркуляцию атмосферы и на влагооборот.

Некоторые оценки условий влагооборота при значительном потеплении в высоких широтах, сделанные О. А. Дроздовым (1966), показывают, что в таком случае имеет место заметное перераспределение количества выпадающих атмосферных осадков. В ряде прибрежных районов суммы осадков возрастают по сравнению с существующими условиями, во многих внутриконтинентальных областях количество осадков уменьшается.

Существенное значение могут также иметь последствия связанного с переходом к безледному режиму таяния наземных ледников, что приведет к заметному повышению уровня океана и к затоплению многих населенных пунктов.

Таким образом, исчезновение полярных льдов будет связано с грандиозными изменениями климатических условий на нашей планете, причем некоторые из этих изменений будут благоприятными для человеческой деятельности, некоторые — вредными.

С этой точки зрения представляет интерес оценка возможности исчезновения полярных льдов в будущем в результате колебаний климатических условий.

В предыдущей работе (Будыко, 1968) для изучения устойчивости ледяного покрова была использована зависимость между изменениями количества радиации, поступающей в тропосферу, и границей полярного ледяного покрова. В этой работе было установлено, что длительное уменьшение радиации на 1—1,5 % достаточно для продвижения льдов в умеренные широты, как это имело место во время четвертичных оледенений. Более значительное уменьшение могло привести к полному оледенению земного шара.

Используя метод, изложенный в указанной работе, можно рассчитать, как изменится граница ледяного покрова в случае увеличения количества приходящей радиации. В результате такого расчета было найдено, что увеличение радиации на несколько десятых процента достаточно для разрушения ледяного покрова в высоких широтах.

³ Такое заключение (как и другие выводы из приведенного выше расчета влияния полярных льдов на климат) относится к случаю аналогичного изменения режима льдов в обоих полушариях.

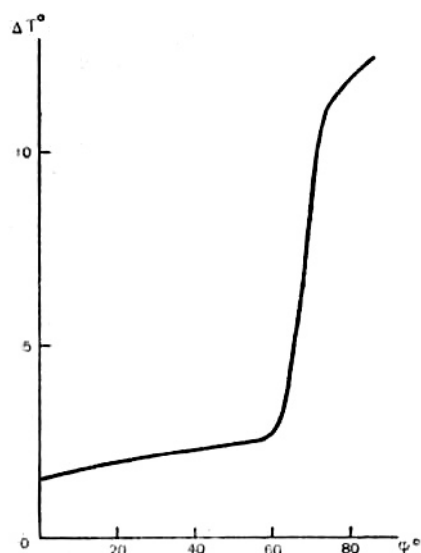


Рис. 8. Влияние полярных льдов на среднюю годовую температуру.

Следует отметить, что подобные изменения количества радиации, приходящей в тропосферу, вполне возможны из-за переменной прозрачности нижних слоев стратосферы, которые содержат различные количества пыли, попадающей туда в результате вулканических извержений и от других источников. Так, в частности, в результате обработки данных актинометрических наблюдений установлено, что прямая солнечная радиация при безоблачном небе в 1918—1947 гг. была на 0,3 % больше по сравнению с предшествующим тридцатилетним периодом (Будыко, 1969).

В связи с большой термической инерцией океана изменение радиации, наблюдавшееся в течение этих тридцати лет, было слишком кратковременным для значительного перемещения границ ледяного покрова. Но и в этих условиях в 1918—1947 гг. наблюдалось заметное сокращение площади полярных морских льдов, а также некоторое отступление оледенений на суше.

Так как средний уровень вулканической активности за длительные периоды времени значительно меняется (Ронов, 1959, и др.), то прозрачность атмосферы, связанная с содержанием в ней пыли, также не остается постоянной. Как показали материалы геологических исследований (Fuchs and Patterson, 1947), крупные четвертичные оледенения совпадали с периодами усиленного вулканизма. Длительное повышение прозрачности атмосферы в промежутках между периодами высокой вулканической активности, по-видимому, могло быть причиной наступления теплых межледниковых эпох, когда полярные льды отступали в высокие широты и, возможно, полностью исчезали.

Можно думать, что окончание последнего (вюрмского) оледенения связано с некоторым ослаблением уровня вулканической активности. Дальнейшее

снижение этой активности могло бы привести к исчезновению полярных льдов и к восстановлению климатических условий теплого межледникового времени.

Следует отметить, что вопрос о вероятности разрушения полярных льдов в результате естественных причин (так же как и обратный вопрос о возможности их нового наступления) оказывается менее существенным по сравнению с вопросом о влиянии на льды деятельности человека. Значительные изменения в положении льдов в результате колебаний климата происходят за периоды времени не менее нескольких столетий. Есть основания думать, что в течение более короткого времени положение полярных льдов перестанет определяться естественными факторами и будет в основном зависеть от человеческой деятельности.

Как отмечено в одной из предыдущих работ автора (Будыко, 1961а), развитие энергетики приводит к быстрому росту количества дополнительного тепла, которое поступает в атмосферу и повышает ее температуру. Если в современную эпоху это количество для Земли в целом сравнительно невелико, то в отдельных наиболее развитых в промышленном отношении странах оно уже сейчас достигает нескольких десятых процента от величины приходящей солнечной радиации.

В указанной работе установлено, что при сохранении существующих темпов роста энергетики производство тепла человеком будет сравнимо с притоком солнечной энергии к земной поверхности менее чем через двести лет. В этих условиях произойдет полная перестройка климата нашей планеты. Следует, однако, иметь в виду, что необходимость такого громадного производства энергии для дальнейшего прогресса человеческого общества далеко не очевидна. В связи с этим актуальность вопроса о том, что произойдет с климатом при производстве энергии, сравнимом с величиной солнечной радиации, сейчас еще не ясна. Однако представляется вполне вероятным, что общее производство энергии на нашей планете дойдет до уровня, который уже сейчас достигнут на территории наиболее развитых в промышленном отношении районов. При современных темпах роста энергетики на это потребуется менее ста лет.

Как отмечено выше, такой уровень соответствует дополнительному притоку тепла, имеющему порядок нескольких десятых процента от приходящей солнечной радиации, т. е. совпадающему с величиной, которая может вызвать таяние полярных льдов. Таким образом, нерегулируемое промышленное развитие может сравнительно скоро привести к разрушению полярных льдов и к значительному изменению климата больших территорий.

Отметим, что наряду с дополнительным производством тепла развитие промышленности и энергетики может оказывать влияние на климат и другими путями. Так, в частности, рост запыления атмосферы в результате работы

промышленных установок уже привел к некоторому уменьшению количества радиации, достигающей до земной поверхности. Определенное значение для климатических условий будущего может иметь наблюдаемое в последние десятилетия увеличение количества углекислоты в атмосфере. Эти факторы также могут влиять на устойчивость полярных льдов.

Можно думать, что реальные возможности воздействия на полярные льды откроются раньше того времени, когда эти льды окажутся зависящими от развития промышленности и энергетики.

В последние годы уже обсуждалось несколько методов, которые можно было бы использовать для уничтожения полярных льдов. Так, например, П. М. Борисов (1962 и др.) считал, что эти льды могут быть растоплены в результате строительства плотины в Беринговом проливе для перекачки воды из Берингова моря в Северный Ледовитый океан. В работах автора (Будыко, 1961а и др.) были выполнены некоторые подсчеты, показавшие, что морские льды Арктики могут растаять в течение нескольких лет при уменьшении облачности в северной части Атлантического океана и при снижении скорости испарения с поверхности океана в этом районе. Очевидно, что, хотя сейчас существуют некоторые методы воздействия на облака и на испарение с поверхности водоемов, возможность осуществления таких воздействий на обширных пространствах является полностью гипотетической. В работе Флетчера (Fletcher, 1966) была отмечена возможность разрушения полярных льдов при применении атомной энергии.

Как мы уже указывали ранее (Будыко, 1966), хотя вопрос о путях разрушения полярных льдов заслуживает определенного внимания, в настоящее время совершенно не очевидно, что при возможности уничтожения льдов такое мероприятие целесообразно осуществить в ближайшем будущем. Выше было отмечено, что влияние исчезновения полярных льдов на климат будет сложным и далеко не во всех отношениях благоприятным для человеческой деятельности. Не исключена возможность, что в дальнейшем придется разрабатывать методы не для разрушения полярных льдов, а для их временного или длительного сохранения. Такие методы могут быть связаны с регулированием развития энергетики в высоких широтах, а также, возможно, с поддержанием некоторого уровня запыления в нижней стратосфере.

Из приведенных выше материалов следует, что возникшие в ледниковую эпоху полярные льды, отражая солнечную радиацию, оказывают громадное охлаждающее влияние на климат высоких широт. Выполненные расчеты показывают, что эти льды в высокой степени неустойчивы и что небольшие изменения климатообразующих факторов могут привести к их исчезновению и к восстановлению в Арктике теплого климатического режима доледникового времени.

Значительный интерес представляет вопрос о судьбе полярных льдов в связи с тем, что в сравнительно близком будущем их существование окажется существенно зависящим от человеческой деятельности.

Учитывая грандиозный характер возможных последствий уничтожения полярных льдов, следует считать, что для изучения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Антонов В. С. 1968. Возможная причина пульсации водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами. Проблемы Арктики и Антарктики, № 29.

Борисов П. М. 1962. К проблеме коренного улучшения климата. Изв. ВГО, т. 94, вып. 4.

Будыко М. И. 1956. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л.

Будыко М. И. 1961. О термической зональности Земли. Метеорология и гидрология, № 11.

Будыко М. И. 1962а. Некоторые пути воздействия на климат. Метеорология и гидрология, № 2.

Будыко М. И. 1962б. Полярные льды и климат. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6.

Будыко М. И. 1966. Возможности изменения климата при воздействии на полярные льды. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л.

Будыко М. И. 1968. О происхождении ледниковых эпох. Метеорология и гидрология, №11.

Будыко М. И. 1969. Изменения климата. Гидрометеиздат, Л.

Гаврилова М. К. 1963. Радиационный климат Арктики. Гидрометеиздат, Л.

Доронин Ю. П. 1963. О тепловом балансе Центральной Арктики. Труды ААНИИ, № 253.

Доронин Ю. П. 1968. К проблеме уничтожения арктического льда. Проблемы Арктики и Антарктики, № 28.

Дроздов О. А. 1966. Об изменениях осадков северного полушария при изменении температуры полярного бассейна. Труды ГГО, вып. 198.

Зубенок Л. И. 1963. Влияние аномалий температуры на ледяной покров Арктики. Метеорология и гидрология, № 6.

Зубов Н. Н. 1945. Льды Арктики. Главсевморпуть.

Коптев А. П. 1964. Альbedo снежно-ледяного покрова моря. Проблемы Арктики и Антарктики, № 15.

Леонов А. К. 1947. Опыт количественного учета водной массы, тепла и солей, вносимых Атлантическим и Тихоокеанским течениями в Арктический бассейн.

Ломоносов М. В. 1763. Краткое описание разных путешествий по северным морям. Полное собр. соч. т. VI. Изд. АН СССР, 1952.

Марков К. К. 1960. Палеогеография.

Маршунова М. С. 1961. Основные закономерности радиационного баланса подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике. Труды ААНИИ, т. 229.

Маршунова М. С. и Черниговский Н. Т. 1965. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Гидрометеиздат.

Маршунова М. С. и Черниговский Н. Т. 1968. Численные характеристики радиационного режима советской Арктики. Проблемы Арктики и Антарктики, № 28.

Назинцев Ю. Л. 1964. Тепловой баланс поверхности многолетнего ледяного покрова в Центральной Арктике. Труды ААНИИ, т. 267.

Ракипова Л. Р. 1962. Изменение климата при воздействии на льды Арктики. Метеорология и гидрология, № 9.

Ракипова Л. Р. 1966. Изменения зонального распределения температуры атмосферы в результате активных воздействий на климат. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л.

Ронов А. Б. 1959. К послелембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. Геохимия, № 5.

Черниговский Н. Т. 1968. Радиационный режим центральной части Арктического бассейна. Проблемы Арктики и Антарктики, № 29.

Яковлев Г. Н. 1958. Тепловой баланс ледяного покрова Центральной Арктики. Проблемы Арктики, № 5.

Badgley F. I. 1966. Heat budget at the surface of the Arctic Ocean. Proceedings of the symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation. The Rand Corp.

Brooks C. E. P. 1950. Climate through the ages. London.

Donn W. L. and Shaw M. 1966. The heat budgets of an ice-free and ice-covered Arctic Ocean. Journ. of Geoph. Res., v. 71, No. 4.

Fletcher J. O. 1965. The heat budget of the Arctic basin and its relation to climate. The Rand Corp.

Fletcher J. O. 1966. The Arctic heat budget and atmospheric circulation. Proceedings of the Symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation. The Rand Corp.

Fuchs V. S. and Patterson T. T. 1947. The relation of volcanicity and orogeny to climatic change. Geological Magazine, v. LXXXIV, No. 6.

Hare F. K. 1968. The Arctic. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., v. 94, No. 402.

Ice Atlas of the Northern Hemisphere. 1946. Washington.

Manabe S. and Wetherald R. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. Journ. of Atmosph. Sciences, v. 24, No. 3.

Raschke E., Moller F., Bandeen W. R. 1968. The radiation balance of Earth-atmosphere system... Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddalanden, ser. B, No. 28.

Untersteiner N. 1966. Calculating thermal regime and mass budget of sea ice. Proceedings of the Symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation. The Rand Corp.

Vowinkel E. and Orvig S. 1964. Energy balance of the Arctic. Archiv fur Meteorol., Geophys. und Bioklimatol. Ser. B, Bd. 13, H. 3—4.

Vowinkel E. and Orvig S. 1966. Possible changes in the radiation budget over the Polar ocean. Proceedings of the Symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation. The Rand Corporation.

Печатается по: М. И. Будыко. Полярные льды и климат. (1969). — Л.: Гидрометеиздат. 36 с.

СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

М. И. Будыко

Приводятся сведения о современном изменении климата, характерной чертой которого является развитие потепления, начавшегося в конце 60-х годов нашего века. Отмечается, что это потепление в значительной мере объясняется антропогенным ростом концентрации углекислого газа в атмосфере. Дается оценка климатических условий конца XX в., которые, по-видимому, будут определяться дальнейшим развитием процесса потепления.

Предназначена для метеорологов, гидрологов и специалистов различных отраслей народного хозяйства, использующих данные о климате в своей практической деятельности.

1. ВВЕДЕНИЕ

В XX столетии быстрый рост хозяйственной деятельности человека оказывал все возрастающее влияние на природные условия территорий, занимающих основную часть поверхности континентов. Воздействия на окружающую среду во многих случаях приводили к экологическим кризисам, т. е. к неблагоприятным для человека изменениям состояния окружающей среды, для преодоления которых требуются сложные и дорогостоящие мероприятия. Следует отметить, что до недавнего времени все экологические кризисы, созданные человеком, имели локальный характер — они были ограничены пространствами, где развивались те виды хозяйственной деятельности, которые приводили к соответствующим кризисным явлениям. Как показал опыт последних десятилетий, преодоление локальных экологических кризисов всегда доступно при современном уровне технического прогресса. Имеющиеся примеры резкого ухудшения природных условий в ряде стран в значительной мере обусловлены такими социальными и экономическими факторами, как, например, частная собственность на землю, отсутствие централизованного хозяйственного планирования, недостаточное развитие экономики и т. д.

В последние годы большое внимание привлекает вопрос о возможности возникновения глобального экологического кризиса в результате последствий быстрого роста численности населения. В работах Форрестера (Forrester, 1971) и в монографии «Пределы роста» (Limits to Growth, 1972) были выполнены расчеты, основанные на интегрировании демографического уравнения при учете влияния на коэффициенты рождаемости и смертности ряда факторов, включая изменения уровня производства продовольствия, истощение минеральных ресурсов и загрязнение окружающей среды. Принимая во внимание ряд обратных связей между этими факторами и численностью населения, авторы указанных работ пришли к выводу о возможности возникновения в XXI в. глобального экологического кризиса, который будет сопровождаться резким сокращением численности населения.

В исследованиях последующих лет аналогичные расчеты были выполнены при применении более детальных моделей, в которых учитывалось влияние

ряда дополнительных факторов, причем в большинстве работ этого направления получилось заключение о возможности возникновения при определенных условиях в следующем столетии экологического кризиса, который охватит весь мир или его значительную часть.

Из многочисленных соображений, высказанных различными авторами в отношении работ Форрестера и его последователей, заслуживает особого внимания замечание Е. К. Федорова (1972) о необходимости учета в численных моделях экологических условий будущего качественных изменений, которые происходят в социальной структуре общества, в экономике и технике. До решения этой задачи трудно получить достоверные выводы о возможности возникновения экологического кризиса.

Метод, аналогичный методу, использованному Форрестером, ранее был применен для изучения экологических условий не будущего, а прошлого (Будыко, 1967). Исследование этих условий для эпохи первой культуры, созданной современным человеком — эпохи верхнего палеолита, привело к заключению, что в ряде районов она могла закончиться экологическим кризисом вследствие истребления охотничьими племенами крупных животных, которые служили для них главным источником продуктов питания. Аналогичный результат для условий Америки был затем получен в исследовании Мартини (Martin, 1973). Заключение, сделанное в этих работах, свидетельствует о возможности существенных нарушений сбалансированной экологии биосферы в результате хозяйственной деятельности человека даже на ранних стадиях его развития. Очевидно, что в дальнейшем такие возможности значительно возросли.

В исследовании влияния современной деятельности человека на состояние биосферы было высказано предположение, что в сравнительно близком будущем это влияние может привести — заметному изменению климата в сторону потепления (Будыко, 1962). Считая, что в будущем сохранятся современные темпы роста потребления энергии ископаемого топлива, атомной энергии и других видов энергии, не связанных с преобразованиями современного притока солнечной радиации, было установлено, что в результате нагревания атмосферы в следующем веке может быть достигнут «термический барьер», т. е. быстрое повышение температуры воздуха. Так как эта ситуация создаст громадные трудности для жизни и деятельности человека, ее следует рассматривать как глобальный экологический кризис.

Уже давно был указан другой фактор, который также может привести к повышению температуры воздуха, — рост концентрации углекислого газа в атмосфере в результате сжигания различных видов топлива (Callender, 1938). Поскольку углекислый газ является одной из компонент атмосферы,

поддерживающих парниковый эффект, изменение его количества может воздействовать на климатические условия.

Предположение о влиянии роста концентрации углекислого газа на климат до недавнего времени не было общепризнанным. Причина этого заключалась в отсутствии надежных данных измерений изменения массы углекислого газа и наличии значительных разногласий в оценке зависимости температуры воздуха от концентрации углекислого газа. Часто высказывалось мнение, что эта зависимость не может быть существенной, так как при постепенном увеличении массы углекислого газа средняя температура воздуха у поверхности Земли, начиная с конца 30-х годов нашего века, понижалась.

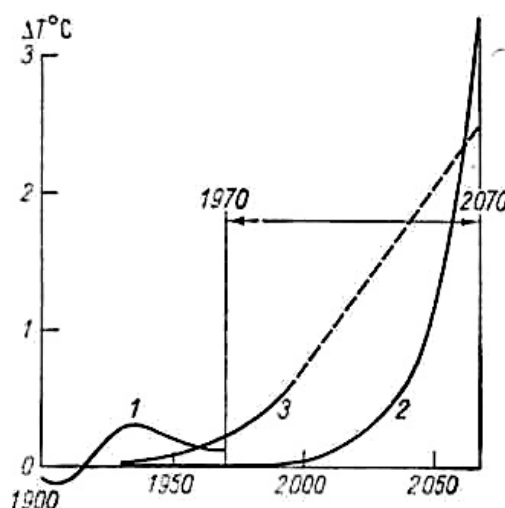


Рис. 1. Прогноз изменений климата по данным до 1970 г.

В исследованиях физического механизма современных изменений климата было получено заключение, что примерно до середины XX столетия колебания средней температуры воздуха в основном определялись нестабильностью прозрачности атмосферы из-за изменения массы атмосферного аэрозоля (Будыко, 1967а, 1969, 1974; Oliver, 1975; Pollack et al., 1975 и др.). Так, как эти изменения существенно зависели от уровня вулканической активности, в эпохи с повышенным вулканизмом средняя температура воздуха у земной поверхности понижалась.

Если до середины нашего столетия колебания температуры под влиянием хозяйственной деятельности человека были заметно меньше ее естественных изменений, то во второй половине XX в., по нашим оценкам, они стали сравнимыми по абсолютной величине. Принимая во внимание, что роль антропогенных факторов изменения климата быстро возрастает, было высказано предположение о неизбежности наступления в близком будущем глобального потепления (Будыко, 1972). В этой работе представлен график (рис. 1), на котором кривая 1 характеризует сглаженный вековой ход средней для

северного полушария температуры воздуха у земной поверхности по данным наблюдений, кривая 2 — изменение температуры, обусловленное ростом потребления энергии, кривая 3 — изменение температуры, обусловленное ростом концентрации углекислого газа. Как видно из этого рисунка, если рост потребления энергии может оказать непосредственное влияние на глобальный климат только в следующем столетии, то увеличение концентрации углекислого газа существенно влияет на современный климат, причем это влияние быстро возрастает.

В указанной работе также было отмечено, что глобальное потепление окажет влияние на многие элементы климата, в том числе на режим увлажнения. Так, в частности, при повышении средней температуры воздуха количество осадков, выпадающих во многих районах континентов умеренных широт, должно уменьшаться, что может иметь существенное значение для сельскохозяйственного производства.

Эти предположения о предстоящих изменениях климата можно было проверить не ранее середины 70-х годов, после накопления материалов наблюдений за достаточный интервал времени. Настоящая работа содержит результаты последних исследований современного изменения климата, включающих проверку указанных предположений.

2. УГЛЕКИСЛЫЙ ГАЗ В АТМОСФЕРЕ

Для выяснения физического механизма современного антропогенного изменения климата используем материалы исследования эволюции состава атмосферного воздуха за последние сотни миллионов лет, проведенного автором, А. Б. Роновым и А. Л. Яншиным. По данным о составе отложений на континентах составлена табл. 1. Материалы этой таблицы могут быть применены для расчета изменений массы углекислого газа в атмосфере.

Так как данные табл. 1 не включают материалов по океанам и точность их ограничена неполнотой геологической летописи, то их следует считать не абсолютными, а относительными характеристиками суммарной для земного шара интенсивности процессов образования отложений в различные интервалы времени.

В расчете изменений количества углекислого газа примем во внимание, что расход углекислого газа на формирование осадочных пород равен нулю при отсутствии этого газа в атмосфере и гидросфере и что он увеличивается с ростом концентрации углекислого газа в некотором интервале ее значений.

Учитывая это, предположим, что расход углекислого газа на образование осадочных пород пропорционален его концентрации в атмосферном воздухе.

Таблица 1

**Скорость отложения вулканогенных пород и скорость накопления CO₂
в осадочных породах (10²¹ г/млн. лет)**

| Стратиграфический интервал | Абсолютный возраст (млн лет) | Скорость отложения вулканогенных пород | Скорость накопления CO ₂ |
|----------------------------|------------------------------|--|-------------------------------------|
| <i>Палеозой</i> | | | |
| Нижний кембрий | | 0,35 | 0,45 |
| Средний кембрий | 490—570 | 0,18 | 0,32 |
| Верхний кембрий | | 0,14 | 0,32 |
| Ордовик | 435—490 | 0,33 | 0,27 |
| Силур | 400—435 | 0,19 | 0,22 |
| Нижний девон | | 0,62 | 0,24 |
| Средний девон | 345—400 | 1,43 | 0,66 |
| Верхний девон | | 1,76 | 0,68 |
| Нижний карбон | | 1,02 | 0,70 |
| Верхний карбон | 280—345 | 0,27 | 0,30 |
| Нижняя пермь | 235—280 | 0,95 | 0,61 |
| Верхняя пермь | | 0,35 | 0,23 |
| <i>Мезозой</i> | | | |
| Нижний триас | | 0,32 | 0,18 |
| Средний триас | 185—235 | 1,10 | 0,34 |
| Верхний триас | | 0,85 | 0,28 |
| Нижняя юра | | 0,33 | 0,31 |
| Средняя юра | 132—185 | 0,38 | 0,39 |
| Верхняя юра | | 0,31 | 0,40 |
| Нижний мел | 66—132 | 0,67 | 0,32 |
| Верхний мел | | 0,65 | 0,44 |
| <i>Кайнозой</i> | | | |
| Палеоцен | | 0,31 | 0,20 |
| Эоцен | | 0,37 | 0,31 |
| Олигоцен | 2—66 | 0,17 | 0,08 |
| Миоцен | | 0,35 | 0,18 |
| Плиоцен | | 0,32 | 0,07 |

Используя это предположение и считая, что данные приведенной выше таблицы об общем количестве углекислого газа в осадочных породах пропор-

циональны соответствующим глобальным значениям, можно рассчитать изменения количества углекислого газа в атмосфере.

Для этой цели, экстраполируя данные таблицы о количестве CO_2 в осадочных породах за кайнозойскую эру, установим, что указанное количество CO_2 для последнего миллиона лет равно $0,05 \cdot 10^{21}$ г. Из сравнения этой величины с современной концентрацией углекислого газа в воздухе, равной 0,03 %, найдем соответствующий размерный коэффициент пропорциональности, используя который получим значения концентрации атмосферного углекислого газа для всех разделов фанерозоя. Эти значения представлены на рис. 2 в виде кривой CO_2 . На рисунке изображено также изменение массы вулканогенных пород для единичного интервала времени (кривая ν). Видно, что вулканическая активность изменялась ритмически, причем ее максимумы были разделены интервалами времени порядка 100 млн. лет.

Этот вывод согласуется с результатами теоретического исследования процесса термической конвекции в литосфере (Тихонов и др., 1969).

Полученные данные показывают, что изменения массы углекислого газа связаны с уровнем вулканической активности. Наиболее высокие максимумы активности вулканов совпадали с увеличением массы углекислого газа, снижения вулканической активности сопровождалось уменьшением количества углекислого газа. Заслуживает внимания, что с конца мезозоя концентрация углекислого газа начала понижаться, причем этот процесс ускорился в олигоцене и особенно в плиоцене, в конце которого масса углекислого газа достигла наименьшего значения за весь фанерозой.

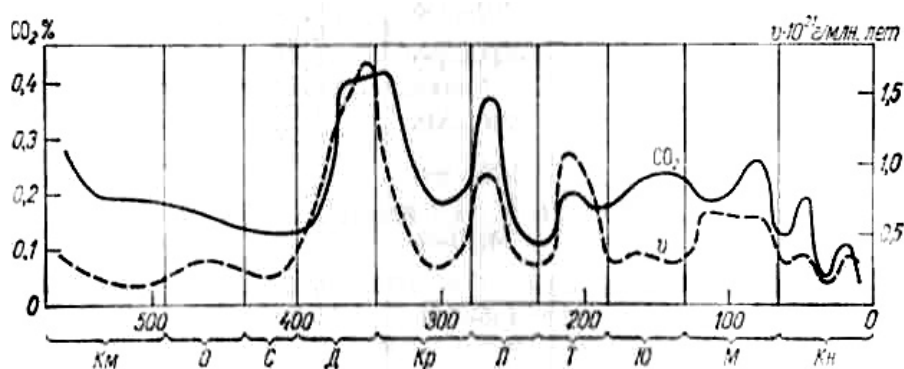


Рис. 2. Эволюция газового состава атмосферы.

По оси абсцисс – время, млн лет.

Буквами обозначены названия стратиграфических интервалов:

Км – кембрий, О – ордовик, С – силур, Д – девон, Кр – карбон, П – пермь, Т – триас, Ю – юра, М – мел, К – кайнозой.

Изменение количества углекислого газа в атмосфере, помимо влияния на климат, оказывало также большое воздействие на ассимиляцию органического вещества автотрофными растениями. Как известно, химическая

энергия, заключенная в этом веществе, является основным источником энергии для живых организмов, в результате чего продуктивность автотрофных растений определяет общую массу организмов в биосфере.

Типичная зависимость скорости ассимиляции для растительного покрова от концентрации углекислого газа, построенная по данным Г. В. Менжулина, представлена на рис. 3. Кривые E_1 , E_2 и E_3 относятся к различным условиям увлажнения, которые характеризуются величиной суммарного испарения E (при увеличении испарения ассимиляция растёт). Из рисунка видно, что фотосинтез достигает наибольших значений при концентрации углекислого газа, равной нескольким десятым процента, тогда как при современной концентрации углекислого газа он уменьшается в несколько раз по сравнению с максимальными значениями.

В связи с этим следует отметить, что уровень концентрации углекислого газа, равный нескольким десятым процента, на протяжении почти всего фанерозоя соответствовал уровню концентрации, оптимальному для фотосинтеза.

Это подтверждает давно высказанное предположение о том, что автотрофные растения сформировались в условиях атмосферы, более богатой углекислым газом по сравнению с современной.

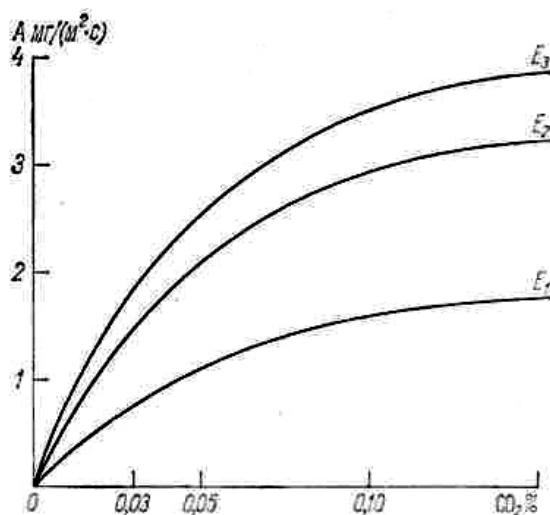


Рис. 3. Зависимость фотосинтеза от концентрации углекислого газа.

Можно думать, что уменьшение концентрации углекислого газа в конце фанерозоя значительно понизило суммарную продуктивность автотрофных растений. Так как продуктивность равна разности ассимиляции и расхода органического вещества на дыхание и другие физиологические функции растений, который мало зависит от концентрации углекислого газа, то очевидно, что при некотором критическом значении этой концентрации продуктивность приближается к нулю. Обычно считают, что это критическое значение составляет от половины до одной трети современного значения

концентрации углекислого газа. Принимая это во внимание, можно заключить, что дальнейшее снижение массы углекислого газа могло бы привести к прекращению деятельности автотрофных растений и гибели всех живых организмов, получающих необходимую им энергию от автотрофных растений.

Не менее тяжелые последствия могло бы иметь уменьшение массы атмосферного углекислого газа в связи с его влиянием на термический режим атмосферы.

Расчеты зависимости температуры воздуха на различных широтах от концентрации углекислого газа, о которых подробнее будет сказано ниже, показывают, что при значительном понижении этой концентрации становится возможным частичное или полное оледенение Земли. Наряду с этим при увеличении массы углекислого газа температура воздуха у земной поверхности заметно возрастает, причем этот рост особенно значителен в высоких широтах. Для концентраций CO_2 порядка 0,1 % и более типично полное отсутствие полярных ледяных покровов.

В этой связи заслуживает внимания, что резкое падение концентрации углекислого газа в конце кайнозойской эры совпало с развитием полярных оледенений.

Таким образом, тенденция к снижению концентрации углекислого газа, возникшая в конце фанерозоя, по-видимому, под влиянием ослабления вулканической активности, создала угрозу экологической катастрофы из-за возможностей гибели автотрофных растений и оледенения нашей планеты. Однако в течение последнего столетия положение резко изменилось, так как эта тенденция сменилась быстрым ростом концентрации углекислого газа, обусловленным хозяйственной деятельностью человека.

Систематические наблюдения за содержанием углекислого газа в атмосфере были начаты в 1958 г. при проведении Международного геофизического года. Некоторые результаты этих наблюдений представлены на рис. 4, построенном Махтой (Machta, 1974). Как видно из рисунка, количество углекислого газа закономерно возрастает, причем скорость этого возрастания, вычисленная по данным наблюдений в столь удаленных друг от друга районах, как Гавайские острова, Аляска, Южный полюс и Европа, практически одинакова.

Совпадение темпов роста массы углекислого газа на различных станциях, объясняемое относительно малой пространственной изменчивостью среднегодовых значений концентрации CO_2 , значительно облегчает изучение баланса углекислого газа в атмосфере. Расчеты, выполненные Махтой (Machta, 1971), показывают, что происходящее сейчас увеличение концентрации углекислого газа объясняется главным образом поступлением в атмосферу все возрастающего количества продуктов сгорания угля, нефти и других видов топлива. При этом около половины углекислого газа, образованного

при сжигании топлива, задерживается в атмосфере, другая половина главным образом растворяется в водах Мирового океана.

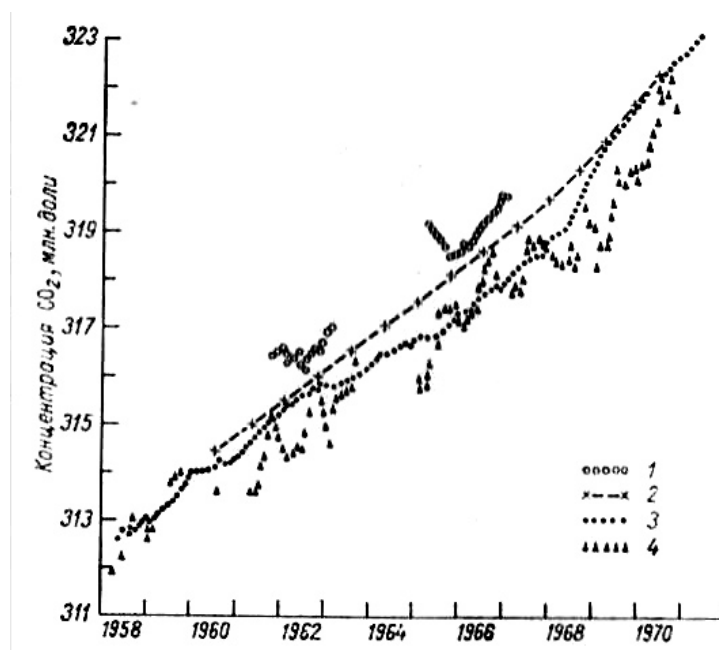


Рис. 4. Данные измерений углекислого газа в атмосфере (12-месячные средние значения).

- 1 — Барроу (Аляска), 2 — самолетные измерения (Скандинавия),
3 — Мануа-Лоа (Гавайские острова), 4 — Южный полюс.

В работах Махты была предложена численная модель, описывающая баланс углекислого газа, в которой учтены процессы обмена углекислым газом между атмосферой, верхним слоем океана, его глубокими слоями и живыми организмами. Оценивая величину притока углекислого газа от сжигания топлива, Махта при помощи этой модели мог рассчитать изменение его средней концентрации в атмосфере в прошлом и будущем. Так как результаты его расчетов хорошо согласуются с имеющимися материалами наблюдений, их можно рассматривать как удовлетворительный метод экстраполяции этих материалов для не очень продолжительных интервалов времени.

Из данных рис. 4 следует, что в начале 70-х годов масса углекислого газа возрастала примерно на 0,3—0,4 % в год. При сохранении этого темпа роста с 1970 до 2000 г. количество углекислого газа должно увеличиться на 9—12 %. Однако количество сжигаемого топлива ежегодно растет, что должно повысить ожидаемое увеличение массы углекислого газа. Махта считал, что в 70-х годах потребление топлива будет возрастать на 4 % в год, и предполагал, что в дальнейшем эта величина несколько уменьшится из-за роста производства атомной энергии.

При этом условии из данных расчета следует, что концентрация углекислого газа возрастает за указанный период с 0,032 до 0,375 %, т. е. на 17 % от первой из этих величин. Учитывая, что действительная скорость роста потребления топлива больше принятой Махтой, это значение, по-видимому, несколько занижено.

Из аналогичного расчета следует, что за последнее столетие концентрация углекислого газа возросла примерно на 10 %.

Заслуживает внимания, что современная деятельность человека быстро возвращает атмосферу к ее прежнему состоянию, когда масса углекислого газа в атмосфере была гораздо выше современной. Считая, что за последние 100 млн лет концентрация углекислого газа уменьшилась приблизительно на 0,2 %, можно заключить, что скорость повышения массы CO_2 в 1970—2000 гг. будет почти в сто тысяч раз выше средней скорости ее убывания в конце мезозоя и кайнозоя. Столь быстрый рост концентрации углекислого газа должен оказать существенное влияние на многие процессы в биосфере, включая процесс изменения климата.

3. ТЕОРИЯ СОВРЕМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Более или менее полные сведения о современном изменении климата имеются для периода существования мировой сети метеорологических станций, т. е. для последнего столетия. Эмпирические данные показывают, что с конца XIX в. до 30-х годов нашего столетия средняя для северного полушария температура повышалась, в особенности сильно — в высоких широтах. В конце 30-х годов началось понижение температуры, которое также было наиболее значительным в Арктике, где изменение температуры в холодное время года было заметно больше, чем в теплое.

Для объяснения причин современного колебания климата необходимо использовать количественную теорию его изменений, объясняющую указанные выше закономерности. При этом следует иметь в виду, что многочисленные попытки выяснить физический механизм изменений климата на основании качественных соображений, а также путем формального сопоставления кривых векового хода температуры с изменениями различных геофизических индексов не дали удовлетворительных результатов и привели к наличию многочисленных противоречий во взглядах на эту проблему.

В предыдущих работах (Будыко, 1974 и др.) были сформулированы требования, которым должны удовлетворять численные модели теории климата, используемые в изучении его изменений.

1. В этих моделях нельзя считать заданными эмпирические данные об отдельных элементах климата, которые существенно меняются в процессе

изменений климата и не являются внешними факторами по отношению к этому процессу.

2. Модели должны реалистически учитывать все виды притоков тепла, которые заметно влияют на поле температуры, и обеспечивать выполнение закона сохранения энергии.

3. В моделях должны учитываться основные обратные связи между различными элементами климата.

Из-за громадной сложности задачи построения общей теории климата, включающей детальный учет процессов циркуляции в атмосфере, до недавнего времени в моделях общей теории климата перечисленные выше требования полностью не выполнялись, что препятствовало их использованию в изучении изменений климата. В связи с этим для решения указанной задачи была предложена сильно схематизированная зональная полуэмпирическая теория термического режима атмосферы (Будыко, 1968). Указанная теория была основана на трех основных соотношениях:

1. уравнении теплового баланса системы Земля — атмосфера;
2. эмпирической связи уходящего длинноволнового излучения с температурой воздуха у земной поверхности и облачностью;
3. эмпирической связи меридионального перераспределения тепла в атмосфере и гидросфере с отклонением средней широтной температуры воздуха от средней температуры для полушария.

Принимая во внимание зависимость прихода солнечной радиации от широты и учитывая характерные значения альбедо системы Земля — атмосфера для зоны с наличием и отсутствием снежно-ледяного покрова (которые определяются в соответствии с температурой воздуха), по этим уравнениям можно рассчитать зональные температуры воздуха у земной поверхности в зависимости от факторов, влияющих на климат. Такая же модель была применена для расчета распределения температуры в различные сезоны при включении в нее уравнения теплового баланса океанов и некоторых других дополнительных соотношений (Будыко, Васищева, 1971). Сходные по основной идее модели термического режима атмосферы были предложены в работах Селлерса (Sellers, 1969, 1973). В дальнейшем был опубликован ряд исследований, посвященных изучению и усовершенствованию упомянутых полуэмпирических моделей термического режима атмосферы (Faegre, 1972; Schneider, Gal-Chen, 1973; Dwyar, Peterson, 1973; Gordon, Davis, 1974; Hantel, 1974; Held, Suarez, 1974; Suarez, Held, 1975; Chylek, Coakley, 1975; Sellers, 1975; North, 1975; Cess, 1976 и др.).

Уже первые работы этого направления показали, что из полуэмпирических моделей термического режима атмосферы можно сделать ряд новых выводов о закономерностях современного климата, которые совпадают при применении

различных моделей. Из этих выводов наибольшее значение для изучения изменений климата имеют заключения о высокой чувствительности термического режима к малым изменениям в притоке тепла, который обычно характеризуется условными изменениями солнечной постоянной, о возможности полного оледенения Земли при сравнительно небольшом уменьшении этого притока, о возможности таяния полярных льдов при относительно небольшом увеличении притока тепла. В этих работах был также получен вывод о неоднозначности современного климата. Оказалось, что при существующем притоке солнечной радиации могут иметь место, кроме наблюдаемого сейчас метеорологического режима, режим полного оледенения планеты с очень низкими температурами на всех широтах и режим частичного оледенения, при котором ледяной покров занимает значительную часть поверхности Земли. Последний режим неустойчив, тогда как режим полного оледенения характеризуется высокой степенью устойчивости.

Полуэмпирическая модель термического режима атмосферы была использована для изучения физического механизма изменений климата как в современную эпоху, так и при четвертичных оледенениях (Будыко, 1968, 1969, 1974; Будыко, Васищева, 1971). При этом было достигнуто хорошее согласование результатов расчетов с эмпирическими данными об изменениях климата, что явилось одним из оснований для приведенного выше заключения об определяющем значении колебаний прозрачности атмосферы для современных изменений климата.

Хотя это согласование подтвердило возможность применения полуэмпирических моделей теории термического режима для изучения изменений климата, вопрос о достоверности результатов, полученных в расчетах по полуэмпирическим моделям, требовал специального изучения, так как эти модели содержат приближенные допущения, точность которых не всегда легко оценить. Анализ этого вопроса, изложенный в одном из разделов книги автора (Будыко, 1974), можно дополнить по материалам работ, выполненных в последние годы.

К числу этих работ относятся исследования чувствительности термического режима атмосферы к колебаниям внешних климатообразующих факторов, выполненные по материалам спутниковых наблюдений (Будыко, 1975; Cess, 1976), и исследования, в которых для изучения изменений климата удалось применить теорию общей циркуляции атмосферы, в основном удовлетворяющую сформулированным выше требованиям (Manabe, Wetherald, 1975; Wetherald, Manabe, 1975).

Одним из исходных вопросов теории изменений климата является выяснение зависимости между приходом солнечной энергии и средней температурой воздуха у поверхности Земли.

Как известно, для планеты, лишенной атмосферы, средняя температура поверхности может быть найдена из соотношения

$$\delta\sigma T_w^4 = \frac{1}{4}S(1 - \alpha) \quad (1)$$

где S — солнечная постоянная, α — альbedo планеты, T_w — средняя температура поверхности, σ — постоянная Стефана, δ — коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела.

При используемых сейчас значениях параметров этого уравнения T_w для Земли оказывается равной 255 К, или -18°C . По данным наблюдений, средняя температура воздуха у земной поверхности на уровне моря T близка к 15°C .

Средняя температура земной поверхности несколько выше температуры воздуха, однако разность между этими температурами мала по сравнению с величиной $T - T_w$. Таким образом, парниковый эффект атмосферы повышает температуру у земной поверхности приблизительно на 33°C .

Из уравнения (1) можно найти значение ΔT_{w_1} , на которое изменится T_w при изменении солнечной радиации на 1%. Оно равно примерно $0,6^\circ\text{C}$. Как показало исследование Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1967), если бы парниковый эффект атмосферы был независим от температуры, аналогичное изменение средней температуры нижнего слоя воздуха ΔT_1 также было бы близко к $0,6^\circ\text{C}$.

Известно, однако, что основным фактором, создающим парниковый эффект в атмосфере, является водяной пар, количество которого в атмосфере возрастает при повышении температуры. Из-за тесной связи абсолютной влажности воздуха с его температурой ΔT_1 для реальной атмосферы должно быть больше $0,6^\circ\text{C}$.

В упомянутой работе Манабе и Везеролда было отмечено, что для реальной атмосферы характерна сравнительно малая изменчивость не абсолютной, а относительной влажности воздуха, при постоянстве которой ΔT_1 для средних глобальных условий равна $1,2^\circ\text{C}$.

Аналогичное значение, найденное из полуэмпирической теории термического режима атмосферы, оказалось равным $1,5^\circ\text{C}$ (Будыко, 1968). Оба эти значения относятся к условиям постоянного альbedo системы Земля — атмосфера, что включает постоянство величины облачности.

В указанной выше работе (Будыко, 1968) было отмечено, что при длительных изменениях притока тепла альbedo системы Земля—атмосфера изменяется из-за увеличения или уменьшения площади полярных снежных и ледяных покровов. Обратная связь между температурой воздуха и снежно-ледяным покровом мало существенна для сравнительно

непродолжительных изменений термического режима. Другое положение существует в отношении изменений альбедо, обусловленных колебаниями облачности. Такие изменения могут развиваться за короткие интервалы времени.

Если для земного шара в целом изменения облачности зависят от температуры воздуха и влияют на температуру, их учет необходим для правильной оценки величины ΔT_1 .

Следует отметить, что изучение обратной связи между облачностью и температурой воздуха представляет большие трудности. До последнего времени не был известен даже знак влияния изменений облачности на среднюю глобальную температуру воздуха у земной поверхности.

В недавнем прошлом преобладало мнение, что рост облачности приводит к значительному понижению температуры воздуха. Этот взгляд был основан на старых измерениях альбедо облаков, которые часто давали высокие значения, близкие к альбедо снежной поверхности. Используя эти данные и пренебрегая влиянием облаков на уменьшение уходящего излучения, можно было получить указанное заключение.

В последние годы появилась возможность определить среднее альбедо облаков по данным спутниковых наблюдений, причем оно оказалось значительно меньшим по сравнению с альбедо снежной поверхности. Так, в частности, найденное нами среднее значение альбедо облаков равно 0,46, что мало отличается от результатов расчетов других авторов, использовавших материалы наблюдений на метеорологических спутниках. При учете такого значения альбедо облаков получается вывод, что для средних глобальных условий влияние облачности на уменьшение уходящего длинноволнового излучения может быть сравнимо с ее влиянием на поглощенную радиацию (Будыко, 1971).

В наших работах (Будыко, 1968 и др.) для расчета влияния облачности на температуру воздуха была использована эмпирическая зависимость длинноволнового уходящего излучения от температуры воздуха и облачности:

$$I = a + bT - (a_1 + b_1T)n, \quad (2)$$

где I — уходящее излучение (ккал/(см²·мес.)); T — температура воздуха у земной поверхности, °С; n — облачность в долях единицы. Размерные коэффициенты этой формулы равны: $a = 14,0$, $b = 0,14$, $a_1 = 3,0$, $b_1 = 0,10$.

Величина поглощенной радиации Q определяется как

$$Q = \frac{1}{4}S(1 - \alpha). \quad (3)$$

Зависимость альbedo системы Земля—атмосфера от облачности можно выразить формулой

$$\alpha = \alpha_n n + \alpha_0(1 - n), \quad (4)$$

где α_n и α_0 — альbedo при сплошной облачности и безоблачном небе соответственно (значение α_0 близко к 0,20).

Из (3) и (4) получим

$$Q = \frac{1}{4} S [1 - \alpha_n n - \alpha_0(1 - n)]. \quad (5)$$

Принимая во внимание, что для Земли в целом $I = Q$ из (2) и (5) можно получить зависимость температуры воздуха от облачности. Анализ этой зависимости показывает, что для средних глобальных условий увеличение поглощенной радиации при уменьшении облачности почти полностью компенсируется изменением уходящего излучения, в связи с чем влияние колебаний облачности на температуру оказывается сравнительно небольшим. Наряду с этим выясняется, что точность вычисления значений T таким методом недостаточна для определения сравнительно небольших, но все же существенных для климатических условий изменений средней глобальной температуры воздуха при колебаниях облачности.

Таким образом, этот вопрос требует дальнейшего изучения при применении других методов исследования.

Рассматриваемой проблеме была посвящена работа Шнайдера (Schneider, 1972), который построил численную модель влияния облачности на радиационный режим атмосферы. Шнайдер заключил, что влияние облаков на среднюю температуру воздуха у земной поверхности зависит от высоты их верхней границы. Если эта высота значительно увеличивается с ростом облачности, облака могут повышать температуру у земной поверхности. Если высота облаков не меняется или слабо возрастает при увеличении облачности, происходит понижение температуры. Из-за недостатка эмпирических материалов о высоте верхней границы облаков сделать определенный вывод о знаке влияния облаков на среднюю температуру у земной поверхности оказалось невозможным.

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 величинах радиации — понижают эту температуру.

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.

Вопрос о существовании второй из этих зависимостей легче выяснить по эмпирическим данным по сравнению с первой.

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 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 температурой воздуха и облачностью 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 величине облачности. Не останавливаясь на различных упрощениях, принятых в модели Полтриджа, отметим недостаточную обоснованность его предположения 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 выразить 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.

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 :

$$\frac{1}{4} S(1 - \alpha) = I, \quad (6)$$

а также при $S + \Delta S$:

$$\frac{1}{4} (S + \Delta S)(1 - \alpha - \Delta\alpha) = I + \Delta I, \quad (7)$$

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

Из (6) и (7) найдем

$$\Delta S(1 - \alpha - \Delta\alpha) - S\Delta\alpha = 4\Delta I, \quad (8)$$

Будем считать, что в интервале изменений температуры воздуха $\Delta T\Delta\alpha = A\Delta T$ и $\Delta I = B\Delta T$, а также что $|\Delta\alpha| \ll 1 - \alpha$.

В таком случае найдем

$$\frac{\Delta T}{\Delta S} = \frac{1 - \alpha}{SA + 4B'} \quad (9)$$

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

На рис. 5 представлены данные об уходящем излучении для северного и южного полушарий за различные периоды года, полученные при наблюдениях на спутнике «Нимбус-3» (Raschke et al., 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 линейной, 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).

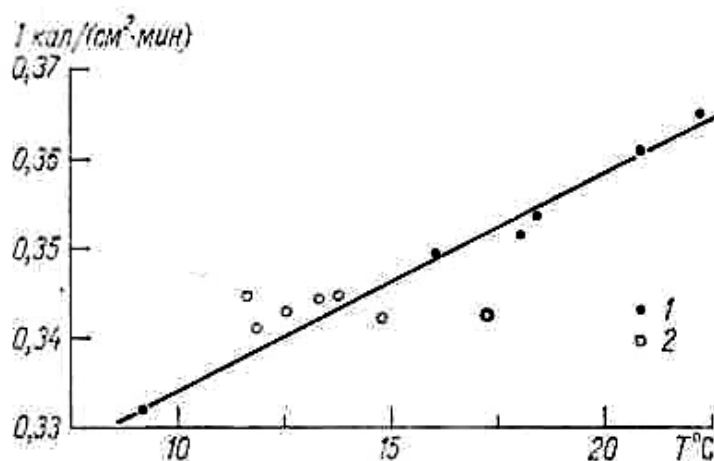


Рис. 5. Зависимость уходящего длинноволнового излучения от температуры воздуха у земной поверхности.

1 – северное полушарие; 2 – южное полушарие.

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 (9) при указанной величине B найдем $\Delta T_1 = 1,4$ °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 et al., 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 для северного и южного полушарий от температуры воздуха, 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 величине средней облачности для января.

Из формулы (4) найдем, что изменение альbedo при колебаниях облачности равно

$$\Delta\alpha = (\alpha_n + \alpha_0)\Delta n, \quad (10)$$

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 $0,00125$ 1/°C.

Используя это значение коэффициента A , можно по формуле (9) 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 детально изучался в работе Сесса (Cess, 1976), в которой также использовались данные спутниковых наблюдений.

По материалам последней сводки измерений уходящего излучения (Ellis, Vonder Haar, 1976), Сесс заново определил эмпирические коэффициенты формулы (2), 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.

Заслуживает внимания совпадение результатов анализа Сесса с выводами изложенного выше исследования (Будыко, 1975). Сесс сопоставил также значения ΔT_1 , полученные из нашей модели и из модели Везеролда и Манабе (Wetherald, Manabe, 1975), при учете в обеих моделях обратной связи между полем температуры и снежно-ледяным покровом. Приведя в соответствие внешние параметры, использованные в этих моделях, Сесс нашел значения ΔT_1 равными соответственно $2,6$ и $1,9^\circ\text{C}$, т. е. достаточно близкими.

Результаты расчетов изменений климата по этим двум моделям приведены в нашей книге (Будыко, 1974), где сопоставлены изменения средних широтных распределений температуры воздуха у земной поверхности при увеличении солнечной постоянной.

В этой книге приведено также сравнение результатов расчета по нашей модели с данными Манабе и Везеролда (Manabe, Wetherald, 1975) об изменении среднеширотных температур при увеличении концентрации углекислого газа в атмосфере. В обоих случаях было отмечено удовлетворительное согласование результатов расчетов, выполненных по полуэмпирической модели термического режима атмосферы и по модели общей теории климата.

Приведенные здесь материалы свидетельствуют о том, что сильно схематизированная теория климата, обеспечивающая выполнение требований, указанных в начале этого раздела, вполне пригодна для изучения современного изменения климата. Это заключение подтверждается тремя независимыми способами:

1) согласованием расчетов изменений термического режима, выполненных при помощи полуэмпирической теории, с данными наблюдений за температурой воздуха;

2) совпадением вытекающей из полуэмпирической теории зависимости термического режима атмосферы от притока тепла с результатами определения этой зависимости по материалам спутниковых наблюдений;

3) совпадением результатов расчетов изменений климата по полуэмпирической модели теории климата с результатами расчетов по детальной модели общей циркуляции атмосферы, использованной Манабе и Везеролдом.

4. ПОТЕПЛЕНИЕ 70-х ГОДОВ

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 умеренных широт с климатом избыточного увлажнения, где похолодание сокращает длительность вегетационного периода и уменьшает суммы температур 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 Лема (Lamb, 1973) 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 Лем 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 гг., ранее преобладавшая тенденция к падению температуры сменилась тенденцией к потеплению. Данные, приведенные в работе Лема, 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 температуры воздуха северного полушария и его отдельных широтных зон за период инструментальных наблюдений были дополнены материалами за последние годы, вплоть до 1975 г.

На рис. 6 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. Они показывают, что за период инструментальных измерений температура воздуха северного полушария существенно изменялась, причем дисперсия средних годовых значений температуры воздуха составила около $0,053^\circ\text{C}^2$.

Можно полагать, что эта дисперсия состоит из двух компонент — дисперсии, связанной с детерминированными изменениями температуры воздуха северного полушария, и дисперсии случайных флуктуаций.

В упомянутой выше работе Оливера (Oliver, 1975) ее автор, применив модель, позволяющую рассчитать изменения температуры северного полушария под влиянием связанных с вулканической деятельностью изменений прозрачности атмосферы, осуществил расчет детерминированных изменений температуры воздуха полушария за период до 1968 г. Его расчет показал, что при таком подходе удастся описать около 70 % дисперсии ряда. Остаточная дисперсия, равная примерно $0,016^\circ\text{C}^2$, может рассматриваться как характеристика метеорологического шума.

Можно думать, что дополнительный учет антропогенных факторов изменения климата для последних двух-трех десятилетий позволил бы понизить уровень шума, который в известной мере характеризует умение количественно описать изменения во времени характеристик глобального термического режима планеты.

Анализ среднегодовых 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 последние 12 лет дает величину $0,3^\circ\text{C}$ за 10 лет. Для вычисления средней квадратической ошибки параметра ρ

воспользуемся значением остаточной дисперсии случайной некоррелированной компоненты ряда по Оливеру. При этом получаем оценку $\sigma_{\beta} = 0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ за 100 лет.

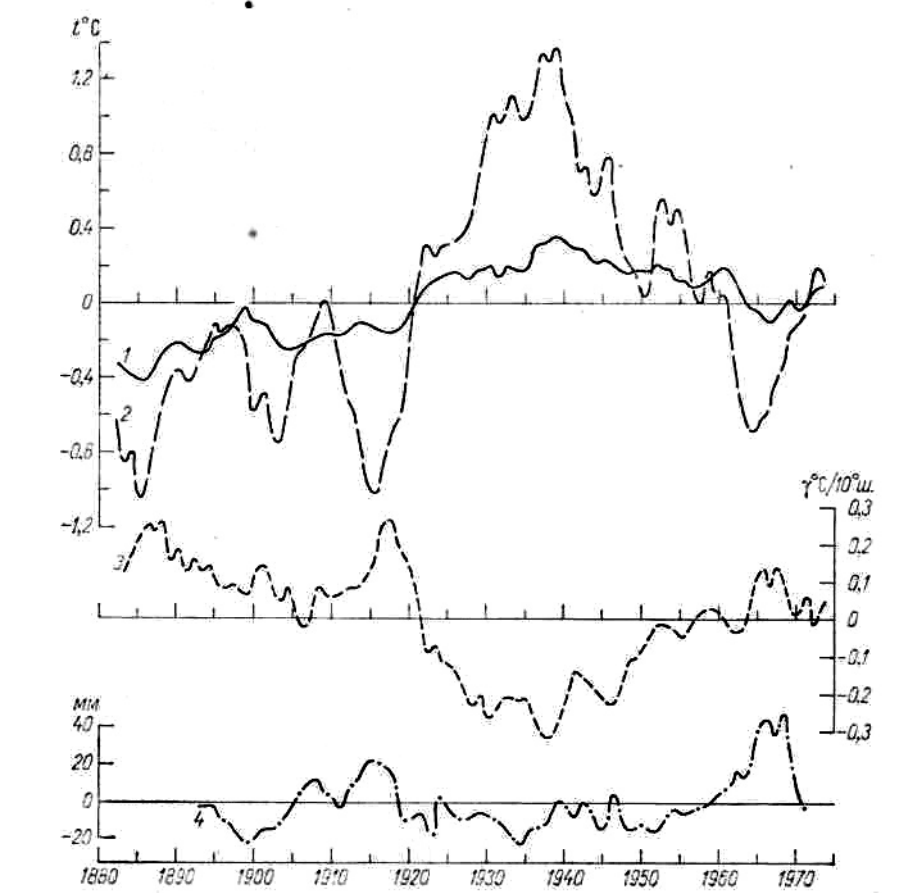


Рис. 6. Современное изменение климата.

- 1 – аномалии средней годовой температуры воздуха в широтной зоне 17,5—87,5° с. ш.;
- 2 – то же в зоне 72,5—87,5° с. ш.;
- 3 – аномалии среднего меридионального градиента температуры воздуха в широтной зоне 25—75° с. ш. (холодное полугодие);
- 4 – аномалии осадков холодного периода года (среднее по 37 станциям степной и лесостепной зон СССР).

Учитывая, что значение остаточной дисперсии мы имеем из независимого источника, можно принять, что величина ρ имеет нормальное распределение. Это означает, что с очень большой достоверностью полученный тренд не является результатом случайной флуктуации метеорологического шума и должен рассматриваться как следствие детерминированных изменений. С вероятностью 95 % скорость этого детерминированного увеличения средней температуры северного полушария за указанный период находилась в пределах 0,1—0,4 $^{\circ}\text{C}$ за 10 лет.

Как отмечено выше, изменения температуры воздуха имеют особенно большие амплитуды в высоких широтах и в холодный период года. На рис. 6 представлены данные о вековом ходе температуры воздуха в широтной зоне севернее 72,5 $^{\circ}$ с. ш. для среднегодовых условий (кривая 2).

Скорости роста температуры для этой широтной зоны по материалам последних 12 лет 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 (Будыко, Винников, 1973).

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 до 10 % его среднего значения. В среднем повышение температуры северного полушария на $0,1^{\circ}\text{C}$ приводит к относительному уменьшению меридионального градиента в указанной зоне на 1 % для холодного полугодия и на 0,5 % для среднегодовых условий. Поскольку в упомянутой работе обнаружена связь между аномалиями среднего меридионального градиента температуры воздуха и условиями увлажнения внутриконтинентальных районов умеренных широт, изменения температуры воздуха северного полушария сильно сказываются на условиях сельскохозяйственного производства в районах неустойчивого увлажнения.

На рис. 6 изображен также вековой ход среднего меридионального градиента температуры (кривая 3) и изменение аномалий количества осадков, выпадающих за холодное полугодие в степной и лесостепной зонах СССР (кривая 4).

Как видно из этих рисунков, потепление 70-х годов сопровождается уменьшением меридиональных градиентов температуры и понижением количества осадков, выпадающих в зоне неустойчивого увлажнения нашей страны.

Как известно, колебания климата обычно заметно отражаются на термическом режиме северной части Атлантического океана, где действуют мощные морские течения, а также на климатических условиях атлантического сектора Арктики. В связи с этим для изучения современного изменения климата Л. А. Строкиной были рассчитаны по материалам наблюдений колебания температуры воды в Баренцевом море и в секторе Атлантического океана, ограниченном $30\text{—}40^{\circ}$ с. ш., $60\text{—}70^{\circ}$ з. д. (рис. 7а). На рис. 7б показан рассчитанный А. С. Григорьевой по данным наблюдений вековой ход ледовитости Баренцева и Гренландского морей.

Данные, представленные на рис. 7, подтверждают, что в конце 60-х годов похолодание прекратилось и началось потепление, которое проявляется в повышении температуры океанических вод и уменьшении площади морских полярных льдов.

Как указано в начале этого раздела, современный процесс потепления был предсказан на основании изучения физического механизма изменений климата. Следует подробнее остановиться на тех факторах, которые влияют на происходящее сейчас изменение климата.

Как указано выше, одним из основных факторов современного изменения климата является повышение концентрации углекислого газа в атмосфере.

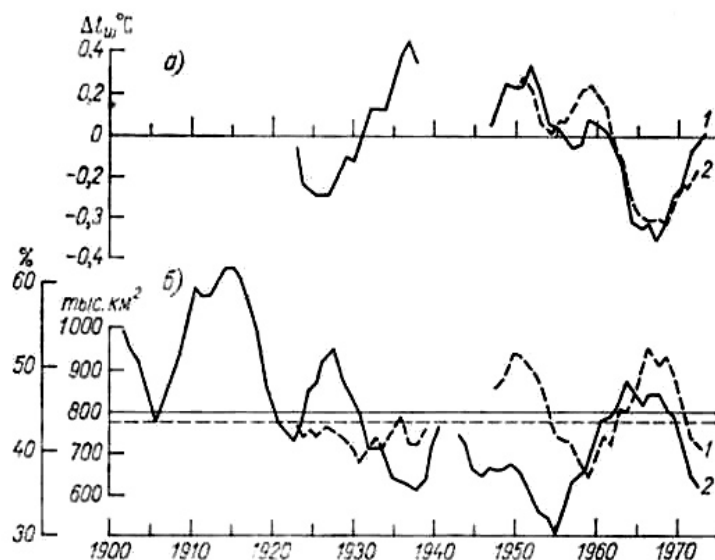


Рис. 7. Многолетний ход аномалий средней годовой температуры воды (а) на поверхности Северной Атлантики ($30\text{--}40^{\circ}$ с. ш., $60\text{--}70^{\circ}$ з. д.) (1) и слоя 0–200 м Баренцева моря ($70,5\text{--}72,5^{\circ}$ с. ш., $33,5^{\circ}$ в. д.) (2); вековой ход ледовитости (б) Баренцева моря (% от площади) (1) и Греландского моря (тыс. км^2) (2).

Все данные подвергнуты 5-летнему скользящему осреднению.

Вопрос о влиянии углекислого газа на температуру воздуха, исследованный во многих работах, в настоящее время в значительной мере разрешен. В 1975 г. были опубликованы новые исследования, результаты которых могут быть использованы для уточнения зависимости температуры воздуха у земной поверхности от концентрации углекислого газа (Manabe, Wetherald, 1975; 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 °С. Это значение выше большинства аналогичных оценок, полученных в исследованиях последних лет.

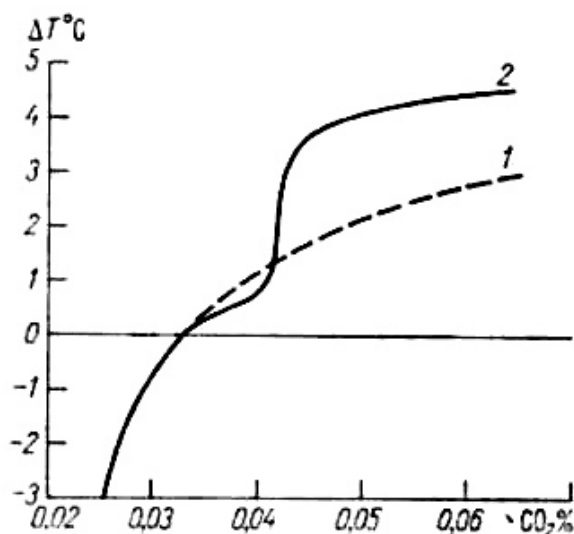


Рис. 8. Зависимость от концентрации углекислого газа отклонения средней температуры воздуха от современного значения.

- 1 – по трехмерной модели общей циркуляции (Манабе и Везеролд),
2 – по полуэмпирической модели (Будыко).

На рис. 8 представлены зависимость от концентрации углекислого газа отклонения средней температуры воздуха от современного значения, по Манабе—Везеролду, и результаты расчета по полуэмпирической модели термического режима атмосферы (Будыко, 1972). Как видно, для интервала повышения концентрации углекислого газа в пределах 20 % от ее современного значения кривые достаточно близки друг другу, для высоких значений концентрации они несколько различаются, что объясняется различиями в учете влияния полярных льдов на термический режим в указанных моделях.

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 °С.

Можно думать, что из других источников погрешностей, влияющих на результаты исследований Манабе и Везеролда, имеет значение принятое ими неточное предположение о соответствии границы ледяного покрова средней годовой температуре, равной -25 °С, тогда как из эмпирических данных следует, что эта величина близка к -10 °С. Это предположение ослабляет действие положительной обратной связи между температурой воздуха и ледяным покровом, что понижает чувствительность термического режима атмосферы к колебаниям массы углекислого газа.

Отсутствие учета в модели Манабе и Везеролда годового хода метеорологических элементов и переноса тепла океаническими течениями, как показывают материалы имеющихся исследований теории климата, по-видимому, также способствует занижению полученной ими оценки влияния углекислого газа на температуру воздуха.

Возможно, что последние три источника погрешностей оказывают большее влияние на результаты расчетов Манабе и Везеролда по сравнению с факторами, указанными в работе Шнайдера. Однако в связи с отсутствием количественных оценок этих погрешностей приходится воздержаться от их учета в расчете влияния колебаний массы углекислого газа на температуру воздуха. В связи с этим прием для нашего анализа величину изменения температуры у земной поверхности при удвоении концентрации углекислого газа равной 2,5°С, что соответствует значению, полученному из исследований Манабе и Везеролда с учетом поправки Шнайдера.

Главное сомнение в отношении возможности применения найденных в работах по теории климата оценок влияния углекислого газа на термический режим для условий реальной атмосферы основано на отсутствии учета в этих работах связи между колебаниями массы углекислого газа, температуры воздуха и облачности. Еще в исследовании Мёллера (Meller, 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, монографию «Непреднамеренные воздействия на климат» (Inadvertent climate modification, 1971) и др.

Приведенные выше результаты эмпирических исследований влияния изменений облачности на связь между притоком тепла и температурой воздуха (Будыко, 1975; Cess, 1976) 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 быстро 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 ее 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 величину, превышающую это значение до 20 %. Это отношение оказалось приблизительно равным 1,5.

Принимая во внимание это значение, найдем, что при повышении концентрации углекислого газа на 17 % средняя температура воздуха у земной поверхности повысится примерно на 0,65 °С. Почти такой же результат можно получить при применении для этого расчета полуэмпирической теории термического режима атмосферы.

Следует думать, что эта оценка скорее является заниженной, чем завышенной. Возможные причины этого для модели Манабе—Везеролда указаны выше, использование полуэмпирической модели для среднегодовых условий также приводит к снижению чувствительности термического режима к изменениям притока тепла.

Используя материалы расчетов изменений концентрации углекислого газа с 1970 по 2000 г., выполненных Махта, найдем, что за данный интервал времени под влиянием роста массы углекислого газа средняя температура воздуха изменяется в соответствии с данными, представленными на рис. 9 (кривая Т). Кривая А 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 изменение температуры воздуха в зоне 60—90° примерно в 2,5 раза превосходит ее среднее изменение для земного шара.

Поскольку за последнее столетие концентрация углекислого газа увеличилась примерно на 10 %, можно думать, что за это время рост массы CO_2 способствовал повышению средней глобальной температуры воздуха на 0,4 °С. Это значение сравнимо со средней по абсолютной величине аномалией температуры воздуха, возникающей под влиянием естественных факторов, о которых говорилось выше.

Кроме изменения концентрации углекислого газа, на современное изменение климата влияет нестабильность прозрачности атмосферы, зависящая от массы атмосферного аэрозоля. Наибольшее воздействие на радиационный режим атмосферы оказывают так называемые большие частицы аэрозоля, характерные размеры которых составляют десятки доли мкм.

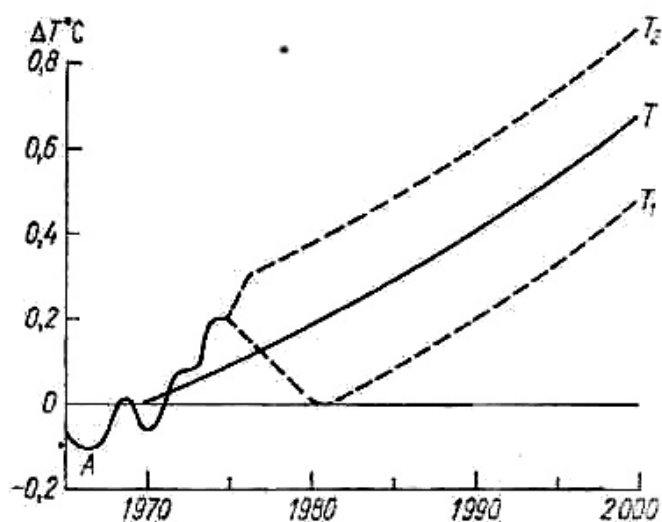


Рис. 9. Прогноз изменений климата по данным до 1975 г.

T – вероятное изменение температуры воздуха северного полушария до 2000 г. относительно средней за 95-летний период (1881–1975);
 A – изменение температуры по данным наблюдений.

Большая часть массы аэрозоля сосредоточена в пределах тропосферы. Хотя количество аэрозоля в стратосфере сравнительно невелико (оно обычно не превосходит нескольких миллионов тонн), стратосферный аэрозоль оказывает существенное влияние на климат.

Основная масса этого аэрозоля заключена в слое Юнге, находящемся в нижней стратосфере, средняя высота которого равна 18—20 км.

Стратосферный аэрозоль образуется главным образом в самой стратосфере в результате окисления сернистого газа в серный ангидрид, который, соединяясь с водяным паром, превращается в капли серной кислоты.

Из-за слабого развития вертикальных движений в стратосфере эти капли имеют длительное «время жизни» — от нескольких месяцев до нескольких лет. Часть капель серной кислоты, взаимодействуя с соединениями азота, превращается в частицы солей, тогда как основная их масса, поглощая некоторое количество воды, сохраняется в виде жидких частиц, состоящих из концентрированного раствора серной кислоты.

Для глобальных колебаний климата большое значение имеет сравнительно равномерное распределение стратосферного аэрозоля в пределах каждого из полушарий, что достигается в результате интенсивного горизонтального перемешивания стратосферного воздуха.

Большое влияние на баланс сернистого газа в стратосфере оказывают вулканические извержения, причем при усилении вулканической активности прозрачность стратосферы понижается. Стратосферный аэрозоль ослабляет поток солнечной радиации из-за ее обратного рассеяния и поглощения на частицах аэрозоля. Имеющиеся оценки показывают, что естественные колебания прозрачности стратосферы изменяют поток радиации, поступающей в тропосферу, на величину до нескольких десятых процента. Это приводит к аномалиям средней для полушария температуры воздуха у земной поверхности (по отношению к температуре при средней прозрачности), которые могут достигать 0,3—0,4 °С.

Влияние тропосферного аэрозоля на климат отличается от влияния аэрозоля в стратосфере. Одна из причин этого различия — малое время жизни частиц тропосферного аэрозоля, которое из-за сильного развития вертикальных движений в тропосфере и в результате действия атмосферных осадков, удаляющих частицы из воздуха, гораздо меньше, чем в стратосфере, и в среднем составляет около 10 дней.

В связи с этим изменения общей массы тропосферного аэрозоля (составляющей несколько десятков миллионов тонн) определяются колебаниями скорости образования аэрозольных частиц.

Можно думать, что естественные источники формирования тропосферного аэрозоля менее изменчивы во времени по сравнению с колебаниями массы антропогенного аэрозоля, которая по современным оценкам составляет около 10 млн т.

Зависимость температуры воздуха у земной поверхности от изменения массы тропосферного аэрозоля, по-видимому, слабее аналогичной зависимости для стратосферного аэрозоля, так как поглощение радиации на частицах тропосферного аэрозоля приводит к нагреванию тропосферы в целом, что в большей или меньшей степени компенсирует охлаждение, возникающее из-за обратного рассеяния радиации на частицах аэрозоля.

Расчеты влияния тропосферного аэрозоля на температуру воздуха у земной поверхности, выполненные различными авторами, не всегда дают согласующиеся результаты. Хотя большинство исследователей считает, что рост массы этого аэрозоля приводит к понижению температуры воздуха у земной поверхности, в некоторых работах высказывается мнение, что в определенных условиях такой рост может приводить к потеплению.

Из-за ограниченной длительности времени жизни частиц тропосферного аэрозоля и из-за неравномерного распределения источников его формирования концентрация частиц тропосферного аэрозоля сильно изменяется в пространстве.

Недавно были построены схематичные карты, характеризующие распределение антропогенного аэрозоля (Kellogg et al., 1975), из которых видно, что основная масса антропогенного аэрозоля сосредоточена в умеренных и отчасти в тропических широтах северного полушария.

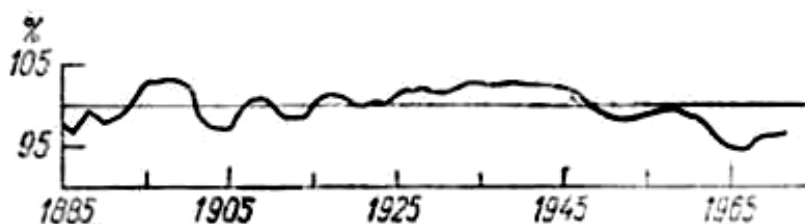


Рис. 10. Многолетнее изменение прямой солнечной радиации при безоблачном небе (% к норме) по данным станций северного полушария.

Для понимания физического механизма современного изменения климата большое значение имеют данные о вековом ходе массы аэрозоля в атмосфере, которые могут быть получены из материалов актинометрических наблюдений. На рис. 10 представлен вековой ход аномалий прямой солнечной радиации при безоблачном небе, выраженный в процентах от ее нормы, по данным З. И. Пивоваровой. При построении его использованы материалы наблюдений для группы актинометрических станций, расположенных в Европе и Северной Америке. Представленные на этом графике данные об изменениях прозрачности за последние 15 лет подтверждаются обработанными Н. А. Ефимовой материалами измерений для группы станций СССР, находящихся в сельской местности.

Иногда высказывается мнение, что вековой ход прямой радиации при безоблачном небе определяется колебаниями солнечной постоянной. Если бы это соответствовало действительности, относительные изменения суммарной, рассеянной и прямой радиации были бы одинаковыми. Наряду с этим колебания солнечной постоянной приводили бы к одинаковым относительным изменениям прямой радиации при различных высотах солнца. Данные

наблюдений показывают, что эти условия не выполняются (Пивоварова, 1967, 1975, 1976).

Увеличение прямой радиации в вековом ходе сопровождается уменьшением рассеянной радиации и наоборот. При уменьшении высоты солнца относительное изменение прямой радиации возрастает.

Обработка данных наблюдений за суммарной радиацией показала, что по имеющимся материалам наблюдений не удается обнаружить ее вековой ход. Это возможно только в том случае, если амплитуда векового хода суммарной радиации на порядок (или на большую величину) меньше амплитуды векового хода прямой радиации.

Таким образом, вековой ход прямой радиации нельзя объяснять колебаниями солнечной постоянной. Этот вывод согласуется с заключением последней научной конференции по вопросу об изменчивости солнечной постоянной, на которой был сделан вывод о том, что сейчас нет данных, подтверждающих существование такой изменчивости (Proceedings of workshop: The solar constant and the earth's atmosphere, 1975).

Заслуживает внимания также другая возможность проверки предположения о связи колебаний климата с колебаниями солнечной постоянной. Если бы относительные изменения суммарной радиации были бы равны относительным изменениям прямой радиации, колебания средней температуры воздуха, рассчитанные по формулам теории климата, были бы намного больше реальных изменений температуры.

Как установлено в работах З. И. Пивоваровой, характер изменений прямой и рассеянной радиации в вековом ходе, а также зависимость этого векового хода от высоты солнца полностью объясняются колебаниями прозрачности атмосферы.

Как видно из рис. 10, в конце XIX в. и начале XX в. происходили резкие колебания радиации под влиянием серии крупных вулканических извержений (Кракатау, Мон-Пеле, Катмай и др.). Затем наступил период ослабленной вулканической активности, продолжавшийся около 30 лет, в течение которого прозрачность атмосферы держалась на высоком уровне. С конца 40-х годов началось уменьшение прямой радиации, которое достигло максимумов в 60-х годах.

Это уменьшение, по-видимому, зависело как от усиления вулканической деятельности, так и от роста количества антропогенного аэрозоля, причем вулканизм способствовал росту массы стратосферного аэрозоля, тогда как деятельность человека влияла на количество аэрозоля в тропосфере.

Заметное воздействие на уменьшение прозрачности атмосферы в середине 60-х годов оказало извержение вулкана Агунг в Индонезии (весна 1963 г.).

Как видно из рис. 10, в последние годы уменьшение прозрачности атмосферы прекратилось. Этот вывод подтверждается данными наблюдений на актинометрических станциях США, расположенных в сельской местности (Kellogg et al., 1975).

Таким образом, можно заключить, что на протяжении 50-х и 60-х годов тенденция к повышению средней температуры воздуха под влиянием роста концентрации углекислого газа компенсировалась уменьшением прозрачности атмосферы для коротковолновой радиации из-за роста массы атмосферного аэрозоля. После того как рост количества аэрозоля прекратился, началось глобальное потепление, обусловленное увеличением концентрации углекислого газа. Отметим, что обусловленная ростом концентрации углекислого газа скорость потепления, найденная в результате расчета, лежит в интервале указанных выше наиболее вероятных величин наблюдаемой в течение последних 10 лет скорости потепления.

Заслуживает внимания, что из сравнения графиков, представленных на рис. 6 и 10, можно проверить сделанный выше вывод о влиянии роста массы углекислого газа на среднюю температуру воздуха. Данные рис. 10 показывают, что в середине 80-х годов XIX в. прозрачность атмосферы мало отличалась от прозрачности в начале 70-х годов XX в. Рост температуры за этот интервал времени составляет $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это значение почти точно совпадает с приведенной выше оценкой повышения средней температуры воздуха за последнее столетие под влиянием увеличения массы углекислого газа.

Отметим также, что из сопоставления этих рисунков заметна определенная связь между колебаниями прозрачности атмосферы, и изменениями температуры воздуха, в особенности для периода после 1920 г., когда возросло число актинометрических станций и данные о прямой радиации стали более надежными.

Таким образом, современное изменение термического режима атмосферы, по-видимому, объясняются двумя главными факторами — колебаниями прозрачности атмосферы и ростом концентрации углекислого газа.

Приведенные здесь данные показывают, что в конце 60-х — начале 70-х годов началось изменение климата в сторону потепления. Это изменение климатических условий является вторым потеплением в течение XX в.

Первое потепление, относящееся к 20—30-м годам, объяснялось главным образом естественными колебаниями прозрачности атмосферы. Второе потепление, начавшееся во второй половине 60-х годов, возникло в эпоху, когда рост хозяйственной деятельности человека стал существенным фактором современного изменения климата. Как показывают приведенные здесь данные, второе потепление XX в. в значительной мере объясняется непреднамеренным воздействием человека на климат.

5. КЛИМАТ БУДУЩЕГО

В соответствии с изложенной выше концепцией следует думать, что климатические условия следующих десятилетий будут определяться ростом концентрации углекислого газа и колебаниями прозрачности атмосферы из-за изменений массы атмосферного аэрозоля под влиянием как естественных причин, так и деятельности человека.

Хотя приведенный во втором разделе этой работы результат расчета вероятного роста концентрации углекислого газа до 2000 г., основанный на модели Махты, вероятно, дает несколько заниженную оценку интересующей нас величины, можно думать, что он в первом приближении правильно характеризует уровень концентрации углекислого газа, который будет достигнут в конце столетия.

Труднее оценить предстоящие изменения массы антропогенного аэрозоля, влияющего на прозрачность атмосферы. Так как материалы актинометрических наблюдений для наиболее развитых в промышленном отношении стран показывают, что понижение прозрачности атмосферы в последние годы остановилось, можно предполагать, что борьба с загрязнением атмосферы, создаваемым промышленными предприятиями, транспортом и другими видами хозяйственной деятельности, прекратила рост массы антропогенного аэрозоля. В связи с этим можно высказать предположение, что до конца XX в. масса антропогенного аэрозоля или сохранится на современном уровне или уменьшится.

Изменение массы аэрозоля под влиянием естественных причин определяется главным образом вулканической деятельностью; из данных наблюдений известны пределы ее возможного влияния на климат.

Принимая во внимание эти соображения, можно заключить, что вероятное изменение средней температуры воздуха в северном полушарии в 1976—2000 гг. соответствует области на рис. 9, ограниченной двумя пунктирными линиями. Расстояние между этими линиями соответствует средней амплитуде колебаний температуры под влиянием естественных факторов.

Следует указать, что эта область целиком расположена в зоне положительных аномалий температуры и что через 5—15 лет наиболее вероятная положительная аномалия температуры выйдет за пределы, которые имели место в течение периода инструментальных наблюдений.

Так как последнее столетие было одним из наиболее теплых интервалов времени за последние 700—800 лет, это заключение означает, что климат конца XX в. будет резко отличаться от климатических условий, которые были традиционными для современного человечества.

Наибольшего внимания заслуживают вопросы, как отразится предстоящее изменение климата на влагообороте в атмосфере и на состоянии морских

полярных льдов. Выше было отмечено, что количество осадков, выпадающих в центральных районах континентов, существенно зависит от средней разности температур воздуха между экватором и полюсом. Так как эта разность в значительной мере определяет приток энергии, за счет которой поддерживается атмосферная циркуляция, естественно предположить, что при повышении указанной разности интенсивность циркуляционных процессов возрастает. Это должно сопровождаться увеличением переноса водяного пара с океанов на континенты и увеличением количества осадков, выпадающих в ряде центральных областей материков. Такое изменение влагооборота может происходить при похолоданиях, когда возрастают меридиональные градиенты температуры. При потеплениях этот процесс развивается в обратном направлении.

Следует отметить, что рассматриваемое здесь изменение влагооборота может частично компенсироваться изменением испарения с земной поверхности, которое возрастает при повышении температуры, что приводит к увеличению количества водяного пара в атмосфере.

Простые оценки показывают, однако, что усиление переноса водяного пара на материки при похолодании имеет большое влияние на осадки в континентальных районах по сравнению с ростом испарения (Будыко, Дроздов, 1976).

Эти соображения хорошо подтверждаются эмпирическими данными. Как видно из рис. 6, количество осадков, выпадающих в степной и лесостепной зонах СССР в холодное полугодие, изменяется в соответствии с колебаниями среднего меридионального градиента температуры.

Зависимость между этими величинами (построенная по менее полным данным по сравнению с рис. 6) изображена на рис. 11 (Будыко, Винников, 1973). Из этого рисунка следует, что между указанными величинами имеется связь, характеризуемая коэффициентом корреляции, равным 0,78. Видно, что при колебаниях меридионального градиента температуры сумма осадков изменялась почти на 50 % ее среднего значения. Очевидно, что такие изменения осадков оказывают большое влияние на режим рек и на урожай сельскохозяйственных культур, который в областях недостаточного увлажнения существенно зависит от количества выпадающих осадков.

На рис. 6 видно, что произошедшее в последние годы уменьшение меридионального градиента температуры привело к заметному снижению количества осадков на рассматриваемой территории. Заслуживает внимания, что на этой территории в течение последней пятилетки имели место две большие засухи (1972 и 1975 гг.).

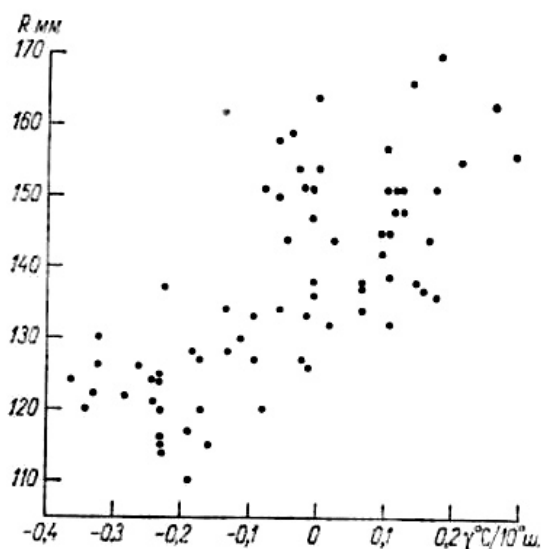


Рис.11. Зависимость сумм осадков за холодный период года в степной и лесостепной зонах СССР от аномалий среднего меридионального градиента температуры воздуха в широтном поясе 25–75° с. ш.

Учитывая связь режима увлажнения на значительной части территории нашей страны с процессами колебания средней температуры воздуха, можно думать, что при дальнейшем развитии потепления количество осадков, выпадающих в области неустойчивого увлажнения, понизится. Такое изменение количества осадков будет относиться к их средним значениям за достаточно длительные периоды осреднения — порядка 5 лет и более. В связи с этим в отдельные годы количество осадков может быть достаточно высоким, хотя частота засушливых лет, по-видимому, возрастет. В соответствии с уменьшением количества осадков снизится сток многих рек и понизится уровень ряда внутренних водоемов, включая Каспийское море (последний пример такого понижения относится к потеплению 30-х годов нашего века).

Изменения атмосферного влагооборота при развитии потепления несомненно будут иметь глобальный характер. Общее представление о закономерностях этого процесса можно получить из карт аномалий количества осадков, построенных О. А. Дроздовым (1966, 1974) и Лемом (Lamb, 1974). Карты О. А. Дроздова относятся к периодам потепления Арктики по сравнению с более низкими широтами, что характерно для процесса повышения температуры в северном полушарии. Одна из карт, построенных Лемом, изображает разность средних годовых сумм осадков за 60-е годы и годовых сумм осадков за предыдущие 30 лет. Так как средняя температура воздуха в 60-е годы была значительно ниже температуры в 1931—1960 гг., эта карта может быть использована для изучения закономерностей изменения осадков при развитии похолодания. Следует отметить, что области положительных аномалий осадков на картах О. А. Дроздова в большинстве случаев совпадают с областями отрицательных аномалий на карте Лема.

Это подтверждает закономерный характер изменения поля осадков при глобальных колебаниях температуры воздуха. Заслуживает также внимания, что, как видно, в частности, из карты Лема, распределение аномалий осадков хорошо согласуется с основными зонами атмосферной циркуляции. Это свидетельствует о тесной связи колебаний влагооборота с глобальными изменениями климата.

Из карт О. А. Дроздова и Лема следует, что при потеплении количество осадков уменьшается на большей части поверхности континентов умеренных широт.

При оценке условий увлажнения в последней четверти нашего столетия следует иметь в виду, что, если прогноз изменения средней температуры, представленный на рис. 9, осуществится, кривая векового хода температуры под влиянием естественных факторов (главным образом, вулканизма) может колебаться в довольно широком интервале между пунктирными линиями на рисунке. В периоды замедления потепления, которые могут иметь место при повышении вулканической активности, условия увлажнения могут в большей или меньшей мере стабилизироваться. При повышении прозрачности атмосферы, когда скорость антропогенного потепления будет возрастать, режим увлажнения будет изменяться быстрее.

Большое значение имеет вопрос о возможном влиянии процесса потепления на режим морских полярных льдов. Установлено, что эти льды оказывают громадное влияние на климат (в особенности, на климат высоких широт) и что их площадь обладает малой устойчивостью по отношению к колебаниям климатических факторов (Будыко, 1971 и др.).

Результаты расчетов, изложенные в указанной книге, показали, что сравнительно небольшое повышение температуры воздуха может привести к полному таянию морских арктических льдов, после чего произойдет резкое повышение температуры в высоких и отчасти умеренных широтах.

Трудность изучения влияния потепления на морские полярные льды заключается в том, что их высокая чувствительность к малым колебаниям климата делает невозможным при помощи существующих моделей теории климата точно оценить изменения их площади при развитии потепления. Так, например, в одной из упомянутых выше работ (Будыко, 1972) было высказано мнение, что при предполагаемых темпах развития потепления арктические льды могут полностью растаять к 2050 г. В этой работе было указано, что данная оценка, вероятно, преувеличивает время сохранения полярных льдов, однако насколько велико это преувеличение, в настоящее время неясно.

Можно думать, что до тех пор, пока современное изменение климата не достигнет предела потепления 30-х годов, т. е. в течение ближайших

5—15 лет, площадь морских арктических льдов вряд ли уменьшится больше чем на 10 % (что является приближенной оценкой уменьшения площади льдов в 30-е годы). При дальнейшем развитии потепления ледяной покров может прийти в неустойчивое состояние и исчезнуть задолго до середины XXI столетия.

Уничтожение морских льдов в Арктике радикально изменит климат северного полушария и вернет его к условиям, существовавшим миллионы лет тому назад в третичное время. Такое изменение климата окажет громадное влияние на все процессы, происходящие в биосфере, а также на хозяйственную деятельность человека.

6. ЧЕЛОВЕК И КЛИМАТ

Во втором разделе этой работы были приведены данные, указывающие, что за последние 100 млн. 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 углекислого газа 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 непреднамеренное изменение климата на огромных пространствах не может быть во всех случаях полезным для деятельности человека — в ряде районов такие изменения будут создавать большие или меньшие трудности для этой деятельности.

Возвращаясь к вопросу о практическом значении происходящего сейчас потепления, следует указать, что некоторые следствия этого процесса могут оказать благоприятное влияние на хозяйственную деятельность, некоторые — неблагоприятное.

Так, в частности, при потеплении улучшатся условия полярной навигации и в ряде отношений облегчится освоение полярных районов. 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 при потеплении уменьшится количество осадков во многих районах неустойчивого увлажнения, которые имеют большое значение для сельскохозяйственного производства. Влияние уменьшения осадков на баланс пресной воды и уровень внутренних водоемов является очень нежелательной перспективой.

Хотя детальная экономическая оценка последствий изменения климата в сторону потепления требует специального исследования, можно думать, что общий итог этой оценки для ближайших лет не будет положительным, в связи с чем такое изменение климата нельзя считать желательным.

Эти соображения относятся к процессу потепления, который начался в конце 60-х годов и будет продолжаться еще 5—15 лет в интервале тех изменений средней температуры воздуха, которые наблюдались при современных колебаниях климата.

Дальнейшее развитие потепления может привести к очень крупным изменениям природных условий (в особенности при частичном или полном таянии морского ледяного покрова), влияние которых на хозяйственную деятельность человека оценить сейчас невозможно.

Рассматривая сложившуюся экологическую ситуацию, следует признать, что человечество столкнулось с совершенно новой проблемой, требующей срочного изучения. Эта ситуация уже оказывает значительное влияние

на хозяйственную деятельность в ряде стран, дальнейшее усиление такого влияния может иметь столь крупные последствия, которые не имеют аналогий в современной истории человечества. Весьма возможно, что неконтролируемое развитие процесса потепления приведет к глобальному экологическому кризису.

Учитывая вероятность изменения климата в сторону потепления, группа сотрудников Гидрометслужбы разработала метод воздействия на атмосферу, применение которого позволит сохранить существующие климатические условия.

Идея этого метода заключается в увеличении концентрации аэрозоля в нижней стратосфере (Будыко, 1972). В нескольких работах, опубликованных в 1974 г. (Будыко, 1974, 1974 а; Будыко и др., 1974, 1974а), изложены результаты расчетов, которые обосновывают возможность использования такого способа предотвращения глобального потепления.

Используя материалы этих расчетов, можно оценить, какое количество реагентов нужно израсходовать в нижней стратосфере для понижения средней температуры воздуха в северном полушарии, например, на 0,4—0,5 °С, т. е. на величину, которая может быть достигнута в ходе потепления через 10—12 лет.

Из соотношений, приведенных в третьем разделе работы, следует, что для этого нужно уменьшить суммарную радиацию, поступающую в тропосферу, на 0,3 %. Расчеты по формулам атмосферной оптики показывают, что такое уменьшение радиации достигается при увеличении массы стратосферного аэрозоля на $0,24 \cdot 10^{-6}$ г/см², т. е. на 600 тыс. т, для северного полушария. 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.

Считая, что средняя длительность существования аэрозольных частиц в нижней стратосфере составляет 2 года, найдем количество серы, которое нужно ежегодно доставлять в нижнюю стратосферу, — 100 тыс. т. Из-за гигроскопичности серной кислоты ее капельки будут абсорбировать водяной пар из воздуха, увеличивая свою массу и понижая плотность. В результате этого эффекта количество реагента, необходимого для заданного снижения суммарной радиации, значительно уменьшится и, как показывают имеющиеся оценки, будет составлять не более нескольких десятков тысяч тонн в год.

Если учесть, что современные высотные самолеты могут подниматься на уровень аэрозольного слоя с грузом до 15 т, то очевидно, что такая масса аэрозоля может быть доставлена в нижнюю стратосферу несколькими регулярно работающими самолетами, оборудованными устройством для сжигания серы в атмосфере. Следует иметь в виду, что, как установлено в исследованиях

переноса продуктов вулканических извержений в стратосфере, облако аэрозоля, образованное в зоне слоя Юнге, за очень короткое время (немногие месяцы) распространяется в пределах всего полушария. Это позволяет осуществлять воздействие на аэрозольный слой северного полушария в любом районе, кроме зоны, близкой к экватору, где аэрозольное облако столь же быстро распространяется в стратосфере обоих полушарий.

Было отмечено, что количество реагентов, вносимых в атмосферу при осуществлении изложенного здесь метода воздействия на климат, ничтожно мало по сравнению с общей массой серы в атмосфере — при указанном выше расходе оно будет равно около 0,2 мг серы на 1 м² в год, что примерно в 1000 раз меньше естественного выпадения серы в атмосферных осадках.

Очевидно, что такие количества не имеют никакого значения для загрязнения окружающей среды.

Независимо от названных выше исследований расчет влияния сжигания серы в нижней стратосфере на климат был выполнен в американском проекте CIAP, результаты которого опубликованы в 1975 г. (The effects of stratospheric pollution by aircraft).

Результаты такого расчета оказались очень близкими к выводам упомянутых выше исследований. Следует думать, что возможна разработка и других доступных для современной техники методов воздействия на климат, применение которых позволит ослабить или прекратить неблагоприятные для человечества изменения климата.

Задача разработки таких методов является сейчас очень актуальной.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До недавнего времени вопрос о физическом механизме изменений климата был изучен недостаточно. Хотя в отдельных работах уже давно высказывались правильные с современной точки зрения мнения о причинах колебаний климата (в частности, в работах Хемфриса (Humphreys, 1929 и др.)), отсутствие количественной теории изменений климата затрудняло оценку многочисленных противоречивых гипотез, которые часто предлагались без достаточных обоснований.

Физическая теория изменений климата была создана в последние годы в результате развития полуэмпирических моделей теории климата, моделей общей циркуляции атмосферы и синтеза результатов исследований в области теории климата с эмпирическими исследованиями физических процессов в атмосфере, влияющих на генезис климата и на его колебания.

Первый этап проверки теории изменений климата заключался в количественном расчете колебаний климата, которые наблюдались за период инструментальных наблюдений и которые происходили во время четвертичных

оледенений. Удовлетворительные результаты, полученные при сравнении результатов расчетов с эмпирическими данными о климатах прошлого, позволили применить теорию изменений климата для предсказания климата будущего.

В исследовании, опубликованном в начале 1972 г. (Будыко, 1972), был построен график предстоящего изменения средней температуры воздуха, который приводится в настоящей работе (рис. 1). Как видно из этого графика, предполагалось, что похолодание, которое длилось несколько десятилетий, в начале 70-х годов сменится потеплением. В указанной работе было высказано мнение, что потепление приведет к ослаблению интенсивности влагооборота в умеренных широтах на континентах и, в частности, к возрастанию частоты засух.

Приведенные здесь материалы показывают, что предсказание об изменении тенденции векового хода средней температуры воздуха от похолодания к потеплению полностью оправдалось. Оправдалось также предсказание изменения условий увлажнения на территории нашей страны после благоприятных условий 60-х годов, когда крупных засух не было, в первой половине 70-х годов возникли две крупные засухи, что близко к максимуму их повторяемости для пятилетних периодов за последнее столетие.

Подтверждение прогноза изменения климата в первой половине 70-х годов делает вероятным осуществление предположения о дальнейшем развитии потепления.

Перспектива изменения глобального климата выдвигает широкий круг научных, технических и экономических проблем, полный перечень которых в настоящее время вряд ли можно составить.

Представляется несомненным, что вопрос о влиянии хозяйственной деятельности человека на атмосферу следует рассматривать как одну из центральных задач современных научных исследований. Для его разработки необходимо привлечение многих научных коллективов, которые способны изучить различные аспекты этой комплексной проблемы.

Следует подчеркнуть неотложность организации таких исследований. Глобальное потепление развивается около 10 лет, причем за последние 5 лет оно уже нанесло значительный ущерб сельскому хозяйству. В самое короткое время должны быть найдены пути оптимального планирования хозяйственной деятельности в условиях происходящего изменения климата.

ЛИТЕРАТУРА

Берлянд Т. Г., Строкина Л. А., 1975. Режим облачности на земном шаре. — «Труды ГГО», вып. 338, с. 3—20.

Борзенкова И. И. и др., 1976. Изменения температуры воздуха северного полушария. — «Метеорология и гидрология», № 7, с. 27—35.

- Будыко М. И., 1962. Некоторые пути воздействия на климат. — «Метеорология и гидрология», № 2, с. 3—8.
- Будыко М. И., 1967. О причинах вымирания некоторых животных в конце плейстоцена. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 2, с. 28—36.
- Будыко М. И., 1967а. Изменения климата. — «Метеорология и гидрология», № 11, с. 18—27.
- Будыко М. И., 1968. О происхождении ледниковых эпох, — «Метеорология и гидрология», № 11, с. 3—12.
- Будыко М. И., 1969. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат. 35 с.
- Будыко М. И., 1971. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат. 470 с.
- Будыко М. И., 1972. Влияние человека на климат. Л., Гидрометеиздат. 47 с.
- Будыко М. И., 1974. Изменения климата. Л., Гидрометеиздат. 280 с.
- Будыко М. И., 1974а. Метод воздействия на климат. — «Метеорология и гидрология», № 2, с. 91—97.
- Будыко М. И., 1975. Зависимость средней температуры воздуха от изменений солнечной радиации. — «Метеорология и гидрология», № 10, с. 3—10.
- Будыко М. И., Васищева М. А., 1971. Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения. — «Метеорология и гидрология», № 6, с. 37—47.
- Будыко М. И., Винников К. Я., 1973. Современные изменения климата. «Метеорология и гидрология», № 9, с. 3—13.
- Будыко М. И., Винников К. Я., 1976. Глобальное потепление. — «Метеорология и гидрология», № 7, с. 16—26.
- Будыко М. И., Дроздов О. А., 1976. О причинах изменения влагооборота. — «Водные ресурсы», № 6, с. 35—44.
- Будыко М. И. и др., 1974. Перспективы воздействия на глобальный климат. — «Изв. АН СССР, Сер. геогр.», № 2, с. 2—23.
- Будыко М. И. и др., 1974а. Климат и воздействие на аэрозольный слой стратосферы. Л., Гидрометеиздат. 42 с.
- Дроздов О. А., 1966. Об изменении осадков северного полушария при изменении температуры полярного бассейна. — «Труды ГГО», вып. 211, с. 104—111.
- Дроздов О. А., 1974. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот, — «Труды ГГО», вып. 316, с. 83—104.
- Пивоварова З. И., 1967. Колебания солнечной радиации по наземным измерениям. — «Труды ГГО», вып. 193, с. 3—23.
- Пивоварова З. И., 1975. Вековой ход прямой солнечной радиации. — «Труды ГГО», вып. 338, с. 39—50.
- Пивоварова З. И., 1977. Радиационная характеристика климата СССР. Л., Гидрометеиздат. 336 с.
- Тихонов А. И. и др., 1969. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — «ДАН СССР», т. 188, № 2, с. 338—341.
- Федоров Е. К., 1972. Взаимодействие общества и природы. Л., Гидрометеиздат. 88 с.
- Callender Q. S., 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. — «Quart. J. Roy. Met. Soc.», vol. 64, N 27, p. 223—240:

- Cess R. D., 1976. Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. — "J. Atm. Sci." (in press).
- Chylek P., Coakley J. A., 1975. Analytical analysis of Budyko-type climate model. — "J. Atm. Sci.", vol. 32, N. 4, p. 675—679.
- Dwyar H. A., Peterson T., 1973. Time-dependent global energy modeling. "J. Appl. Met.", vol. 12, p. 36—42.
- Ellis J., Vonder Maar T. H., 1976. Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies, Aim. Sel. Paper 240 Colorado St, I Illiv.
- Faegre A., 1972. An Intransitive model of the Earth-atmosphere — ocean system. "J. Appl. Met.", vol. 11, N 1, p. 111.
- Forrester J. W., 1971. World Dynamics. Wright Allen Press*, Cambridge, Mass. 142 p.
- Gordon H. B., Davis D. R., 1974. The effect of changes in solar radiation on climate. — "Quart. J. Roy. Met. Soc.", 100, N 423, p. 123—126.
- Hantel M., 1974. Polar boundary conditions in zonally averaged global climatic models. — "J. Appl. Met.", 13, p. 752—759.
- Held I. M., Suarez M. Y., 1974. Simple albedo feedback models of the icecaps. — "Tellus", vol. 26, N 6, p. 613—630.
- Humphreys W. J., 1929. Physics of the Air. 2nd ed., Mc Graw Hill Book Co., N. Y. 654 p.
- Inadvertent climate modification, 1971. The MIT Press, Cambridge, Mass. and London. 306 p. (Русск. пер.: Непреднамеренные воздействия на климат. 1974. Л., Гидрометеиздат. 260 с.)
- Kellogg W. W. et al., 1975. Effect of anthropogenic aerosols on the global climate. — In: Proc. WMO/IAMAP Symp. on long-term climatic fluctuations. WMO N 421, p. 323—330.
- Lamb H. H., 1973. Climatic change and foresight in agriculture: the possibilities of long-term weather advice. — "Outlook on Agriculture", vol. 7, N 5, p. 203—210.
- Lamb H. H., 1974. The current trend of world climate. Univ. East Engl. Norwich.
- Lamb H. H., Malmberg S. A., Colebrook J. M., 1975. Climatic reversal in northern North Atlantic. — "Nature", vol. 256, N 5517, p. 479.
- Limits to Growth. 1972. Universe Book. N. Y. 205 p.
- Machta L., 1971. The role of the oceans and the biosphere in the carbon dioxide cycle. Gothenberg, Sweden: Nobel Symposium 20, Aug. 16—20.
- Machta L., 1974. Man's influence on the climate. A status report. WMO.
- Manabe S., Wetherald R. T., 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. — "J. Atm. Sci.", vol. 24, p. 241—259.
- Manabe S., Wetherald R. T., 1975. The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. — "J. Atm. Sci.", vol. 32, N 1, p. 345.
- Martin P. S., 1973. The discovery of America. — "Science", vol. 179, p. 969—974.
- Meller F., 1963. On the influence of changes in the CO₂ concentration in air on the radiation balance at the Earth's surface and on climate. — "J. Geo-phys. Res.", vol. 68, N 13, p. 3877—3886.
- North G. R., 1975. Theory of energy balance climate models. — "J. Atm. Sci.", vol. 32, N 11, p. 2033—2044.
- Oliver R. G., 1975. On the response of the mean temperature to stratospheric dust. Fourth conference on the climatic impact assessment program. Cambridge, Mass. 12 p.
- Paltridge G. W., 1974. Global cloud cover and earth surface temperature. — "J. Atm. Sci.", vol. 31, p. 1571—1575.

Pollack J. B. et al., 1975. The effect of volcanic activity on climate. — In: Proc. WMO/IAMAP Symp. on long-term climatic fluctuations. WMO N 421, p. 279—286.

Proceedings of the workshop: The solar constant and the earth's atmosphere. Big Bear City, Calif, 19—21 May, 1975.

Raschke E. et al., 1973. The radiation balance of the earth—atmosphere system from Nimbus III radiation measurements. NASA Tech. Note. D-7242. NASA, Washington. 73 p.

Schneider S. H., 1972. Cloudiness as a global climatic feedback mechanism. — “J. Atm. Sci.”, vol. 29, p. 1413—1422.

Schneider S. H., 1975. On the carbon dioxide climatic confusion. — “J. Atm. Sci.”, vol. 32, N. 11, p. 2060—2066.

Schneider S. H., Gal-Chen T., 1973. Numerical experiments in climate stability. — “JT Geophys. Res.”, vol. 78, N. 27, p. 6182—6194.

Sellers W. D., 1969. A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. — “J. Appl. Met.”, vol. 8, N 3, p. 392—400.

Sellers W. D., 1973. A new global climatic model. — “J. Appl. Met.”, vol. 12, N 2, p. 241—254.

Sellers W. D., 1975. The effect of solar constant variation on climate modeling. Proc. workshop: The solar constant and the earth's atmosphere. Calif. Inst. Tech., p. 206—209.

Smagorinsky J., 1974. Global atmospheric modeling and the numerical simulation of climate. Weather modification. Ed. W. N. Hess. John Wiley and Sons. N. Y.

Suarez J. M., Held I. M., 1975. The effect of seasonally varying insolation on the simple albedo-feedback model. — In: Proc. WMO/IAMAP Symposium on longterm climatic fluctuations. WMO N. 421, p. 407—414.

The effects of stratospheric pollution by aircraft (1975). Department of Transportation. Washington.

Vonder Haar T. H., Suomi V. E., 1971. Measurements of the earth radiation budget from satellites during a five-year period. P. 1. — “J. Atm. Sci.”, vol. 28, p. 305—314.

Weare B. C., Snell F., 1974. A diffuse thin cloud atmospheric structure as a feedback mechanism in global climate modeling. — “J. Atm. Sci.”, vol. 31, p. 1725—1734.

Wetherald R. T., Manabe S., 1975. The effect of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. — J. Atm. Sci.”, vol. 32, p. 2044—2059.

Печатается по: М. И. Будыко. Современное изменение климата. (1977). — Л.: Гидрометеоиздат. 48 с.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

М. И. Будыко

В работе используются методы физической климатологии для объяснения изменений климата в современную эпоху и в геологическом прошлом. Выясняется, что современные изменения климата в значительной мере зависят от колебаний прозрачности атмосферы. Эти колебания, заметно изменяющие приход солнечной радиации к земной поверхности, связаны с переменным уровнем вулканической активности. Изменения климата и геологическом прошлом тоже в значительной мере определялись колебаниями прозрачности атмосферы, а также зависели от размещения континентов и океанов, влиявшего на условия циркуляции в гидросфере.

На основании установленных закономерностей изменений климата высказываются предположения о климатических условиях будущего. Отмечается вероятность существенного влияния на эти условия деятельности человека.

Расчитана на метеорологов и широкий круг лиц, интересующихся вопросами изменений климата.

1. ВВЕДЕНИЕ

В многочисленных исследованиях изменений климата, происходивших в современную эпоху и в геологическом прошлом, содержатся обширные материалы, характеризующие климатические условия для разных периодов времени и разных географических районов. Меньше результатов было получено при изучении причин, имевших место значительных изменений климата. Хотя многие авторы интересовались этим вопросом, он до настоящего времени был разработан весьма недостаточно, что, по-видимому, объясняется преобладанием в ранее выполненных работах описательных методов, малоэффективных для выяснения причинного механизма изучаемых процессов.

В последнее время в климатологии все шире применяются физические методы исследований, открывающие новые возможности для выяснения закономерностей генезиса климата нашей планеты.

Одно из основных направлений современной физической климатологии связано с изучением прихода солнечной радиации и ее преобразований в атмосфере и гидросфере. Эти исследования, выполненные в нашей стране и за рубежом, объяснили многие закономерности формирования существующего сейчас климатического режима. Представляется целесообразным использовать такой подход и для изучения вопроса о причинах изменений и колебаний климата. Для этого остановимся сначала на эмпирических сведениях о климатических условиях прошлого.

Как известно, имеются три главных источника таких сведений.

Наиболее точными данными о климатическом режиме мы располагаем для периода инструментальных метеорологических наблюдений. Так как массовые метеорологические наблюдения при помощи приборов были начаты только во второй половине прошлого века, то длительность этого периода не превосходит одного столетия.

Определенные сведения о климатическом режиме для периода в несколько тысяч лет можно получить из материалов неинструментальных наблюдений, отраженных в различных исторических источниках.

И, наконец, данные о климате более отдаленных эпох, длительностью до сотен миллионов лет, предоставляют палеогеографические исследования, в которых для определения климатических условий прошлого используются зависимости от метеорологических факторов жизнедеятельности животных и растений, а также гидрологических процессов, процессов литогенеза и т. п.

Интерпретация материалов о природных условиях отдаленных эпох для выяснения климатического режима того времени связана с большими трудностями, и некоторые из них имеют принципиальный характер. К ним, 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 наше 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 отдельные более частные результаты этих исследований нередко являются дискуссионными и требуют дополнительного изучения.

Существенным дополнением к палеогеографическим данным при изучении климатических условий прошлого являются материалы по палеотемпературам, получаемым в результате анализа изотопного состава органических остатков (см. Bowen, 1966 и др.). Оценка точности таких материалов и вопрос об их правильной интерпретации связаны с некоторыми трудностями, которые постепенно преодолеваются по мере развития методов палеотемпературных исследований.

Главные результаты эмпирического исследования климатических условий прошлого можно представить в виде следующих заключений.

1. На протяжении последних нескольких сотен миллионов лет преобладали климатические условия, которые резко отличались от современных. В течение этого времени, за исключением последнего, относительно короткого четвертичного периода, разность между температурой в низких и высоких широтах была сравнительно невелика. При этом температура в тропических широтах была близка к современной, а температура в умеренных и высоких широтах была гораздо выше наблюдаемой в наше время.

2. Развитие существующего сейчас значительного контраста температур между экватором и полюсами началось около 70 миллионов лет тому назад — в начале третичного периода. Этот процесс шел довольно медленно и до начала четвертичного периода (около миллиона лет тому назад) разность между температурой в высоких и низких широтах была все еще гораздо меньше существующей сейчас разности.

3. В четвертичном периоде температура в высоких широтах резко снизилась, что было связано с возникновением полярных оледенений. Оледенение, возникшее в северном полушарии, было подвержено значительным колебаниям, в ходе которых оно несколько раз увеличивалось, достигая умеренных широт, а затем опять отступало в высокие широты. Последнее (вюрмское) наступление ледников в Евразии закончилось около 10 тысяч лет тому назад, после чего постоянный ледяной покров в северном полушарии сохранялся главным образом в Северном Ледовитом океане и на островах в высоких широтах.

4. В последние 10 тысяч лет термические условия в высоких и умеренных широтах продолжали изменяться, что было связано со значительными колебаниями площади полярного ледяного покрова.

5. В последнем столетии, освещенном данными инструментальных наблюдений, колебания климата продолжались, причем в первой половине нашего века имело место потепление, которое было особенно заметным в 20-х и 30-х годах. В 40-х годах это потепление прекратилось и сменилось похолоданием, которое, однако, пока еще не достигло величины предшествовавшего ему потепления. Современные изменения климата были наиболее заметны в умеренных и особенно в высоких широтах северного полушария.

Для объяснения изложенных выше закономерностей изменений климата было предложено много гипотез, связывающих климатические изменения с разнообразными земными и космическими факторами (см. обзоры Flohn, 1964; Mitchell, 1965; Sellers, 1965 и др.). Большинство гипотез о причинах изменений климата не было подтверждено количественными расчетами или данными наблюдений, а те обоснования, которые были представлены, вызывали различные возражения. В связи с этим в настоящее время не существует общепринятого мнения о причинах изменений и колебаний климата.

Не ставя своей целью обсуждение многочисленных предположений о факторах, вызывающих изменения климата, рассмотрим эту проблему, основываясь на имеющихся материалах и методах физической климатологии. В ходе такого рассмотрения можно будет выделить причины, влияние которых на изменения климата более или менее очевидно. Если эти причины окажутся достаточными для объяснения перечисленных выше закономерностей

изменений климата, то это уменьшит потребность в привлечении дополнительных гипотез для интерпретации изучаемого явления.

Известно, что климат Земли определяется солнечной радиацией, приходящей на внешнюю границу атмосферы, и строением подстилающей поверхности. Ранее распространенное мнение о том, что атмосферная циркуляция также является климатообразующим фактором, как уже неоднократно отмечалось в наших работах, не может быть принято, так как движение атмосферного воздуха является одним из элементов климата, а отнюдь не внешним по отношению к климату фактором.

Признавая, что при данном химическом составе атмосферы радиация солнца и строение подстилающей поверхности являются главными факторами, определяющими климат, следует разъяснить смысл термина «строение подстилающей поверхности».

Очевидно, что генезис климата в широком смысле слова охватывает не только процессы, происходящие в атмосфере, но также и физические процессы в гидросфере и весь комплекс гидрометеорологических процессов на поверхности суши, включая развитие оледенений, если оно имеет место.

Таким образом, под подстилающей поверхностью как фактором климатообразования следует понимать строение рельефа, т. е. форму земной поверхности, которая определяет площади морей и океанов и их глубины, площади континентов и их высоты. Изменения подстилающей поверхности, связанные, например, с оледенениями, хотя и могут в частных исследованиях рассматриваться как фактор генезиса климата данной эпохи, при общей постановке проблемы должны считаться одним из элементов климата, обусловленных теми же внешними климатообразующими факторами — приходом радиации и строением рельефа.

Обратимся теперь к вопросу о том, в какой мере возможно на основе сведений об изменениях климатообразующих факторов объяснить главные закономерности изменений климата.

Начнем это рассмотрение с ближайшего по времени периода инструментальных метеорологических наблюдений, для которого имеются наиболее детальные сведения о климатическом режиме.

2. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Как установлено в работах Е. С. Рубинштейн (1946 и др.), Лема (Lamb, 1961 и др.) и многих других авторов, изменения климатических условий, имевшие место за период инструментальных наблюдений в различных районах Земли и в различные сезоны года, неоднородны и представляют собой довольно сложную картину. В связи с этим для выяснения общих закономерностей изменений климата целесообразно использовать данные о метеорологическом

режиме, относящиеся к большим территориям. В исследованиях Виллета и Митчелла (см. Mitchell, 1961, 1963) для этой цели были осреднены данные наблюдений за температурой на многих метеорологических станциях, расположенных в различных географических областях.

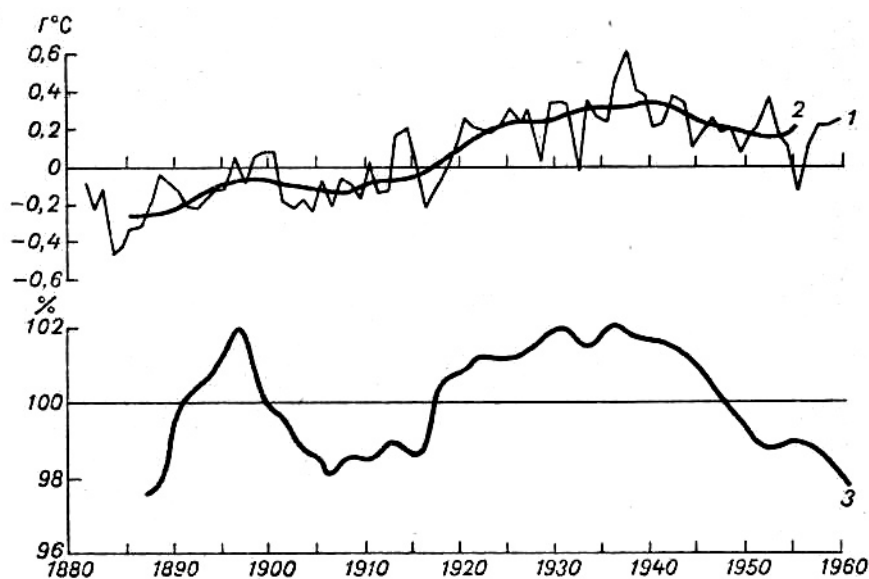


Рис. 1. Вековой ход аномалий температуры и радиации.

Из этих материалов были получены выводы об изменениях средней температуры земной поверхности от года к году.

Подобный анализ можно выполнить точнее, используя в нем не данные наблюдений отдельных станций, а карты аномалий температуры воздуха. Такие карты, подготовленные в Главной геофизической обсерватории, освещают распределение средних месячных аномалий температуры для каждого месяца с 1881 по 1960 г. на территории северного полушария, кроме экваториальной зоны, где данные наблюдений за более ранние годы недостаточны для построения карт аномалий.

На рис. 1 представлен вычисленный по этим картам при участии Л. П. Спириной вековой ход годовых аномалий температуры воздуха, относящихся к зоне от 17 до 90° с ш. Линия 1 на этом рисунке характеризует несглаженные значения аномалий, линия 2 — аномалии, осредненные по скользящим десятилетним периодам.

Из этого рисунка видно, что потепление, начавшееся в конце прошлого века, прекратилось около 1940 г. и сменилось похолоданием. При этом температура северного полушария, возросшая за период потепления приблизительно на 0,6°, понизилась затем к середине 50-х годов на 0,2°. Сравнительно кратковременное потепление с меньшей амплитудой наблюдалось также в последние годы XIX века.

Расчет аномалий температуры для различных широтных зон показал, что наибольшие изменения температуры происходили в умеренных и особенно в высоких широтах. Потепление в субтропических и тропических областях имело заметно меньшую величину, в связи с чем из данных наблюдений не вполне ясно, началось ли после 1940 г. в этих широтах похолодание, хорошо выраженное в более высоких широтах.

Данные об аномалиях температуры для различных периодов года показали, что средние аномалии температуры на разных широтах изменяются аналогично во всех сезонах, причем абсолютные величины аномалий для зимы больше аномалий в другие сезоны.

Материалы, представленные на рис. 1, еще раз подтверждают существование заметных колебаний климата, имеющих планетарный характер. Вопрос о причинах таких колебаний много раз обсуждался в научной литературе, причем из высказанных в связи с этим гипотез следует прежде всего назвать предположение о влиянии на термический режим Земли изменений прозрачности атмосферы для потоков коротковолновой радиации из-за изменений количества атмосферной пыли.

Кроме этого, ряд авторов связывал современные изменения климата с влиянием изменений количества углекислоты на длинноволновую радиацию, с нестабильностью солнечного излучения (солнечной активностью), с автоколебаниями системы, включающей атмосферу, океаны и полярные льды, и с некоторыми другими факторами.

Следует указать, что в настоящее время вряд ли возможна количественная проверка всех высказанных гипотез о причинах современных изменений климата. Можно, однако, оценить влияние на изменения климата некоторых из названных выше факторов.

Если такая оценка приведет к выводу об определяющем значении данного фактора для наблюдаемых изменений климата, то это будет свидетельствовать о меньшем значении других факторов, прямое изучение влияния которых пока еще затруднительно.

Одно из первых предположений о причинах колебания климата было высказано еще в XVIII веке Б. Франклином, который считал, что уменьшение прозрачности атмосферы для солнечной радиации приводит к похолоданиям. Впоследствии это представление было развито в работах Гемфриса (Humphreys, 1929 и др.), Векслера (Wexler, 1953) и других исследователей.

В нашей работе (Будыко, 1967) были приведены некоторые результаты исследования влияния изменений прозрачности атмосферы на термический режим, которые мы изложим здесь несколько подробнее.

Уже в начале XX века было известно, 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 (см. Будыко и Пивоварова, 1967), что прямая радиация, заметно изменяясь от года к году, в среднем изменяется также и за более длительные периоды времени, порядка десятилетий.

Кимбалл (Kimball, 1918), С. И. Савинов (1913) и другие авторы установили, что резкие уменьшения солнечной радиации имеют место после вулканических извержений взрывного характера, когда нижние слои атмосферы заполняются вулканической пылью.

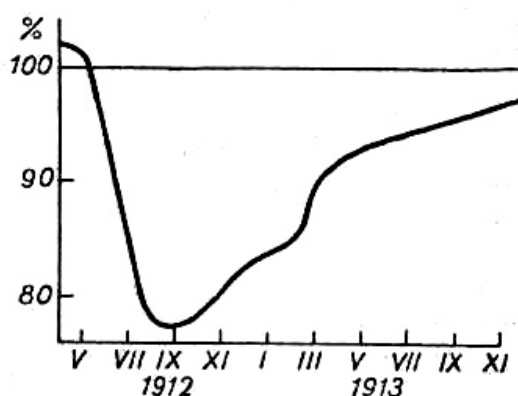


Рис. 2. Изменения радиации после вулканического извержения.

В таких случаях планетарная величина прямой радиации в течение нескольких месяцев или лет может уменьшаться на 10—20 %. Пример такого изменения радиации представлен на рис. 2, где изображено изменение отношения средних месячных значений прямой радиации при безоблачном небе к их нормам после извержения вулкана Катмай на Аляске. Эта кривая, построенная по данным наблюдений на нескольких актинометрических станциях Европы и Америки, показывает, что в отдельные месяцы вулканическая пыль уменьшила прямую радиацию более чем на 20 %. Аналогичные изменения радиации имели место также 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 вулканической пыли.

Влияние изменений радиации после вулканических извержений на термический режим изучалось в цитированных выше работах Гемфриса, Митчелла и других, в которых было установлено, что после крупных извержений средняя температура Земли уменьшалась на величину в несколько десятых градуса.

Представляет значительный интерес сопоставление векового хода температуры северного полушария с вековым ходом радиации, приходящей к земной поверхности. Для этой цели при участии З. И. Пивоваровой был обработан материал актинометрических наблюдений за 1880—1965 гг. для группы станций Европы и Америки с наиболее длительными рядами наблюдений и построена средняя для этих станций кривая векового хода прямой радиации при безоблачном небе (см. Пивоварова, 1968). На рис. 1 представлены сглаженные по десятилетнему скользящему периоду значения солнечной радиации для рассматриваемого интервала времени (линия 3).

Как видно из рис. 1, солнечная радиация имела два максимума — один, кратковременный, в конце XIX века, и второй, более длительный, в первой половине XX века, с наибольшими значениями радиации в 30-х годах.

Можно думать, что увеличение радиации в конце XIX века явилось результатом очищения атмосферы от вулканической пыли после извержения Кракатау. Последующее за этим уменьшение радиации явилось результатом происшедших в начале XX века извержений вулканов Мон-Пеле и других (снижение рассматриваемой кривой началось до этих извержений, что объясняется применением десятилетнего сглаживания). Рост радиации в 1915—1920 гг., по-видимому, объясняется увеличением прозрачности в результате осаждения пыли от извержения вулкана Катмай, после чего длительное время крупных извержений эруптивного характера не было.

Большого внимания заслуживает вопрос о причинах уменьшения радиации, начавшегося в 40-х годах. В ряде исследований высказывалось предположение, что это уменьшение является результатом загрязнения атмосферы индустриальными примесями и пылью, попавшей в атмосферу при испытаниях ядерного оружия. Возможно также влияние на уменьшение радиации извержений вулкана Спурр (Аляска) в 1953 г., вулкана сопки Безымянной (Камчатка) в 1956 г. и других.

Сравнивая кривую 3 со сглаженной кривой 2 векового хода температуры на рис. 1, можно отметить между ними определенное качественное сходство. Так, на обеих кривых имеется два максимума, из которых один относится к концу XIX века, а второй (главный) — к 30-м годам XX века. 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 2 и 3 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 прозрачности атмосферы для коротковолновой радиации.

В упомянутых выше исследованиях Гемфриса было установлено, что наибольшее влияние на планетарные колебания прозрачности атмосферы оказывает сравнительно мелкая пыль вулканических извержений, которая распространяется после извержений взрывного типа и длительное время задерживается в нижних слоях стратосферы. Эта пыль мало влияет на длинноволновое излучение, но заметно усиливает рассеяние коротковолновой радиации, в результате чего увеличивается планетарное альbedo Земли и уменьшается величина радиации, поглощенной Землей как планетой.

Следует отметить, что из-за преимущественного рассеяния радиации пылью 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 вулканических извержений на климат следует определить, как изменяются при появлении вулканической пыли величины суммарной радиации.

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 к уменьшению прямой радиации для средних условий различных широт при наличии в стратосфере слоя силикатной пыли. Результаты такого расчета приведены в следующей таблице:

| Широта, град. | 90 | 80 | 70 | 60 | 50 | 40 | 30 | 20 | 10 | 0 |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Величины отношения | 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, значения, приведенные в этой таблице, сравнительно мало зависят от размера частиц пыли, если преобладающие значения их диаметра лежат в пределах 2—3 сотых — 2—3 десятых микрона.

Рассмотрим теперь вопрос, как влияет изменение количества прямой радиации на среднюю температуру Земли. Для этой цели следует принять во внимание зависимость средней температуры Земли от приходящей солнечной радиации.

Оценки изменения средней температуры Земли при изменении приходящей радиации делались неоднократно. В исследованиях последних лет получен вывод, что при изменении радиации на 1 % средняя температура у земной поверхности при постоянном альbedo изменяется на 1,2—1,5° (см. ниже).

Сравним теперь радиационный и термический режим Земли за два тридцатилетних периода: 1888—1917 и 1918—1947 гг. Из данных, представленных на рис. 1, следует, что во втором из этих периодов прямая радиация была на 2,0 % больше, чем в первом. Принимая во внимание, что по данным приведенной таблицы среднее взвешенное для Земли отношение изменения суммарной радиации к изменению прямой радиации равно 0,15, найдем, что суммарная радиация во втором периоде была повышена на 0,3 %. Такое повышение суммарной радиации соответствует увеличению средней температуры приблизительно на 0,4°. Фактическая разность температур для этих периодов, определенная по данным, представленным на рис. 1, равна 0,33°, что хорошо согласуется с результатом расчета.

Очевидно, что такая расчетная схема может быть использована для оценки изменений температуры в стационарных условиях, когда имеется соответствие между радиационным приходом тепла и термическим режимом. Для кратковременных изменений радиации, длительностью в несколько месяцев или несколько лет, такого соответствия может не быть из-за существенной термической инерции внешней оболочки Земли, обусловленной теплообменом в верхнем слое океанических вод.

Рассмотрим вопрос о влиянии кратковременных изменений радиации на температуру. Расчет такого влияния можно выполнить по теоретической схеме, принимая во внимание теплопроводность и теплоемкость воды океана. Учитывая, однако, что нас интересует только приближенная оценка указанного эффекта, используем в этом расчете еще более простую зависимость между колебаниями радиации и температуры, которая может быть установлена эмпирически из изменений указанных величин в годовом ходе.

Будем считать, что скорость изменения температуры Земли пропорциональна разности между температурой в данный момент времени T и температурой, соответствующей условиям радиационного равновесия, T_r , т. е.

$$\frac{dT}{dt} = -\gamma(T - T_r), \quad (1)$$

где γ — коэффициент пропорциональности.

Считая, что в начальный момент времени $T - T_1$ получим из (1)

$$T - T_r = (T_1 - T_r)e^{-\gamma t}. \quad (2)$$

Для приближенной оценки величины γ используем данные о годовом ходе солнечной радиации и температуры для северного полушария.

Принимая во внимание, что отношение величины солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы северного полушария в теплое

полугодие (апрель—сентябрь), к средней годовой величине 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° . Наблюдаемая разность между средней температурой северного полушария за теплое полугодие и за год составляет $3,5^\circ$. Считая в соответствии с этим, что для $t = 1/4$ года $T - T_1 = 3,5^\circ$ и что $T - T_r = 40^\circ$, из (2) найдем γ 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 уменьшилась на 10%. В таком случае уменьшение суммарной радиации будет составлять 1,5%, а уменьшение T_r — около 2° .

Из (2) найдем, что величина $T_1 - T_r$, характеризующая изменение температуры после извержения, будет составлять несколько десятых градуса. Это значение хорошо согласуется с величиной средней за год аномалии температуры после крупных извержений эруптивного характера.

Приведенные здесь данные показывают, что изменения прихода солнечной радиации, обусловленные нестабильностью прозрачности атмосферы, оказывают существенное влияние на климатические условия и, по-видимому, являются основной причиной современных изменений климата. Такой вывод не исключает возможности влияния на климат других факторов, однако это влияние, видимо, менее существенно по сравнению с изменениями прозрачности атмосферы.

Следует при этом указать, что колебания средней температуры Земли являются весьма схематичной характеристикой сложных изменений климата, возникающих в результате изменений радиационного режима.

При наличии в атмосфере слоя вулканической пыли прямая радиация уменьшается тем больше, чем больше оптическая масса атмосферы, т. е. чем ниже средние высоты солнца. В результате этого в высоких широтах прямая радиация уменьшается больше, чем в низких, и зимой сильнее, чем летом. Этот эффект еще резче проявляется для суммарной радиации, поскольку, как это видно из приведенной выше таблицы, отношение уменьшения суммарной радиации к уменьшению прямой радиации также возрастает с понижением средних высот солнца. Такая закономерность является одним из факторов, обуславливающих рост изменений температуры после вулканических извержений с увеличением широты.

Упомянутые выше данные об аномалиях температуры показывают, что при общем потеплении, происходившем в первой половине XX века, разности между температурой в высоких и низких широтах уменьшились на величину

до 2°, что составляет несколько процентов от существующего среднего меридионального градиента температуры.

Такое изменение поля температуры оказывало заметное влияние на циркуляцию в атмосфере и гидросфере, причем изменения циркуляции в свою очередь влияли на поле температуры и существенно отражались на таких элементах климата, как влагооборот и режим атмосферных осадков. Можно, в частности, думать, что уменьшение меридиональных градиентов температуры в 20—30-х годах привело к ослаблению зональной циркуляции в умеренных широтах, что повлияло на режим осадков в Восточной Европе и привело к падению уровня Каспийского моря.

Несомненно, что наряду с влиянием нестабильности прозрачности атмосферы изменения климата и его отдельных элементов зависят также от автоколебательных процессов в атмосфере и гидросфере.

Простейшим примером такого автоколебательного процесса являются изменения уровня бессточного водоема. Как было указано в работе автора и М. И. Юдина (1960), уровень бессточного водоема не может быть устойчивым даже при отсутствии изменения климата, если берега этого водоема вертикальны, т. е. если его площадь не зависит от уровня. Такая неустойчивость связана с тем, что сумма ежегодных флуктуаций членов водного баланса водоема при их случайном характере неограниченно возрастает с увеличением рассматриваемого периода времени.

Так как в естественных водоемах берега наклонны, то зависимость площади водоемов от их уровня оказывается фактором, стабилизирующим указанные колебания. В упомянутой выше работе было установлено, что при независимости последовательных ежегодных колебаний уровня Каспийского моря друг от друга вся амплитуда этих колебаний могла бы объясняться суммированием ежегодных случайных изменений уровня. В таком случае изменения уровня Каспийского моря были бы примером чисто автоколебательного процесса.

В работе О. А. Дроздова и Т. В. Покровской (1961) было отмечено, что последовательные ежегодные колебания уровня Каспийского моря не являются не зависящими друг от друга. Учет их взаимной связи приводит к выводу, что большая часть амплитуды колебаний уровня моря объясняется внешними факторами (т. е. общими колебаниями климата), хотя заметная часть этой амплитуды является следствием автоколебательного процесса.

Гораздо более сложные автоколебательные процессы развиваются в системе атмосфера—океан—полярные льды. Модели таких процессов были впервые рассмотрены в работах В. В. Шулейкина (1941 и др.). Изучение этих процессов статистическими методами является основой многих методов долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды.

3. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Четвертичный период начался около миллиона лет тому назад, причем его главной особенностью было появление крупных оледенений, которые в ледниковые эпохи расширились, занимая значительную часть земной поверхности, а в межледниковые эпохи отступали.

По современным данным (Марков, 1960 и др.), при наибольшем развитии четвертичных оледенений ледяной покров на суше и океанах в северном полушарии достигал в среднем 56° с. ш., а в отдельных равнинных районах — даже 40° с. ш.

Хотя в настоящее время сохранилась только небольшая часть ледников по сравнению с эпохой их максимального развития, однако и существующие сейчас оледенения в Антарктике и Гренландии дают достаточное представление о грандиозных масштабах, которых может достигать ледяной покров на континентах. Вопрос о причинах появления и исчезновения этого ледяного покрова имеет первостепенное значение для объяснения изменений климата в четвертичное время.

В предыдущем параграфе было отмечено, что современные изменения климата в значительной мере объясняются колебаниями прозрачности атмосферы из-за изменений вулканической активности.

Следует думать, что такая же зависимость имела место и в прошлом, причем если современные изменения вулканической активности обуславливают колебания суммарной радиации на несколько десятых процента и колебания планетарной температуры на несколько десятых градуса, то можно показать, что в прошлом соответствующие изменения радиации и температуры достигали гораздо больших значений.

Очевидно, что число вулканических извержений за заданный интервал времени различается при постоянном среднем уровне вулканической активности из-за чисто статистических причин, причем интервал этих различий будет тем больше, чем больший период времени мы рассматриваем. Наряду с этим известно, что уровень вулканической активности в различные геологические эпохи заметно изменялся в связи с изменением интенсивности тектонических процессов.

Поскольку колебания вулканической активности, обусловленные тектоническими факторами, характеризуются длительными временными масштабами, для расчета влияния связанных с ними изменений радиации на термический режим следует принять во внимание изменения альбедо Земли из-за увеличения или уменьшения площади, занятой ледяным покровом на суше и океанах.

Как показывают наблюдения на метеорологических спутниках Земли (см. Raschke, Moller, Vandeen, 1968), альбедо системы Земля — атмосфера

над областями с ледяным покровом гораздо больше альbedo в безледных районах, в связи с чем изменение площади оледенений увеличивает влияние колебаний радиации на термический режим.

Для оценки влияния изменений радиации на температуру широтных зон с учетом указанного эффекта следует использовать одну из численных моделей среднего широтного распределения температуры.

Поскольку в этом случае нас интересует только распределение температуры вблизи земной поверхности, то можно вместо существующих сравнительно сложных моделей, требующих выполнения громоздких расчетов, использовать следующую простую схему.

Для средних годовых условий уравнение теплового баланса системы Земля—атмосфера имеет вид

$$Q(1 - \alpha) - I = A, \quad (3)$$

где Q —солнечная радиация, приходящая на внешнюю границу атмосферы; α — альbedo системы Земля—атмосфера; I — длинноволновое излучение на внешней границе атмосферы; A — расход тепла в результате циркуляции атмосферы и гидросферы, включая перераспределение тепла фазовых преобразований воды.

Как известно, длинноволновое излучение в атмосфере зависит от целого ряда метеорологических факторов. Однако эти зависимости во многих случаях упрощаются в связи со сравнительной горизонтальной однородностью вертикального строения тропосферы. Поэтому уже давно установлена возможность приближенного определения эффективного излучения на уровне земной поверхности по данным о температуре и влажности вблизи земной поверхности и об облачности. В последние годы было указано, что существует возможность определения длинноволнового излучения на верхней границе атмосферы в зависимости от температуры вблизи земной поверхности и облачности (см. Manabe and Wetherald, 1967 и др.). Для нахождения такой зависимости мы использовали материалы расчетов средних месячных величин излучения на внешней границе атмосферы, выполненных К. Я. Винниковым при подготовке Атласа теплового баланса земного шара (1963).

По этим данным, относящимся к каждому месяцу для 260 пунктов, была построена эмпирическая формула для длинноволнового излучения на внешней границе атмосферы (в ккал/см² мес.)

$$I = a + bT - (a_1 + b_1T)n \quad (4)$$

(где T — температура на уровне земной поверхности 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 квадратическое отклонение результатов расчета по этой формуле от исходных данных составляет менее 5 % величин излучения. Сравнивая формулу (4) с аналогичной зависимостью, которую можно получить из упомянутой работы Манабе и Везеролда, найдем, что они практически совпадают для условий безоблачного неба и различаются в учете влияния облачности на излучение.

К уравнениям (3) и (4) следует добавить соотношение, характеризующее связь распределения температуры с горизонтальным переносом тепла в атмосфере и гидросфере.

Такое соотношение можно установить, сопоставив средние широтные значения члена A , вычисляемого по формуле (3), с величинами $T - T_p$, где T — средняя годовая температура на данной широте, T_p — средняя планетарная температура.

Результат указанного сопоставления представлен на рис. 3, из которого следует, что соответствующая зависимость может быть выражена в виде формулы

$$A = \beta(T - T_p), \quad (5)$$

где $\beta = 0,235$ ккал/см² мес. град.

Из формул (3), (4) и (5), учитывая, что для Земли в целом $L = 0$, получим уравнения

$$T = \frac{Q(1-\alpha) - a + a_1 n + \beta T_p}{\beta + b - b_1 n}, \quad (6)$$

$$T_p = \frac{Q_p(1-\alpha_p) - a + a_1 n}{b - b_1 n}, \quad (7)$$

где Q_p и α_p относятся к планете в целом.

Используя формулу (7), можно оценить влияние изменений радиации на температуру Земли при постоянном альбедо. Такой расчет показывает, что при $n = 0,5$ изменение радиации на 1 % изменяет температуру на 1,5°. Эта величина хорошо согласуется с аналогичной оценкой, которую можно получить из работы Манабе и Везеролда и которая соответствует величине 1,2°.

По формулам (6) и (7) нами были рассчитаны средние широтные среднегодовые температуры для современных климатических условий северного полушария. Принятые в этом расчете значения Q соответствуют

величине солнечной постоянной $1,92 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}^4$; альбедо в соответствии с имеющимися данными наблюдений на широтах от 0 до 60° считается равным $0,32$, на широте 70° — $0,50$, на широте 80° — $0,62$. В расчете пренебрегается влиянием на температуру отклонений величин облачности от ее среднего планетарного значения, равного $0,50$.

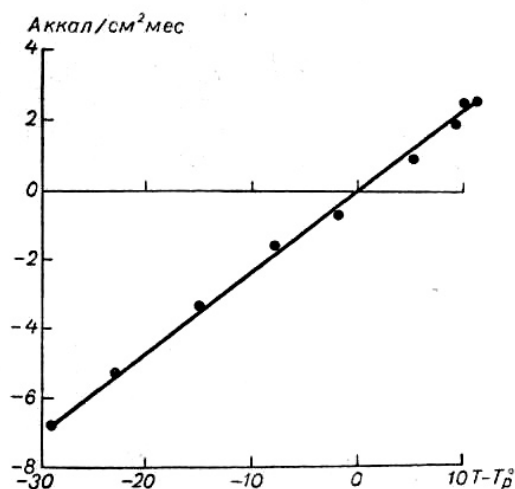


Рис. 3. Зависимость горизонтального переноса тепла от разности температур.

Возможность такого допущения (которое не является необходимым) вытекает из установленного в расчетах по приведенным выше формулам заключения о сравнительно слабом влиянии облачности на средние показатели термического режима в довольно широком интервале условий. Такое заключение, полученное при учете зависимости альбедо от облачности, означает, что влияние облачности на изменение поглощенной радиации часто приближенно компенсируется ее влиянием на уходящее длинноволновое излучение.

Результаты расчета современного среднего широтного распределения температуры приведены на рис. 4, где они изображены линией T_0 . Как видно, эти результаты хорошо согласуются с наблюдаемыми температурами на различных широтах, представленными на рисунке линией T . Наличие такого согласования позволяет использовать изложенную схему для оценки влияния изменений радиации на термический режим и оледенения Земли.

Существующий сейчас постоянный ледяной покров в морях и на суше в Арктике достигает в среднем 72° с. ш. Будем считать, что при уменьшении солнечной радиации поверхность ледяного покрова возрастает в соответствии с увеличением размера поверхности с температурой, равной или ниже -10° , которая наблюдается сейчас на 72° с. ш. Такое предположение можно

⁴ Эта величина соответствует «метеорологической» солнечной постоянной, из которой исключена потеря радиационной энергии в высоких слоях атмосферы.

проверить, используя данные о средней высоте снеговой линии (т. е. границы постоянного снежного покрова) на различных широтах. Из соответствующих материалов, приведенных в монографии С. В. Калесника (1947), при учете величины вертикального градиента температуры в горах нетрудно найти, что в пределах умеренных широт средняя годовая температура на уровне среднего широтного положения снеговой линии приблизительно постоянна и примерно равна -10° .

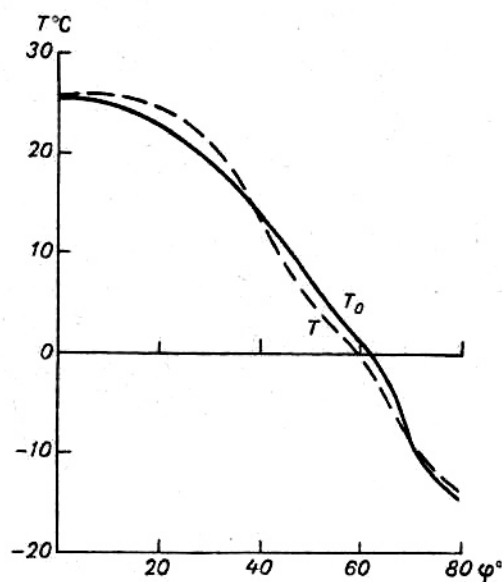


Рис. 4. Среднее широтное распределение температуры.

В соответствии с данными наблюдений будем считать, что альbedo на площади, занятой ледяным покровом, равно 0,62.

Значение альbedo для периферии ледяного покрова по имеющимся данным примем равным 0,50.

Из приведенных выше значений альbedo следует, что при изменении площади ледяного покрова среднее альbedo Земли меняется на величину $0,30s$, где коэффициент 0,30 равен разности значений альbedo при наличии и отсутствии ледяного покрова, а $s = lq$ (l — отношение изменения площади льдов к общей площади полушария, q — отношение средней радиации в зоне изменения площади льдов к средней величине радиации для всего полушария).

Отметим, что при перемещении ледяного покрова в более низкие широты значения альbedo районов с ледяным покровом могут несколько отличаться от приведенных здесь величин.

В ряде работ установлено, что альbedo системы Земля — атмосфера зависит от угла падения солнечных лучей, уменьшаясь с возрастанием этого угла. Как показывают расчеты К. С. Шифрина и других (1964), такая зависимость является сравнительно слабой для больших значений альbedo, характерных для районов с ледяным покровом. Несколько больше влияние среднего угла

падения солнечных лучей на альbedo безледных районов, особенно при отсутствии облаков.

Учет влияния указанной зависимости на среднюю разность величин альbedo при наличии и отсутствии ледяного покрова по данным работы К. С. Шифрина и других показывает, что эта разность может уменьшаться на несколько сотых в низких широтах по сравнению с высокими широтами.

Наряду с этим наблюдаемое сейчас среднее значение альbedo в высоких широтах северного полушария характеризует в основном отражательную способность районов с океаническими льдами, так как площадь оледенений на суше в Арктике относительно невелика. Поскольку, по данным Рашке, Меллера и Бапдина, альbedo над Гренландским ледником значительно больше среднего альbedo в высоких широтах и достигает 70—80 %, можно думать, что при перемещении льдов в более низкие широты среднее альbedo пространств с ледяным покровом несколько возрастет из-за развития в этом случае крупных континентальных оледенений.

Учитывая, что эти два эффекта оказывают противоположное влияние на разность альbedo при наличии и отсутствии льдов, мы будем использовать приведенное выше значение указанной разности, предполагая, что эта оценка, по-видимому, не является преувеличенной.

Для учета влияния изменения площади оледенений на среднюю годовую температуру Земли используем формулу, следующую из (3) и (4),

$$\Delta T_p = \frac{Q_p}{b-b_1n} \left[\frac{\Delta Q_p}{Q_p} (1 - \alpha_p - 0,30s) - 0,30s \right], \quad (8)$$

где ΔT_p — изменение температуры Земли при изменении средней радиации Q_p на величину ΔQ_p .

Из (3), (4), (5) и (8) получим формулу для температуры на некоторой широте

$$T = \frac{(1 - \alpha) \left(1 + \frac{\Delta Q_p}{Q_p} \right) - a + a_1 + \beta T'_p + \frac{\beta Q_p}{b - b_1n} \left[\frac{\Delta Q_p}{Q_p} (1 - \alpha_p + 0,30s) - 0,30s \right]}{\beta + b - b_1n}, \quad (9)$$

где T'_p — существующая средняя температура Земли.

Применяя эту формулу и учитывая зависимость от широты величин Q и s , можно рассчитать положение границы оледенений при различных $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$.

По формуле (9) можно также вычислить соответствующие этим значениям распределения температуры на различных широтах. Результаты такого расчета

приведены на рис. 5, где линии $T_{1,0}$ и $T_{1,5}$ соответствуют распределению температуры при уменьшении прихода радиации соответственно на 1,0 и 1,5 %.

В указанном расчете не принимается во внимание теплообмен между северным и южным полушариями, что является допустимым при сходном изменении термического режима в обоих полушариях.

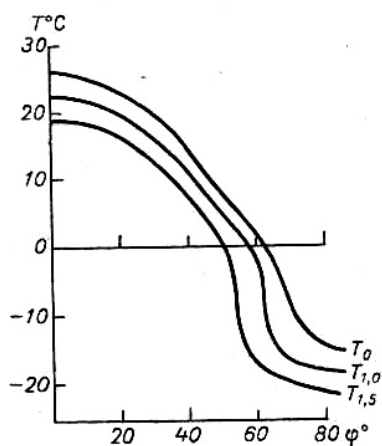


Рис. 5. Зависимость распределения температуры от радиации.

На рис. 6 представлены полученные в этом расчете значения средней планетарной температуры T_p и средней широты φ_0 , до которой распространяется оледенение, в зависимости от относительных изменений радиации при ее постепенном уменьшении.

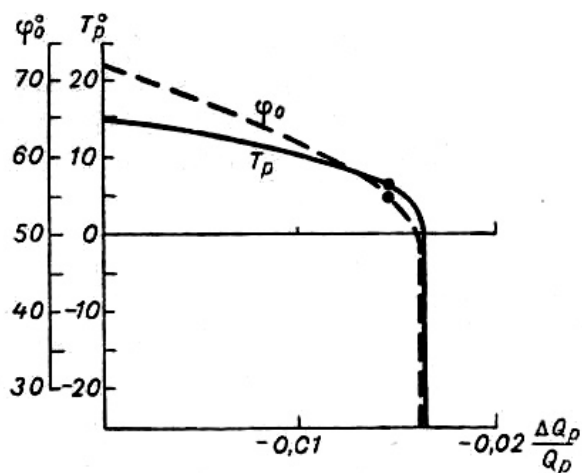


Рис. 6. Зависимость планетарной температуры и границы оледенения от радиации.

Как видно из этого рисунка, влияние изменений радиации на термический режим значительно усиливается в результате развития оледенений, причем соответствующая зависимость становится нелинейной.

Если при постоянном альбедо уменьшение радиации на 1 % снижает среднюю температуру на 1,2—1,5°, то при изменениях альбедо,

соответствующих изменению радиации, уменьшение радиации на 1 % снижает среднюю температуру Земли на 5°, а уменьшение радиации на 1,5 %—на 9°. Одновременно с указанными понижениями температуры происходит перемещение оледенений к югу на 8—18° широты, т. е. на расстояния, приблизительно соответствующие распространению четвертичных оледенений. При снижении радиации на 1,6 % ледяной покров достигает средней широты около 50°, после чего он начинает перемещаться в более низкие широты вплоть до экватора в результате саморазвития. Одновременно с этим происходит резкое снижение планетарной температуры, достигающей нескольких десятков градусов ниже нуля.

Вывод о возможности полного оледенения Земли после достижения ледяным покровом некоторой критической широты следует из расчета по приведенным выше формулам величин снижения радиации, необходимого для дальнейшего движения льдов к экватору. Такой расчет показывает, что если бы в результате снижения радиации ледяной покров занял всю поверхность от полюса до критической широты, то он перемещался бы к экватору при том же пониженном значении радиации, а дойдя до более низких широт, льды двигались бы в указанном направлении при существующих величинах радиации и даже при ее значениях, превышающих современную норму.

Отметим, что сходный вывод из других соображений получил ранее Эпик (Orík, 1953 и др.), который, однако, считал, что для оледенения Земли необходимо значительное уменьшение солнечной постоянной. Возможность устойчивого существования полного оледенения Земли при современном приходе радиации была отмечена в наших предшествующих работах (Будыко, 1962, 1966).

Таким образом, выясняется, что современный режим оледенения Земли характеризуется большой неустойчивостью. Сравнительно малые изменения радиации — всего на 1—1,5 % — достаточны для развития ледяного покрова на суше и океанах, достигающего умеренных широт.

Следует отметить, что такие изменения радиации только в несколько раз превосходят те ее колебания, которые наблюдались из-за изменчивости вулканической активности за последнее столетие.

Учитывая, что, по данным геологических исследований, уровень вулканической активности за длительные периоды в прошлом изменялся в несколько раз (см. Ронов, 1959), можно полагать влияние длительных колебаний вулканической активности вероятным фактором развития оледенений.

Это заключение подтверждается соответствием основных эпох четвертичных оледенений периодам значительного усиления вулканической активности в ряде районов низких широт (см. Fuchs and Patterson, 1947).

Хотя здесь мы не имеем возможности обсудить другие многочисленные гипотезы о причинах возникновения четвертичных оледенений, необходимо все же остановиться на весьма распространенном представлении об определяющем влиянии на эти оледенения изменений элементов земной орбиты.

Такая концепция, обоснованная Миланковичем (Milankovich, 1930 и др.) и другими авторами, разделяется многими специалистами, изучающими четвертичные оледенения.

Как известно, влияние изменений элементов орбиты приводит к заметному перераспределению количеств радиации, поступающих на разных широтах и в различные сезоны. Миланкович, учитывая эти изменения и используя предложенную им модель широтного распределения температуры, заключил, что при изменениях элементов орбиты в умеренных и высоких широтах происходят значительные изменения температуры, которые могут привести к оледенениям.

Следует отметить, что модель распределения температуры, предложенная Миланковичем, не учитывала горизонтального переноса тепла в атмосфере и гидросфере, в связи с чем она должна была преувеличивать влияние на термический режим широтных зон изменений радиации в данной широтной зоне.

Для проверки гипотезы Миланковича мы оценили по изложенной выше схеме изменения термического режима и оледенений для случая значительного изменения элементов орбиты Земли 22 тысячи лет тому назад, который обычно связывают с последним оледенением. В этом расчете мы определили по изложенной выше методике перемещение границы ледяного покрова к югу при изменениях средних годовых значений радиации на различных широтах в соответствии с данными из упомянутой выше работы Миланковича для рассматриваемого периода.

Выполненный расчет показал, что в таком случае граница оледенений смещается к югу на величину несколько меньше Γ . Это значение на порядок меньше фактического перемещения ледников при последнем оледенении.

Следует иметь в виду, что Миланкович придавал главное значение изменению не годовых, а летних сумм радиации. Такое изменение для рассматриваемого периода на широтах $65\text{--}75^\circ$ было в 2—3 раза больше изменения годовых величин. Отмечая необходимость дополнительного изучения влияния изменений годового хода радиации на развитие оледенений, следует все же считать, что приведенный выше результат ставит под сомнение предположение о решающем влиянии изменений орбиты Земли на четвертичные оледенения.

4. КЛИМАТ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Четвертичному периоду предшествовали мезозойская эра и третичный период, которые вместе продолжались около 200 миллионов лет.

Как показывают материалы палеогеографических исследований (см. Bowen, 1966; Синицын, 1967 и др.), в течение этого времени климат на всех широтах был сравнительно теплым и никаких оледенений не существовало.

Некоторое изменение климата началось в третичном периоде, который длился около 70 миллионов лет. В это время происходило сначала медленное, а затем более быстрое снижение температуры в высоких и умеренных широтах. Хотя указанное снижение не было постоянным и, по-видимому, в отдельные моменты сменялось потеплением, общая тенденция к снижению температуры преобладала, и в конце третичного периода (в плиоцене) контраст температуры между экватором и полюсами достиг заметной величины.

Остановимся теперь на вопросе, почему колебания вулканической активности, существовавшие на протяжении всей истории Земли, не приводили к развитию оледенений в течение сотен миллионов лет, предшествовавших четвертичному периоду.

В геологических исследованиях установлено, что в дочетвертичное время происходило постепенное повышение уровня материков. Это приводило к ослаблению циркуляции вод в океанах между низкими и высокими широтами.

Уже в 40-х годах было найдено (Будыко, 1948), что перенос тепла между экватором и полюсами в гидросфере составляет значительную часть соответствующего переноса в атмосфере, в связи с чем изменения циркуляции вод в океанах должны существенно влиять на термический режим высоких и умеренных широт.

Для выяснения этого вопроса можно рассчитать распределение температуры по изложенной выше схеме для случая отсутствия льдов в высоких широтах при различной интенсивности меридионального теплообмена.

Влияние полярных льдов на термический режим видно на данных, представленных на рис. 7, где линия T_0 изображает современное распределение температуры, а линия T_q — распределение температуры при отсутствии полярных льдов. В последнем расчете альbedo в высоких широтах принимается равным альbedo для безледных районов океанов, а коэффициент (β считается равным принятому выше его значению $0,235 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес.} \cdot \text{град.})$.

Как видно из рис. 7, полярные льды, мало изменяя температуру низких широт, значительно понижают температуру в высоких широтах. В результате этого средняя разность температуры между полюсом и экватором заметно уменьшается. Средняя годовая температура в полярной зоне в этом случае оказывается равной нескольким градусам ниже нуля.

Можно думать, что при безледном режиме меридиональный перенос тепла в полярном океане усилится по сравнению с современными условиями, так как этот океан, сейчас изолированный льдами от атмосферы, будет отдавать ей значительное количество тепла путем турбулентного теплообмена.

Если считать, что при отсутствии льдов в Северный Ледовитый океан дополнительно поступает количество тепла, равное среднему количеству, приходящему сейчас в безледные районы океанов высоких широт, то найденная по изложенной выше схеме с учетом дополнительного притока тепла средняя температура воздуха в Арктике будет равна нескольким градусам выше нуля.

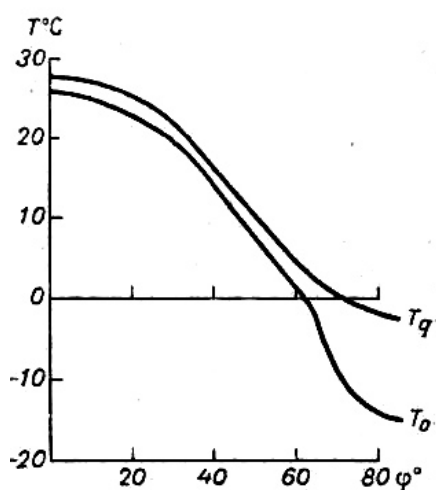


Рис. 7. Влияние ледяного покрова на распределение температуры.

Этот результат согласуется с выводами, полученными другими методами в предыдущих работах автора (Будыко, 1961, 1962, 1966), Л. Р. Ракиповой (1962, 1966), Донна и Шоу (Donn and Shaw, 1966) и других. Он еще раз подтверждает принципиальную возможность существования безледного режима Полярного бассейна в современную эпоху и вместе с тем указывает на большую неустойчивость такого режима.

Очевидно, что при средней годовой температуре в центральной Арктике, близкой к точке замерзания воды, сравнительно небольшие аномалии в приходе радиации могут привести к восстановлению льдов.

Таким образом, при современном распределении континентов и океанов возможно существование двух климатических режимов, из которых первый характеризуется наличием полярных льдов и резким термическим контрастом между полюсом и экватором, а второй — отсутствием оледенений и малым средним меридиональным градиентом температуры.

Оба эти режима являются неустойчивыми, так как сравнительно небольшие колебания циркуляции атмосферы и гидросферы могут привести

либо к замерзанию безледного полярного океана, либо к таянию имеющихся льдов. Вероятность перехода от одного режима к другому увеличивается при нестабильности прихода солнечной радиации. Такая особенность климатического режима, по-видимому, определяет главные закономерности изменений климата в четвертичное время.

В периоды пониженной вулканической активности распределение температуры соответствовало безледному режиму, который характеризует климат сравнительно теплых межледниковых эпох. При повышении вулканизма сначала образовывались льды в арктических морях, а затем развивались большие или меньшие оледенения на суше.

Как уже отмечалось в работе автора (Будыко, 1967), в мезозойскую эру и в первой половине третичного периода — в палеогене Полярный бассейн соединялся с океанами низких широт гораздо более широкими проливами по сравнению с четвертичным периодом. При этом приток тепла в Полярный бассейн в результате деятельности морских течений, по-видимому, превышал те величины, которые наблюдаются в высоких широтах в современных условиях. Если этот приток был в 1,5—2 раза больше его среднего современного значения для безледных районов, то, как показывает расчет по приведенным выше формулам, средняя годовая температура в Арктике достигала 10° , что исключало возможность оледенений даже при заметных аномалиях радиации.

На протяжении третичного периода постепенно развивалась изоляция Полярного бассейна от тропических районов океана, что обусловило снижение температуры у полюса и приближение распределения температуры к значениям, характерным для межледниковых эпох четвертичного времени.

Таким образом, интенсивный теплообмен в гидросфере, по-видимому, удовлетворительно объясняет сравнительно высокие температуры в высоких и умеренных широтах в течение мезозойского и большей части третичного времени. Менее ясны причины заметного повышения в это время средней температуры Земли по сравнению с современной нам эпохой.

Используя формулу (7) и принимая во внимание приведенное выше значение альбедо полярной области, можно найти, что существующий сейчас ледяной покров снижает среднюю температуру земной поверхности приблизительно на 2° . Эта величина меньше разности между температурой в мезозойское время — в палеогене, установленной в палеоклиматических исследованиях, и температурой, наблюдаемой в настоящее время.

Такое различие нельзя объяснить изменением условий циркуляции в гидросфере, поскольку средняя температура земной поверхности не зависит от интенсивности горизонтального теплообмена.

Можно высказать предположение, что в мезозое — палеогене прозрачность атмосферы для длинноволновой радиации была меньше, чем в современную эпоху, из-за большего содержания углекислоты в атмосфере. Это предположение согласуется с некоторыми палеогеографическими данными, что делает желательным его проверку методами физической климатологии.

Закономерности климата палеозоя менее известны по сравнению с мезозойским и кайнозойским временем. Одной из парадоксальных черт климата палеозоя было существование в то время крупных оледенений в низких широтах, из которых наиболее известно пермское оледенение. Для объяснения такого явления привлекались разнообразные гипотезы, включая предположения о значительном перемещении полюсов Земли и о движении континентов.

В наших работах (Будыко, 1961) уже отмечалось, что из-за высокой отражательной способности льда крупные оледенения могли существовать на любых широтах.

Такая возможность вытекает, в частности, из того, что поглощенная радиация в области крупного оледенения у экватора может быть такой же, как поглощенная радиация на полюсе при отсутствии там льдов. Принимая альбедо для безледного Полярного бассейна равным 0,30, найдем, что средняя годовая величина поглощенной радиации на 80° широты равна 7,7 ккал/(см² · мес.). Такая же величина поглощенной радиации будет наблюдаться у экватора при величине альбедо, равной 0,70, что представляет вполне возможную оценку для альбедо в области крупного материкового оледенения.

По приведенной выше схеме можно выполнить расчет среднего широтного распределения температуры при наличии экваториального оледенения.

Будем считать, что это оледенение расположено в широтной зоне вблизи экватора, составляющей 5 % общей площади полушария. При альбедо в этой зоне, равном 0,70, среднее взвешенное значение альбедо планеты понизится на 0,023 по сравнению с безледниковыми условиями и средняя температура земной поверхности будет равна 12°.

Распределение средней годовой температуры на различных широтах, рассчитанное по формуле (9) при коэффициенте $\beta = 0,40$, изображено на рис. 8.

Как видно из этого рисунка, средняя годовая температура в зоне расположения ледника близка к 0°, что свидетельствует о возможности устойчивого существования приэкваториального ледника даже на равнине, лежащей на уровне моря. Очевидно, что части ледника, расположенные выше этого уровня, будут находиться в условиях отрицательных температур. Заслуживает внимания, что температура полюса при этом остается

положительной, так что развитие полярного оледенения не является неизбежным.

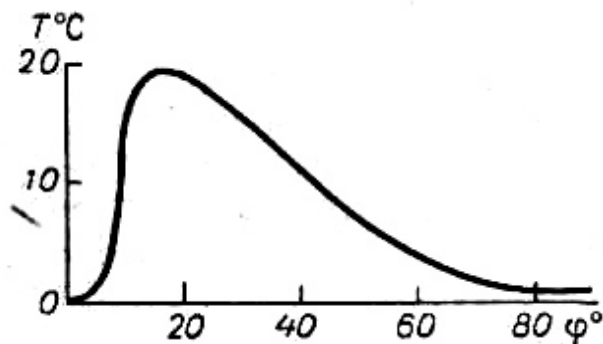


Рис. 8. Распределение температуры при наличии экваториального оледенения.

Заключение о возможности устойчивого существования крупных оледенений в низких широтах не означает отрицания гипотез о перемещении материков и о движении полюсов в соответствующие эпохи. Из этого заключения следует только, что при обсуждении указанных гипотез, имеющих большое значение для правильного понимания прошлого

Земли, нельзя считать неизбежным совпадение центров крупных оледенений с положением полюсов.

Отметим одну закономерность во влиянии вулканической деятельности на термический режим Земли, которая имела существенное значение для длительных периодов времени. Если влияние отдельных извержений на температуру Земли сравнительно невелико вследствие ограниченного количества пыли, попадающего от каждого извержения в атмосферу, то очевидно, что температура Земли будет гораздо сильнее изменяться при совпадении в течение короткого интервала времени многих извержений взрывного типа. Возможность и неизбежность таких совпадений для длительных периодов времени является следствием общих статистических закономерностей.

Если мы будем считать отдельные извержения не зависящими друг от друга, то для расчета вероятности совпадения нескольких извержений в течение заданного интервала времени следует использовать формулу

$$M = m \sqrt{\frac{D}{d}} \quad (10)$$

где M — наибольшее число извержений за интервал времени d , которое может наблюдаться в течение периода времени D ; m — среднее число извержений за интервал времени d в течение периода времени D . Эта формула выражает

зависимость среднего квадратического отклонения случайной величины от интервала осреднения.

За последнее столетие было четыре крупных извержения взрывного типа, что соответствует средней частоте 0,2 извержения в течение пятилетия. Если мы примем такую частоту соответствующей средней для длительных периодов времени, то, считая $d = 100$ годам при $m = 4$, из приведенной выше формулы найдем, что наибольшее число извержений за одно столетие для периода времени в 10 тысяч лет будет достигать 40, а для периода в 100 тысяч лет — 130 (эти цифры округлены). При тех же условиях наибольшее число извержений за пять лет ($d = 5$, $m = 0,2$) будет примерно равно 100 для периода в 1 миллион лет и несколькими сотням для периода в десятки миллионов лет.

Вопрос о возможности применения приведенной выше формулы для оценки числа одновременных извержений при больших периодах времени требует дополнительного обсуждения, так как в этом случае число извержений становится сравнимым с числом существующих сейчас действующих вулканов. Хотя известно, что в эпохи с повышенной вулканической активностью количество действующих вулканов было значительно больше, чем в настоящее время, для целей этого исследования достаточно ограничиться использованием приведенных здесь оценок.

Рассмотрим вопрос, как изменялась температура Земли при совпадении многих вулканических извержений. Если в течение столетия происходило около 100 извержений, то среднее уменьшение прямой радиации в это время было не менее 10—20 %, поскольку скорость поступления пыли в стратосферу за этот период времени была не меньше скорости ее выпадения. В таком случае суммарная радиация уменьшалась на 2—3 %, а средняя температура земной поверхности снижалась на 3—5°.

При совпадении в течение пятилетия нескольких сотен вулканических извержений радиационный режим должен был резко измениться. Расчет по формулам атмосферной оптики показывает, что в этом случае прямая радиация приближалась к нулю, а суммарная радиация уменьшалась более чем на 10 %. Такое уменьшение радиации должно было привести к снижению средней температуры Земли на 10° и более, причем это охлаждение распространялось как на атмосферу, так и в несколько ослабленной форме на верхний слой океанических вод.

При устойчивом климатическом режиме с относительно малой разностью между температурой на полюсах и экваторе, который существовал в мезозойское и третичное время, даже такое большое снижение температуры не могло привести к оледенениям из-за высоких исходных температур в высоких широтах.

Не подлежит сомнению, однако, губительное влияние подобных катастрофических похолоданий на животных и растительность того времени. В этой связи заслуживает внимания согласование вероятной частоты таких катастрофических похолоданий, соответствующей десяткам миллионов лет, с интервалами времени между критическими эпохами геологической истории Земли, в которые происходили резкие изменения в органической природе. Критические эпохи (из которых наиболее известные соответствуют концам пермского, триасового и мелового периодов) разделялись интервалами времени в десятки и сотни миллионов лет, что близко к приведенной выше оценке частоты катастрофических похолоданий.

Заслуживает также внимания то, что критические эпохи, как правило, имели место в моменты значительного усиления процесса горообразования (см. Страхов, 1937). В такие периоды возрастала вулканическая активность и повышалась вероятность осуществления за короткий период времени большого числа извержений.

Таким образом, на фоне медленных изменений климата происходили кратковременные резкие похолодания, обусловленные совпадением многочисленных вулканических извержений. Наиболее крупные из этих похолоданий могли оказывать глубокое влияние на органическую природу Земли.

В заключение следует отметить, что материалы, приведенные в этой работе, подтверждают существенное влияние на изменения климата в прошлом динамики рельефа и вулканической деятельности. Создается впечатление, что учет этих факторов позволяет объяснить многие закономерности изменений климата, которые происходили в течение последних нескольких сотен миллионов лет. Такой вывод не исключает возможности влияния на климат других факторов, особенно на более ранних этапах геологической истории Земли.

5. КЛИМАТ БУДУЩЕГО

Для выяснения климатических условий, которые могут наблюдаться в будущем, следует оценить перспективы естественных изменений климата и определить возможное влияние деятельности человека на климат.

Из изложенных выше соображений следует, что современная нам эпоха является частью ледникового времени, для которого характерна значительная неустойчивость термического режима и ледяного покрова Земли. В связи с этим можно высказать некоторые предположения о вероятных особенностях климатических условий будущего.

Существующее сейчас (конец 60-х годов) количество пыли в атмосфере сравнительно велико, что приводит к заметно пониженным значениям прямой

радиации, приходящей к земной поверхности. Принимая во внимание относительную медленность выпадения пыли, находящейся в стратосфере, и учитывая влияние термической инерции Земли, можно думать, что в ближайшие годы существующая отрицательная аномалия температуры Земли сохранится.

Дальнейшие изменения климатических условий будут существенно зависеть от уровня вулканической активности, причем длительное усиление вулканизма приведет к общему похолоданию и наступанию ледников, а ослабление вулканизма — к потеплению и отступанию ледников.

Для разработки прогнозов ожидаемых изменений климатического режима желательно иметь более детальную информацию о вулканических извержениях, пылевом режиме атмосферы и режиме солнечной радиации. Изучение таких материалов может способствовать выявлению ритмов вулканической активности, имеющих климатообразующее значение, что будет очень важно для предсказания ожидаемых колебаний климата.

Можно полагать, что для периода времени до нескольких столетий естественные колебания климата не могут существенно изменить метеорологический режим нашей планеты. Из приведенных выше физических соображений, а также из материалов по истории климата за последние тысячелетия следует, что на протяжении нескольких столетий заметные колебания климата могут происходить только в высоких широтах, метеорологический режим которых является чувствительным индикатором малых изменений климатообразующих факторов.

Более крупные изменения климата могут иметь место в течение нескольких тысяч или нескольких десятков тысяч лет, что достаточно для появления и исчезновения крупных оледенений, имеющих планетарное значение.

Предполагая, что при очередных усилениях вулканической деятельности возможно развитие оледенений, сравнимых с максимальным четвертичным оледенением, нельзя считать исключенной вероятность достижения одним из следующих оледенений критической широты, после чего наступило бы полное оледенение Земли. Такая возможность была, по-видимому, близка к осуществлению в эпоху наибольшего (рисского) оледенения, когда средняя температура земной поверхности и положение ледяного покрова соответствовали точкам, нанесенным на линиях T_p и φ_0 на рис. 6.

Как видно из этого рисунка, ледяной покров в этих условиях прошел около $3/4$ пути от современной границы льдов до критической широты.

Допуская, что дальнейшая эволюция климата Земли могла бы в естественных условиях привести к полному и устойчивому оледенению

планеты, следует отметить, что влияние деятельности человека на климат делает такое предположение крайне маловероятным.

Хозяйственная деятельность человека уже давно оказывает некоторое влияние на климатические условия.

Впервые это влияние стало проявляться несколько тысяч лет тому назад, когда в связи с развитием земледелия в засушливых районах начало широко применяться искусственное орошение. Распространение земледелия в лесной зоне также приводило к некоторым изменениям климата вследствие вырубки лесов на больших пространствах.

В дальнейшем на климатические условия некоторое влияние оказывало строительство городов, создание новых водоемов и осуществление различных мелиоративных мероприятий, включая лесонасаждение и осушение заболоченных территорий.

Следует отметить, что во всех указанных случаях изменения климатических условий в основном ограничивались изменениями микроклимата, т. е. локальными изменениями метеорологического режима в приземном слое воздуха.

В настоящее время в связи с быстрым развитием промышленности и ростом энерговооруженности возникли перспективы изменения под влиянием хозяйственной деятельности общих климатических условий на обширных территориях.

Для выяснения вопроса о возможном влиянии производства энергии на климат сопоставим показатели этого производства с показателями энергетических ресурсов метеорологических процессов (Будыко, 1962).

Как известно, энергетической базой для всех метеорологических процессов является энергия солнечной радиации. На земную поверхность за год в среднем приходит около 130 ккал/см^2 коротковолновой солнечной радиации, значительная часть которой теряется в связи с отражением от земной поверхности и расходуется на длинноволновое излучение. Разность поглощенной солнечной радиации и эффективного длинноволнового излучения в среднем для поверхности суши за год равна примерно 50 ккал/см^2 (см. «Атлас теплового баланса земного шара», 1963).

Основная часть энергии радиационного баланса расходуется на испарение воды, нагревание атмосферы и другие метеорологические процессы, небольшая доля (меньше 1 %) используется в фотосинтезе зеленых растений и превращается в сравнительно устойчивую форму химической энергии. Эта форма энергии поддерживает существование подавляющего большинства живых организмов, включая человека. Часть солнечной энергии, поглощенной в ходе фотосинтеза, сохраняется длительное время в виде энергии нефти, угля и торфа.

До недавнего времени количество энергии, используемой человеком, было ничтожно мало как по сравнению с ресурсами солнечной энергии, так и по сравнению с энергией, получаемой за счет фотосинтеза. Однако сейчас это положение начинает меняться.

При помощи имеющихся статистических данных (см. «Мирное использование атомной энергии», 1958) можно установить, что в настоящее время количество используемой за год энергии на единицу поверхности в среднем для всей суши равно $0,02$ ккал/см². В районах с плотным населением и с высоким уровнем промышленного развития эта величина значительно больше. Из имеющихся данных можно найти, что в отдельных странах на площадях в десятки тысяч квадратных километров количество используемой энергии достигает 1 ккал/см² · год, а на территории больших городов размером в десятки квадратных километров — сотен ккал/см² · год.

Очевидно, что вся используемая энергия в конечном счете превращается в тепло. Так как основная часть этой энергии получается за счет фотосинтеза, происшедшего в предшествующие эпохи (энергия угля, нефти и т. д.), в наше время она является новым источником тепла, дополнительным по отношению к теплу солнечной радиации. Создаваемое таким путем тепло оказывает некоторое влияние на микроклимат больших городов и даже целых районов, где размещены мощные промышленные установки.

Важное значение имеет то обстоятельство, что количество используемой энергии сейчас быстро возрастает.

В настоящее время ежегодное увеличение используемой во всем мире энергии составляет 4 %, что приводит к удвоению ее количества через каждые 17 лет. Существуют разные точки зрения относительно вероятных темпов увеличения производства энергии в ближайшем будущем. Одни авторы предполагают, что современные темпы увеличения производства будут сохраняться или замедляться, другие допускают, что они могут возрасти до 10% и даже до более высоких значений. Следует думать, что более или менее длительное сохранение существующих темпов роста производства энергии и тем более их увеличение возможно только на основе широкого использования новых источников энергии, в первую очередь атомной.

Нетрудно подсчитать, что при ежегодном увеличении производства энергии на 4 % общее количество вырабатываемой энергии достигнет величины радиационного баланса суши меньше чем через 200 лет. При ежегодном увеличении на 10% этот уровень будет достигнут меньше чем через 100 лет. Такой расчет имеет условный характер, поскольку сейчас трудно оценить, будет ли необходимо для развития промышленности в будущем такое громадное увеличение производства энергии. Если такая необходимость возникнет, то придется разработать специальные методы передачи излишнего

количества тепла в мировое пространство, без чего нельзя будет избежать значительного перегрева земного шара.

Оставляя в стороне вопрос о целесообразности производства количеств энергии, сравнимых с приходом солнечной радиации, следует полагать, что мировое производство энергии в будущем, вероятно, достигнет уровня, который имеется сейчас в наиболее развитых промышленных районах. В таком случае производство дополнительного тепла будет составлять около $1 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ для всей суши или $0,3 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ для планеты в целом. Эта величина составляет только долю процента приходящей солнечной радиации, однако она отнюдь не является незначительной для изменения климата.

Как видно из данных, приведенных в параграфе 3 этой работы, уменьшение радиации на несколько десятых процента приводит к перемещению ледяного покрова в более низкие широты на сотни километров.

Используя методику расчета, изложенную в этом параграфе, можно установить, что увеличение прихода энергии к земной поверхности на несколько десятых процента достаточно для полного исчезновения существующих полярных льдов. В этом случае в умеренных и высоких широтах установятся условия, характерные для теплых межледниковых эпох. По сравнению с современным климатическим режимом резко возрастут температуры воздуха в Арктике, в особенности в зимнее время. Меньшее, но все же значительное потепление распространится на умеренные широты. Одновременно с общим потеплением произойдут и другие изменения климата, включая перераспределения количества выпадающих осадков в целом ряде районов.

После исчезновения морских льдов начнется таяние Гренландского ледника. Хотя процесс разрушения этого ледника будет длительным, однако он неизбежно приведет к некоторому повышению уровня Мирового океана и к затоплению отдельных наиболее низменных прибрежных районов. Аналогичный процесс будет иметь место и в Антарктике, где таяние ледника приведет к еще большему повышению уровня Мирового океана.

Таким образом, в результате уничтожения полярных льдов произойдут изменения гидрометеорологического режима, которые частично будут полезны, частично вредны для человеческой деятельности.

Грандиозный характер этих изменений требует их детального изучения и учета при планировании развития энергетики на ближайшее столетие.

Наряду с оценками возможного влияния на полярные льды роста производства энергии неоднократно обсуждалась перспектива искусственного уничтожения ледяного покрова Арктики с целью изменения климата высоких и умеренных широт северного полушария. Не рассматривая существующих идей о возможных путях воздействия на полярные льды, отметим, что уничтожение

этих льдов, по-видимому, доступно для техники сравнительно близкого будущего. Однако целесообразность уничтожения арктических льдов в результате таких воздействий далеко не ясна.

Следует иметь в виду, что, кроме отмеченных выше общих изменений гидрометеорологического режима, часть которых нанесет ущерб хозяйственной деятельности, даже благоприятное в общем изменение климата холодных областей в сторону потепления потребует полной реконструкции хозяйственной деятельности в этих областях, для чего будут необходимы значительные капиталовложения.

Все это свидетельствует о большой сложности вопроса о целесообразности уничтожения полярных льдов и о необходимости его изучения в специальных исследованиях.

Выводы таких исследований могут включать как обоснование воздействий на полярные льды с целью их растопления, так и заключение о необходимости мероприятий для их временного или длительного сохранения.

В заключение отметим, что в ходе эволюции климата Земли около миллиона лет тому назад возникла неустойчивость климатического режима нашей планеты, в связи с чем стало возможным развитие крупных оледенений.

Это неустойчивое состояние в естественных условиях может закончиться полным оледенением Земли, которое будет иметь устойчивый характер. Такое оледенение было бы в известном смысле концом эволюции климата Земли, а также концом сложной биологической эволюции на этой планете.

Однако современный этап биологической эволюции, связанный с появлением человека, оказывается существенным фактором дальнейшего развития климата, поскольку деятельность человека открывает перспективы глубокого изменения климата в ближайшем будущем.

Таким образом, в наше время естественные изменения климата постепенно заменяются изменениями, создаваемыми и регулируемые человеком.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. 1963. Межведомственный геофизический комитет и ГГО, М.

Будыко М. И. 1948. Тепловой баланс Северного полушария. Труды ГГО, вып. 18.

Будыко М. И. 1961. О термической зональности Земли. Метеорология и гидрология, №11.

Будыко М. И. 1962. Полярные льды и климат. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6.

Будыко М. И. 1966. Возможности изменения климата при воздействии на полярные льды. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеоиздат, Л.

Будыко М. И. 1967. Изменения климата. Метеорология и гидрология, № 11.

Будыко М. И. 1968а. О радиационных факторах изменений климата. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5.

- Будыко М. И. 1968. О происхождении ледниковых эпох. *Метеорология и гидрология*, № 11.
- Будыко М. И., Пивоварова З. И. 1967. Влияние вулканических извержений на приходящую к поверхности земли солнечную радиацию. *Метеорология и гидрология*, № 10.
- Будыко М. И., Юдин М. И. 1960. О колебаниях уровня непроточных озер. *Метеорология и гидрология*, № 8.
- Дроздов О. А., Покровская Т. В. 1961. Об оценке роли случайных вариаций водного баланса в колебании уровня непроточных озер. *Метеорология и гидрология*, № 8.
- Калесник С. В. 1947. Основы общего землеведения. Учпедгиз.
- Лайелл Ч. 1866. Основные начала геологии, т. I и II. Пер. с англ. М.
- Максимов Е. В. 1968. Ритмичность в проявлении вулканической активности. *Советская геология*, № 5.
- Марков К. К. 1960. Палеогеография. Изд. МГУ.
- Мирное использование атомной энергии. 1958. АН СССР, М.
- Пивоварова З. И. 1968. Многолетнее изменение интенсивности солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций. *Труды ГГО*, вып. 233.
- Ракипова Л. Р. 1962. Изменение климата при воздействии на льды Арктики. *Метеорология и гидрология*, № 9.
- Ракипова Л. Р. 1966. Изменение зонального распределения температуры. Сб. «Современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, Л.
- Ронов А. Б. 1959. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. *Геохимия*, № 5.
- Рубинштейн Е. С. 1946. К проблеме изменений климата. *Труды НИУ ГУГМС*, сер. I, вып. 22.
- Савинов С. И. 1913. Наибольшие величины напряжения солнечной радиации по наблюдениям в Павловске с 1892 г. *Изв. Ак. наук*, т. III, № 12—18.
- Синицын В. М. 1967. Введение в палеоклиматологию. «Недра», Л.
- Страхов Н. М. 1937. Историческая геология, т. I, М.
- Шифрин К. С., Минин И. Н. 1957. К теории негоризонтальной видимости. *Труды ГГО*, вып. 68.
- Шифрин К. С., Пятовская Н. П. 1959. Таблицы наклонной дальности видимости и яркости дневного неба. Гидрометеиздат, Л.
- Шифрин К. С., Коломийцев В. Ю., Пятовская Н. П. 1964. Определения потока уходящей коротковолновой радиации с помощью искусственного спутника Земли. *Труды ГГО*, вып. 166.
- Шулейкин В. В. 1941. Физика моря. Изд. 2. АН СССР, М.
- Bowen R. 1966. Paleotemperature analysis. Amsterdam, London, N. Y.
- Brooks C. E. P. 1950. Climate through the ages. London.
- Donn W. L. and Shaw M. 1966. The heat budgets of an ice-free and ice-covered Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, v. 71, No. 4.
- Flohn H. 1961. Man's activity as a factor affecting the climate change. Solar variations, climate change and related geophysical problems. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, v. 95, A 1.
- Flohn H. 1964. Grundfragen der Palaoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. *Geologische Rundschau*, Bd. 54.

- Fuchs V. S. and Patterson T. T. 1947. The relation of volcanicity and orogeny to climate change. Geological Magazine, v. LXXXIV, No. 6.
- Humphreys N. J. 1929. Physics of the air. Second ed. N. Y.
- Kimball H. H. 1918. Volcanic eruptions and solar radiation intensities. Monthly Weather Review, v. 46, No. 8.
- Lamb H. H. 1961. Fundamental of climate. Paleoclimates. Interscience. N. Y.
- Manabe S. and Wetherald R. T. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. J. Atmosph. Sci., v. 24, No. 3.
- Milankovich M. 1930. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Русский перевод: Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата м. ОНТИ, М., 1938.
- Mitchell J. M. 1961. Recent secular changes of global temperature. Solar variations, climatic change and related geophysical problems. Ann. N. Y. Acad. Sci., v. 95, A 1.
- Mitchell J. M. 1963. On the world-wide pattern of secular temperature change. UNESCO, Arid Zone Research, XX.
- Mitchell J. M. 1965. Theoretical paleoclimatology. The Quaternary of the United States. Princeton University Press.
- Opik E. T. 1953. On the causes of paleoclimatic variations and of ice ages in particular. Journ. of Glaciology, v. 2, No. 13.
- Raschke E., Moller F., Bandeen W. 1968. The radiation balance of the earth-atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, ser. B, No. 28.
- Sellers W. D. 1965. Physical climatology. The University of Chicago Press.
- Wexler H. 1953. Radiation balance of the Earth as a factor of climate changes. Climatic change: evidence, causes and effects. Harvard Univ. Press.

Печатается по: М. И. Будыко. Изменения климата. (1969). — Л.: Гидрометеоиздат. 38 с.

ВЛИЯНИЕ ЧЕЛОВЕКА НА КЛИМАТ

М. И. Будыко

В предыдущих работах автора (Климат и жизнь, 1971, Л., Гидрометеиздат, и др.) были изложены результаты применения методов физической климатологии для изучения изменений климата, обусловленных как естественными причинами, так и деятельностью человека.

В данной работе публикуются материалы новых исследований по этой проблеме, в ходе которых были получены некоторые сведения о возможных климатических условиях будущего.

Поскольку механизм современных изменений климата во многом аналогичен механизму климатических изменений, происходивших в прошлом, для выяснения климатических условий будущего необходимо изучить причины колебаний климата, которые имели место ранее. В соответствии с этим в данной работе после обсуждения общих закономерностей генезиса климата рассматриваются вопросы об изменениях его во время четвертичного периода и в течение последнего столетия. Анализ изменений климата в прошлом позволил проверить численную модель термического режима атмосферы, которая затем была использована для оценки климатических условий будущего.

Автор выражает благодарность И. И. Борзенковой, М. А. Васищевой и Л. П. Спириной, которые выполнили ряд трудоемких расчетов для этой работы.

ВВЕДЕНИЕ

Еще в прошлом веке А. И. Воейков установил, что, изменяя состояние земной поверхности, человек во многих случаях оказывает заметное влияние на климат нижнего слоя воздуха (Воейков, 1894 и др.). В дальнейшем изменения климата, вызванные деятельностью человека, изучались многими исследователями, которые показали, что влияние изменений состояния земной поверхности на климат в основном имеет локальный характер и не распространяется на планету в целом.

И последние годы была высказана точка зрения, что процесс изменения климата под влиянием хозяйственной деятельности человека в настоящее время ускорился, что его дальнейшее развитие при определенных условиях может привести к резким изменениям климата на больших территориях и что в не очень отдаленном будущем станет возможным регулирование климата на всей планете (Будыко, 1962).

В 1970—1971 гг. состоялось несколько научных совещаний, на которых обсуждалось влияние деятельности человека на климат.⁵ Эти совещания подтвердили, что перед специалистами в области климатологии стоит ответственная задача оценить, как может измениться климат на обширных территориях под влиянием деятельности человека.

Рассмотрим, в какой мере современная наука о климате подготовлена к решению указанной задачи.

⁵ Два совещания по этой проблеме было проведено за рубежом (июль 1970 г., Вильямстаун; июль 1971 г., Стокгольм). В первом из них участвовали ученые США, во втором — метеорологи и климатологи из 14 стран. По материалам этих совещаний были подготовлены монографии (Man's Impact on the Global Environment, 1970; Inadvertent Climate Modification, 1971), посвященные указанной проблеме. Большое внимание вопросу о влиянии деятельности человека на климат было уделено на Международном симпозиуме по физической и динамической климатологии в Ленинграде (август 1971 г.).

Очевидно, что для выяснения влияния деятельности человека на климат недостаточно традиционных методов климатологии, имеющих целью описание метеорологического режима по материалам наблюдений на сети станций. Эти методы можно применять для оценки локальных изменений климата, которые имеют место в результате уже осуществленных хозяйственных мероприятий. Но и в этом случае для выяснения механизма происходящих изменений климата необходимо использовать физические методы исследований.

Еще большее значение физические методы приобретают при изучении глобальных изменений климата, которые могут произойти в будущем и тенденции которых либо совсем не обнаруживаются по материалам современных метеорологических наблюдений, либо проявляются в сравнительно слабой форме.

Можно думать, что оценка предстоящих изменений климата на больших территориях возможна только при помощи методов, основанных на учете физических закономерностей крупномасштабных процессов в атмосфере, гидросфере и на земной поверхности.

Хотя основы физической климатологии были заложены еще в прошлом веке в работах А. И. Воейкова и некоторых его современников, развитие этого раздела климатологии ускорилось главным образом в течение последних десятилетий, когда было начато широкое использование теоретических методов для изучения закономерностей метеорологического режима.

Главной задачей физической климатологии является разработка теории климата, имеющей целью выяснить закономерности метеорологического режима методом физической дедукции, т. е. на основе общих физических законов. Следуя недавно опубликованному обзору (Inadvertent Climate Modification, 1971), существующие теории климата можно разделить на четыре группы.

1. Теории, относящиеся к планете в целом, т. е. не рассматривающие изменений метеорологического режима по широте и долготе.
2. Полуэмпирические теории, включающие наряду с точными физическими соотношениями некоторые эмпирические зависимости.
3. Динамико-статистические теории, в которых методы физического анализа применяются для численного моделирования средних полей метеорологических элементов.
4. Численные модели, позволяющие исследовать наряду со средними полями метеорологических элементов их изменчивость за периоды времени порядка нескольких дней.

Различные теории климата отличаются одна от другой степенью полноты учета факторов, влияющих на климат. В ряде моделей для упрощения решаемых

задач отдельные климатообразующие процессы не принимаются во внимание. В других случаях значения некоторых метеорологических элементов, которые могут быть найдены в общей теории климата, задаются по данным наблюдений.

Все без исключения современные теории климата используют наряду с теоретическими методами физической метеорологии эмпирические материалы, получаемые в результате наблюдений. Значения этих материалов для разных теорий существенно различаются. Авторы более общих численных моделей стремятся ограничиться использованием эмпирических значений таких параметров, которые для определенных интервалов условий можно считать постоянными, как, например, альбедо, излучающая способность различных поверхностей и другие. В полуэмпирические модели наряду с указанными параметрами включаются связи между отдельными элементами климата, которые обоснованы данными наблюдений.

Большое значение для полуэмпирических теорий климата имеют материалы, полученные в работах по тепловому и водному балансам земной поверхности и атмосферы. В этих работах для исследования процессов теплообмена и влагооборота использованы материалы актинометрических, аэрологических и гидрологических наблюдений, данные наблюдений на сети наземных метеорологических станций, результаты различных экспедиционных исследований.

В работах последних десятилетий были получены обширные материалы о составляющих теплового и водного балансов, включающие два мировых атласа теплового баланса (Атлас теплового баланса, 1955; Атлас теплового баланса земного шара, 1963). Следует отметить, что наряду с полуэмпирическими моделями во многих современных исследованиях в области общей теории климата широко используются материалы по тепловому и водному балансам. Эти материалы применяются в ряде работ по теории климата для обоснования принимаемых упрощений, формулировки граничных условий решаемых задач и проверки получаемых результатов.

Успехи, достигнутые в последние годы в работах по теории климата, открывают возможности объяснения закономерностей формирования климата, включая закономерности изменений климата как под влиянием естественных причин, так и в результате деятельности человека.

Первые шаги в применении методов физической климатологии для изучения изменений климата сделали Милапкович (Milankovitch, 1930 и др.) и Хемфрис (Humphreys, 1940 и др.). В своих работах для исследования изменений климата они использовали численные модели, в результате применения которых были получены выводы, частично сохранившие свое значение до настоящего времени.

В дальнейшем значительный вклад в это направление исследований внесли Бернар (Bernard, 1963); Флен (Flohn, 1964 и др.), Лем (Lamb, 1970 и др.), Манабе (Manabe, 1970 и др.), Митчелл (Mitchell, 1965 и др.) и другие.

При изучении физического механизма изменений климата необходимо выделить основные факторы, определяющие генезис климатов Земли. Как известно, климатические условия на нашей планете зависят от солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы, строения земной поверхности, физических и химических свойств атмосферного воздуха и вод гидросферы.

С общей точки зрения, параметры, характеризующие физическое состояние вод океанов и континентального ледяного покрова, не являются внешними по отношению к климату факторами. Эти параметры могут, однако, быть связаны не только с климатическими условиями данной эпохи, но и с метеорологическим режимом прошлого из-за большой термической инерции океанических вод и континентальных оледенений.

Для понимания закономерностей формирования климата большое значение имеет вопрос, является ли современный климат единственно возможным для нашей эпохи или же могут быть и другие варианты климата, существенно отличающиеся от наблюдаемого.

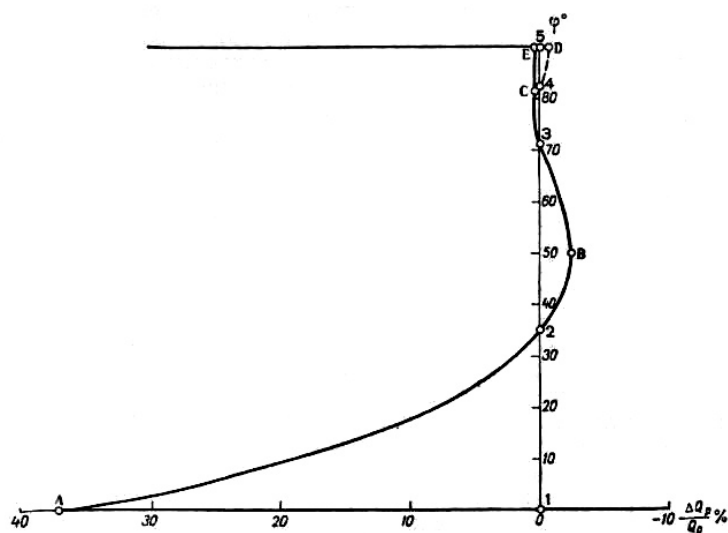


Рис. 1. Зависимость средней широтной границы ледяного покрова от величины солнечной радиации.

Рассмотрение этого вопроса показывает, что при современных условиях могут существовать несколько резко различающихся типов климатов.

Схема, иллюстрирующая возможные варианты климата, представлена на рис. 1. По горизонтальной оси отложены изменения притока энергии к внешней границе атмосферы (в процентах от солнечной постоянной),

а по вертикальной оси — средняя широта границы полярного ледяного покрова в северном полушарии.

Точка 3 на этом графике соответствует наблюдаемому сейчас типу климата со средней границей ледяного покрова, близкой к 72° с. ш.

Как установлено в ряде работ, 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 («белой Земли»).⁶

Устойчивость такого режима объясняется очень большим альбедо поверхности, покрытой снегом и льдом. Как показывают данные наблюдений, для больших оледенений альбедо земной поверхности повышается до 0,7—0,9, а альбедо системы Земля — атмосфера до 0,6—0,8.

Очевидно, что при изменении планетарного альбедо Земли от существующего сейчас значения, близкого к 0,3, до указанных выше величин поглощенная Землей радиация уменьшается в 2—3 раза, что резко снижает температуру земной поверхности. 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, позволяющей рассчитать температуру земной поверхности с погрешностью не более нескольких десятков градусов.

Следовательно, для существующего прихода солнечной радиации возможен режим полного оледенения Земли, обозначенный на рис. 1 точкой 1. Такой режим возможен также при приходе радиации, меньшем современного (что изображено на рисунке линией, уходящей по горизонтальной оси координат вправо от точки 1), и при увеличении прихода радиации до значения больше современного, вплоть до величины, которая 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 рис. 1 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.

⁶ Простая модель, иллюстрирующая возможность существования «белой Земли» (Будыко, 1962а), вероятно, но является первым обоснованием указанной гипотезы.

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 наступление льдов.

В соответствии с этой закономерностью линия, идущая от точки А к точке 3, должна приближаться к пои точке справа, 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 вторым вариантом частичного оледенения Земли, с большей площадью ледяного покрова по сравнению с наблюдаемым сейчас климатическим режимом.

После пересечения вертикальной оси в точке 3 линия, характеризующая режимы частичного оледенения, должна при некотором значении прихода радиации, превышающем его современную величину, достигнуть горизонтальной линии, соответствующей безледному режиму (точка Е). От точки Е линия, соответствующая дальнейшему увеличению радиации, превращается в горизонтальную прямую, уходящую влево.

В ряде работ (Будыко, 1961, 1962а и др.; Ракипова, 1962, 1966; Donn and Shaw, 1966 и др.) 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 конце вертикальной оси графика (точка 5), причем в этом случае линия, характеризующая режимы частичных оледенений, должна достигать горизонтальной линии, соответствующей безледному режиму, не слева от конца вертикальной оси, а справа. 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 точку 5 как горизонтальная прямая, что требует пересечения этой линией вертикальной оси по крайней мере еще в одной точке (точка 4). 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.

Зависимость режима оледенения от прихода солнечной радиации для этого случая представлена на рис. 1 пунктирной линией.

Приведенные выше соображения, из которых вытекает вывод о возможности существования в современную эпоху нескольких вариантов климата, не являются строгими и дают только качественное представление о факторах, определяющих климатические условия на нашей планете.

Для того чтобы найти в количественной форме зависимость, представленную на рис. 1, следует использовать численную модель термического режима атмосферы, включающую учет прямой и обратной связи поля температуры воздуха и полярных оледенений. Такие модели разработаны пока еще только в рамках полуэмпирических теорий климата, к рассмотрению которых мы переходим.

1. ПОЛУЭМПИРИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Как указано выше, построение полуэмпирических теорий климата сделалось возможным в результате исследований теплового и водного балансов Земли. В ходе этих исследований были найдены пространственные распределения основных составляющих теплового и водного балансов земной поверхности и атмосферы и установлены связи членов балансов с различными метеорологическими элементами.

Рассмотрим простую численную модель термического режима атмосферы (Будыко, 1968), основанную на использовании уравнения теплового баланса системы Земля—атмосфера в форме

$$Q(1 - \alpha) - I = C, \quad (1)$$

где Q — солнечная радиация на внешней границе атмосферы; α — альbedo системы Земля—атмосфера; I — длинноволновое уходящее излучение на внешней границе атмосферы; C — суммарный приток тепла, обусловленный горизонтальными движениями в атмосфере и гидросфере.

Для определения величины I используется соотношение

$$I = a + bT - (a_1 + b_1T)n, \quad (2)$$

где T — температура у земной поверхности в градусах Цельсия; n — облачность в долях единицы; a, b, a_1, b_1 — размерные коэффициенты.

Величина C для средних широтных условий определяется по эмпирической формуле

$$C = \beta(T - T_p), \quad (3)$$

где T_p — средняя планетарная температура у земной поверхности; (β — размерный коэффициент.

Формулы (2) и (3) найдены в результате обобщения большого эмпирического материала. Первая из них получена по данным расчетов средних месячных величин излучения на внешней границе атмосферы, выполненных при подготовке Атласа теплового баланса земного шара (1963). Эти данные относились к каждому месяцу года для 260 пунктов, равномерно расположенных на поверхности земного шара.

Таким образом, формула (2) построена по данным, характеризующим все разнообразие климатических условий на нашей планете. Среднее квадратичное отклонение результатов расчета по этой формуле от исходных данных составляет менее 5 % величины уходящего излучения.

Отметим, что формула (2) для безоблачных условий совпадает с аналогичной зависимостью, теоретически найденной Манабе и Везеролдом (Manabe and Wetherald, 1967).

Формула (3) получена в результате сопоставления величин меридионального перераспределения тепла в атмосфере и гидросфере, найденных по материалам о тепловом балансе, с отклонениями средних широтных температур воздуха у земной поверхности от их среднего глобального значения. Указанные величины оказались тесно связанными (коэффициент корреляции 0,99). Заслуживает внимания тот факт, что, как показал проведенный анализ, такая связь существует не только для средних годовых условий, но и для условий отдельных месяцев или сезонов.

Учитывая, что для планеты в целом $C = 0$, найдем из формул (1) — (3)

$$T_p = \frac{1}{b-b_{1n}} [Q_p(1 - \alpha_p) - a + a_1 n] \quad (4)$$

(где Q_p и α_p относятся к планете в целом) и

$$T = \frac{1}{\beta + b - b_{1n}} [Q(1 - \alpha) - a + a_1 n + \beta T_p]. \quad (5)$$

По формулам (4) и (5) можно рассчитать распределение средних широтных температур воздуха у земной поверхности как при современном значении солнечной постоянной, так и при ее измененных величинах.

Такой расчет для современных условий был выполнен в двух вариантах. В одном случае значения альбедо широтных зон задавались по данным спутниковых наблюдений, в другом были использованы только два средних значения альбедо, соответствующие безледному режиму и наличию ледяного покрова. В обоих случаях результаты расчетов оказались близко совпадающими с данными наблюдений (Будыко, 1971).

Так как при изменении термического режима положение полярных льдов меняется, для учета их влияния на температуру воздуха можно предположить, что граница льдов соответствует определенной температуре у земной поверхности. Учитывая эмпирические данные о положении снеговой линии в горах на различных широтах, можно найти, что такая средняя годовая температура во внетропических широтах приблизительно равна -9° , а в тропиках постепенно повышается, достигая у экватора -1° .

В зоне, где температура ниже указанного значения, альbedo системы Земля—атмосфера должно соответствовать величине, характерной для области с постоянным снежным покровом. В ряде расчетов, выполненных по данным наблюдений, такая величина принималась равной 0,62.

Используя формулы (4) и (5) и принимая во внимание зависимость изменений альbedo от широты для безледных районов по данным спутниковых наблюдений, можно при помощи метода последовательных приближений рассчитать положение средней границы оледенения для различных значений $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ (ΔQ_p — разность значения изменяющейся солнечной постоянной и ее современной величины), выраженных в процентах.

Результат соответствующего расчета для северного полушария представлен на рис. 1 в виде жирной линии, которая пересекает вертикальную ось в точках 1, 2 и 3. Как видно, форма этой линии хорошо соответствует высказанным выше общим соображениям.

Отметим, что при расчете положения границы полярных оледенений мы пренебрегли взаимодействием между термическими условиями северного и южного полушарий. Такое предположение для средних годовых условий означает допущение об аналогичном изменении границ оледенений в обоих полушариях.

Выполненные расчеты показали, что, если при применении изложенной выше модели термического режима принять во внимание теплообмен между северным и южным полушариями и допустить, что при изменении границы льдов в северном полушарии в южном эта граница останется постоянной, положение линии на рис. 1 несколько изменится, но все ее основные особенности сохранятся.

В ранее выполненных работах (Будыко, 1968 и др.) была рассчитана и представлена в графической форме часть зависимости между притоком солнечной энергии и границей ледяного покрова, соответствующая случаю уменьшения притока солнечной радиации при перемещении границы льдов к экватору от ее современного положения до критической широты, после чего становится возможным распространение ледяного покрова до экватора.

Соответствующая часть линии (отрезок $ЗВ$) на ранее построенном графике (Будыко, 1968) немного отличается от такого же отрезка на рис. 1, поскольку в предыдущем расчете не учитывались изменения с широтой средних величин альbedo в зоне, свободной от ледяного покрова. Учет этих изменений, связанных главным образом с широтными изменениями облачности, мало изменяет форму рассматриваемой зависимости.

Это заключение еще раз подтверждает ранее сделанный вывод о том, что изменения облачности во многих случаях оказывают малое влияние на термический режим у земной поверхности, так как увеличение альbedo при росте облачности компенсируется уменьшением уходящего длинноволнового излучения (Будыко, 1971).

Рассматривая зависимость, изображенную на рис. 1, следует иметь в виду, что она относится к стационарному состоянию, т. е. к состоянию, когда достигнуто соответствие между положением ледяного покрова в обоих полушариях и термическим режимом атмосферы и гидросферы. Для нестационарных условий, когда такого соответствия не имеется, линия, изображающая режимы оледенений на этом рисунке, будет заменена семейством линий, зависящих не только от современных климатических условий, но и от метеорологического режима прошлого.

Зависимость, представленная на рис. 1, имеет большое значение для понимания закономерностей климатических условий, которые следует учитывать при изучении изменений климата как в результате естественных причин, так и в связи с деятельностью человека. Анализируя кривую, изображенную на этом рисунке, можно заключить, что не все климатические режимы, соответствующие этой кривой, являются устойчивыми.

Очевидно, что режимы полного оледенения планеты и полного отсутствия льдов, изображенные на рис. 1 горизонтальными линиями, являются устойчивыми.

Вопрос об устойчивости режимов частичного оледенения, изображенных линией AE , более сложен.

Можно думать, что из этих режимов устойчивы только те, для которых форма зависимости, представленной на рис. 1, соответствует условию: малое увеличение прихода радиации уменьшает площадь оледенения, а малое уменьшение прихода радиации увеличивает эту площадь. В том случае, когда величина оледенения изменяется независимо от прихода радиации, режим нельзя считать устойчивым. Если же зависимость между этими величинами для участка кривой AE имеет обратный характер, то следует считать, что малое увеличение радиации приведет к переходу от данного состояния к режиму с существенно меньшим оледенением (или его отсутствием), характеризуемым другой частью линии возможных режимов. Малое уменьшение радиации в этом

случае также приведет к переходу от данного режима к существенно отличному режиму, с большим оледенением.

Таким образом, режимы частичного оледенения с широтой, меньшей критической (обозначенной точкой B), неустойчивы.

Не вполне ясен вопрос об устойчивости режимов с малой площадью оледенения, где соответствующая часть кривой AE приближается к вертикальной прямой. Возможно, что точность расчетов при применении использованной модели для этих условий недостаточна для выяснения указанного вопроса.

Если принять гипотезу о возможности безледного режима в Арктике при современном притоке тепла, то условия частичного оледенения, соответствующие отрезку кривой CD , будут неустойчивыми, тогда как линия DE будет характеризовать устойчивые состояния (следует иметь в виду, что пунктирная линия CE не вытекает из использованной модели и построена на основании качественных соображений).

Отметим, что зависимость, представленная на рис. 1, показывает, что для радикального изменения климата вовсе не требуется (как это часто думали раньше) изменений притока энергии к земной поверхности, сравнимых по величине с солнечной постоянной. Уменьшение прихода энергии приблизительно на 2 % от существующего значения может вызвать полное оледенение Земли, увеличение этого притока на несколько десятых процента приведет к таянию полярных льдов, т. е. также к значительному изменению климата в высоких и умеренных широтах.

Таким образом, современный климат оказывается в высокой степени чувствительным к малым изменениям климатообразующих факторов.

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 (Будыко, Васищева, 1971), в которой уравнение теплового баланса системы Земля — атмосфера использовано в форме

$$Q_T(1 - \alpha_T) - I_T = C_T + B, \quad (6)$$

$$Q_X(1 - \alpha_X) - I_X = C_X - B, \quad (7)$$

где B — приход или расход тепла из-за охлаждения или нагревания системы Земля — атмосфера, который определяется в основном процессом охлаждения или нагревания океана. Здесь и ниже величины, относящиеся к теплоте и холодному полугодиям, обозначены индексами «Т» и «Х» соответственно.

Для определения членов I и C используем формулы (2) и (3). Величину B найдем при помощи соотношения

$$B = s\gamma(T_{wT} - T_{wX}), \quad (8)$$

где T_w — средняя широтная температура поверхности океанических вод для холодного и теплого полугодий; s — отношение площади океанов в данной широтной зоне к общей площади широтной зоны; γ — размерный коэффициент.

Для вычисления температуры поверхности океанов используем уравнение теплового баланса поверхности океана в форме

$$R_{wT} = LE_T + P_T + \frac{B}{s}, \quad (9)$$

$$R_{wX} = LE_X + P_X + \frac{B}{s} + B_1, \quad (10)$$

где R_w — радиационный баланс поверхности океана; LE — затрата тепла на испарение; P — турбулентный поток тепла между поверхностью океана и атмосферой; B_1 — перенос тепла морскими течениями.

Для определения величин LE , P и B_1 применим приближенные соотношения

$$LE = fT_w, \quad (11)$$

$$P = c(T_w - T), \quad (12)$$

$$B_1 = \beta'(T_x - T_p), \quad (13)$$

где T_w — температура поверхности океанических вод в градусах Цельсия.

Приближенные формулы (8), (11) и (12) получены в результате упрощения уравнений, описывающих процессы теплообмена в верхних слоях океана и на его поверхности. Формула (13) найдена методом, аналогичным использованному при получении формулы (3).

При выводе равенства (11) была использована следующая схематизация. Известная формула для испарения с поверхности океана

$$E = A(V)(q_w - q)$$

(q_w — влажность на поверхности раздела океан — атмосфера, равная ее насыщающему значению при температуре поверхности океана, q — влажность воздуха, $A(V)$ — коэффициент, зависящий от скорости ветра, характеризующий диффузию водяного пара в приводном слое) для приближенных расчетов была несколько упрощена. Если пренебречь зависимостью коэффициента A от скорости ветра V и отклонениями q/q_w от средней величины, то, используя соотношение между насыщающим

значением влажности и температурой можно получить приближенное соотношение (11).

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 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/(мес·см²) имеют следующие значения: $a = 14,0$; $b = 0,14$; $a_1 = 3,0$; $b_1 = 0,10$; $\gamma = 3,0$; $f = 0,4$; $\beta_T = 0,22$; $\beta_x = 0,27$ 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 $0,20$ для южного полушария; $c = 0,84$.

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

$$T_T = \frac{Q_T(1 - \alpha_T) - a + a_1 n_T + \beta_T T_{p1} - \frac{\gamma S}{f + c + 2\gamma} (R_{wT} - R_{wx} - \beta' T_{p2})}{b - b_1 n_T + \beta_T + \frac{\gamma S c}{f + c + 2\gamma} - \frac{\gamma S (\beta' - c)(b - b_1 n_T + \beta_T)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_x + \beta_x)}} - \quad (14)$$

$$\frac{\frac{\gamma S (\beta' - c)}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_T(1 - \alpha_T) + Q_x(1 - \alpha_x) - 2a + a_1 n_T + a_1 n_x + \beta_T T_{p1} + \beta_x T_{p2}}{b - b_1 n_x + \beta_x} \right]}{b - b_1 n_T + \beta_T + \frac{\gamma S c}{f + c + 2\gamma} - \frac{\gamma S (\beta' - c)(b - b_1 n_T + \beta_T)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_x + \beta_x)}} +$$

$$T_x = \frac{Q_x(1 - \alpha_x) - a + a_1 n_x + \beta_x T_{p2} + \frac{\gamma S}{f + c + 2\gamma} (R_{wT} - R_{wx} - \beta' T_{p2})}{b - b_1 n_x + \beta_x + \frac{\gamma S (c - \beta')}{f + c + 2\gamma} - \frac{\gamma S c (b - b_1 n_x + \beta_x)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_T + \beta_T)}} +$$

$$+ \frac{\frac{\gamma S c}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_T(1 - \alpha_T) + Q_x(1 - \alpha_x) - 2a + a_1 n_T + a_1 n_x + \beta_T T_{p1} + \beta_x T_{p2}}{b - b_1 n_T + \beta_T} \right]}{b - b_1 n_x + \beta_x + \frac{\gamma S (c - \beta')}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma S c (b - b_1 n_x + \beta_x)}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_T + \beta_T)}} \quad (15)$$

В этих и последующих формулах индекс «*p*» при величинах T , Q , n , α , R , s означает, что величины относятся к планете в целом, индекс «1» — к теплому полугодю северного полушария и к холодному полугодю южного полушария, индекс «2» — к холодному полугодю северного полушария и к теплому полугодю южного полушария.

Формулы (14) и (15) можно использовать также для расчета средних широтных температур в южном полушарии, считая 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 (14) и (15) 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

$$T_T = \frac{Q_T(1 - \alpha_T) - a + a_1 n_T + \beta_T T_{p1} - lh}{b - b_1 n_T + \beta_T} \quad (16)$$

$$T_x = \frac{Q_x(1 - \alpha_x) - a + a_1 n_x + \beta_x T_{p2} + lh}{b - b_1 n_x + \beta_x} \quad (17)$$

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/(мес·см²).

Для определения средних планетарных температур используем формулы, которые можно получить из (14) и (15), принимая во внимание, что для планеты в целом меридиональный теплообмен равен нулю:

$$T_{p1} = \frac{Q_{p1}(1 - \alpha_{p1}) - a + a_1 n_{p1} - \frac{\gamma S_p}{f + c + 2\gamma}(R_{wp1} - R_{wp2})}{b - b_1 n_{p1} + \frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma S_p c(b - b_1 n_{p1})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p2})}} + \frac{\frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{p1}(1 - \alpha_{p1}) + Q_{p2}(1 - \alpha_{p2}) - 2a + a_1 n_{p1} + a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p2}} \right]}{b - b_1 n_{p1} + \frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma S_p c(b - b_1 n_{p1})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p2})}} \quad (18)$$

$$T_{p2} = \frac{Q_{p2}(1 - \alpha_{p2}) - a + a_1 n_{p2} - \frac{\gamma S_p}{f + c + 2\gamma} (R_{wp1} - R_{wp2})}{b - b_1 n_{p2} + \frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma S_p c (b - b_1 n_{p2})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p1})}} +$$

$$+ \frac{\frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} \left[\frac{Q_{p1}(1 - \alpha_{p1}) + Q_{p2}(1 - \alpha_{p2}) - 2a + a_1 n_{p1} + a_1 n_{p2}}{b - b_1 n_{p1}} \right]}{b - b_1 n_{p2} + \frac{\gamma S_p c}{f + c + 2\gamma} + \frac{\gamma S_p c (b - b_1 n_{p2})}{(f + c + 2\gamma)(b - b_1 n_{p1})}} \quad (19)$$

Применяя формулы (14)—(17), можно рассчитать распределение средних широтных температур для каждого полугодия.

В таком расчете было принято, что граница полярных льдов соответствует средней широтной температуре теплого полугодия, равной -1° . Для зоны полярных льдов альbedo системы Земля — атмосфера считалось равным 0,62 для северного полушария и 0,72 для южного. Альbedo широтных зон, где постоянные снежный и ледяной покровы отсутствуют, определялось по данным табл. 1. Указанные в таблице значения альbedo получены по материалам спутниковых наблюдений (Raschke, Moller, Vandeen, 1968 и др.).

Таблица 1

Альbedo широтных зон

| Полугодие | Северная широта, град. | | | | | | |
|-----------|------------------------|------|------|------|------|------|------|
| | 65 | 55 | 45 | 35 | 25 | 15 | 5 |
| Первое | 0,49 | 0,40 | 0,35 | 0,29 | 0,27 | 0,27 | 0,29 |
| Второе | 0,54 | 0,48 | 0,45 | 0,40 | 0,30 | 0,25 | 0,26 |
| Полугодие | Южная широта, град. | | | | | | |
| | 5 | 15 | 25 | 35 | 45 | 55 | |
| Первое | 0,25 | 0,25 | 0,29 | 0,40 | 0,46 | 0,53 | |
| Второе | 0,27 | 0,26 | 0,28 | 0,32 | 0,41 | 0,49 | |

При определении суммы радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы, поток радиации, падающей на элемент поверхности, перпендикулярный солнечному лучу, считался равным 1,92 кал/(см²·мин) («метеорологическая солнечная постоянная»). Средние широтные величины радиационного баланса поверхности океана были взяты из Атласа теплового баланса земного шара (1963).

Результаты выполненного расчета представлены на рис. 2. 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—2 °С.

Изложенную здесь модель распределения средней широтной температуры для различных сезонов, так же как и модель для средних годовых условий, можно использовать в исследовании генезиса климата. Рассчитанная при использовании этой модели зависимость между средней широтой полярного оледенения и приходом радиации оказалась сходной с зависимостью, полученной при применении модели для средних годовых условий, которая изображена на рис. 1.

Применение этой модели, так же как и модели для средних годовых условий, приводит к выводу, что для разрушения полярных льдов достаточно очень малого увеличения радиации, не превышающего нескольких десятых процента. Так как указанные модели относятся к стационарным условиям, следует думать, что такое увеличение радиации должно быть весьма длительным — порядка сотен или тысяч лет.

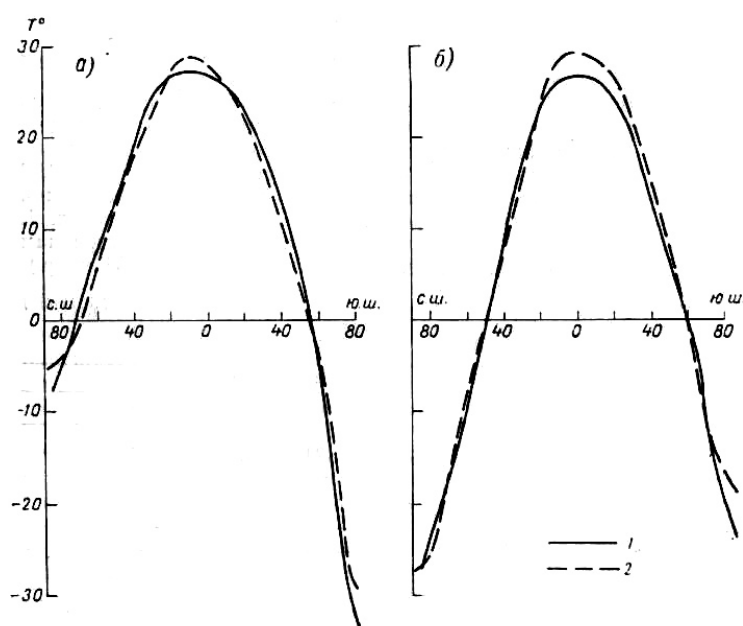


Рис. 2. Распределение средних широтных температур воздуха.

а — первое полугодие, б — второе полугодие;

1 — данные наблюдений, 2 — результаты расчетов.

Отметим, что точность расчетов по этим моделям (особенно по модели для различных сезонов) для малых площадей полярных льдов, когда их положение зависит от очень небольших вариаций климатообразующих факторов, по-видимому, недостаточна. В связи с этим из таких расчетов трудно получить однозначное заключение о возможности существования безледного режима в Арктике в современную эпоху (более подробное обсуждение вопроса

о безледном режиме Арктики приводится в других работах автора — Будыко, 1971 и др.).

2. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Так как все существующие численные модели климата имеют приближенный характер, то до их использования в расчетах влияния деятельности человека на климат желательно проверить эти модели по эмпирическим данным.

Большое значение для проверки указанных моделей имеют материалы по естественным изменениям климата, происходившим как в геологическом прошлом, так и в современную эпоху. Следует думать, что модель, которая может количественно объяснить естественные изменения климата, позволит получить достоверные результаты при оценке влияния хозяйственной деятельности человека на климатические условия.

Как известно, характерной чертой последнего (четвертичного) геологического периода была большая изменчивость климатических условий в умеренных и высоких широтах. Палеогеографические данные показывают, что температура воздуха в этих широтах временами значительно снижалась, что сопровождалось развитием ледяных покровов, занимавших большие пространства на суше и океанах. В периоды потеплений ледяные покровы отступали в высокие широты и, возможно, полностью исчезали.

Вопрос о причинах четвертичных оледенений обсуждался в многочисленных исследованиях, в которых были предложены различные гипотезы для объяснения этого явления.

Трудность выяснения причин развития оледенений заключалась в том, что в течение четвертичного периода больших изменений внешних климатообразующих факторов, по-видимому, не происходило. Предположения некоторых авторов о том, что в это время значительно изменилась солнечная постоянная или другие факторы, существенно влияющие на климат, не имеют достаточного обоснования. Можно считать несомненным влияние на изменение климата четвертичного времени только двух факторов.

Первый из них — изменение 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.

Второй фактор — колебания прозрачности атмосферы из-за изменения в ней количества пыли, обусловленные главным образом вулканической деятельностью. Такие колебания несколько изменяют величину радиации, приходящей к земной поверхности. По материалам современных актинометрических наблюдений можно оценить порядок их величин; некоторое представление об изменениях прозрачности атмосферы в прошлом можно получить из геологических данных о вулканической активности в различные эпохи.

Следует отметить, что вопрос о влиянии этих двух факторов на режим оледенений до последнего времени оставался неясным. Принимая во внимание, что указанные факторы могут изменить радиационный режим Земли только в ограниченной степени, многие авторы выражали сомнение в отношении возможности их влияния на развитие оледенений.

Для выяснения этого вопроса необходимо использовать численную модель, позволяющую рассчитать положение ледяных покровов в зависимости от внешних климатообразующих условий.

Рассмотрим сначала вопрос о влиянии изменения астрономических факторов на климат.

Предположение о том, что такие изменения могли привести к развитию оледенений, было высказано в первой половине прошлого века Адемаром. Впоследствии этот вопрос изучался в ряде исследований, из которых особого внимания заслуживают работы Миланковича (Milankovich, 1930 и др.). Миланкович отметил хорошее согласование времен развития оледенений с периодами снижения радиации в теплое время года в зоне умеренных и высоких широт.

Численная модель термического режима атмосферы, предложенная Миланковичем, позволила оценить изменения температуры на различных широтах при изменениях радиации. Однако эта модель не учитывала влияния на распределение температуры многих процессов, включая циркуляцию в атмосфере и гидросфере, в связи с чем найденные Миланковичем изменения температуры были недостаточно достоверны. По этой причине до последнего времени ряд исследователей отрицал возможность влияния астрономических факторов на четвертичные оледенения.

В работе автора (Будыко, 1968) для выяснения этого вопроса была использована изложенная выше 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 на величину около 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 предыдущем разделе модель, описывающая распределение средней широтной температуры для различных сезонов.

Следует отметить, что, как видно из структуры 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 эффективно использовать данную модель для изучения изменений климата.

При применении этой модели был выполнен основанный на методе последовательных приближений 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 альбедо от границы полярных льдов

$$\Delta\alpha_p = \frac{Q_{лс}\Delta L_{лс}}{Q_p L_0} (\alpha_{пс} - \alpha_{пс}) + \frac{Q_{лю}\Delta L_{лю}}{Q_p L_0} (\alpha_{пю} - \alpha_{лю}), \quad (20)$$

где $\Delta\alpha_p$ — изменение величины планетарного альбедо 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; $\alpha_{п}$ — альбедо зоны, занятой полярными льдами; $\alpha_{л}$ — альбедо зоны, на которую распространяется оледенение в результате изменений радиации при отсутствии в ней льдов; $Q_{л}$ — радиация в зоне, на которую распространяется оледенение и площадь которой равна $L_{л}$; Q_p — 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. 2.

Таблица 2

Изменения климата в эпохи оледенений

| Время, тыс. лет до 1800 г. н. э. | $\Delta\varphi_c^\circ$ | $\Delta\varphi_{ю}^\circ$ | ΔT° |
|-------------------------------------|-------------------------|---------------------------|------------------|
| 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 1) | 12 | -4 | -7,1 |

Примечание. $\Delta\varphi_c^\circ$ — уменьшение средней широты границы полярных льдов в северном полушарии по сравнению с ее современным положением, $\Delta\varphi_{ю}^\circ$ — уменьшение средней широты границы полярных льдов в южном полушарии по сравнению с ее современным положением, ΔT — изменение средней температуры теплого полугодия на 65° с. ш.

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 планетарная температура колеблется сравнительно мало, она снижается по сравнению с современной температурой не более чем на 1°C . Однако такое 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° .

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. Очевидно, что при наличии континентальных оледенений значительной мощности снижение температуры на уровне поверхности льдов будет больше указанной величины.

Представляет интерес сопоставление результатов, включенных в табл. 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. Легко понять, что в действительности развитие ледяных покровов происходило довольно медленно и, по-видимому, 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 сопоставления полученных результатов с эмпирическими данными связана с отсутствием точных датировок четвертичных оледенений. Указанное в таблице соответствие определенных моментов изменения радиационного режима главным эпохам двух последних оледенений совпадает с точкой зрения, принятой Миланковичем, которая разделяется не всеми исследователями четвертичных оледенений.

Другая трудность 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 значение средней широты, до которой доходил ледяной покров в северном полушарии, хорошо согласуется с эмпирическими данными. Так, например, в работе Лема (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 Лемом.

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. 3 с вычисленными изменениями широты границы северных полярных льдов для эпох Рисс I, Рисс II, Вюрм I, Вюрм II и 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 рис. 3, между рассматриваемыми величинами имеется определенная связь, что свидетельствует о возможности расчетным методом правильно оценить сравнительные характеристики различных оледенений.

Вывод о том, что изменения астрономических факторов могли обусловить развитие четвертичных оледенений, не исключает возможности влияния на оледенения колебаний вулканической активности. Колебания прозрачности атмосферы из-за изменения в ней количества вулканической пыли изменяют, по данным современных наблюдений, средние величины суммарной радиации на величины порядка нескольких десятых процента (Будыко, 1969).

Расчеты при помощи описанной выше схемы показывают, что если такие изменения радиации длились в течение тысяч лет, они были достаточны для перемещения границ ледяного покрова на сотни километров. Хотя из геологических исследований известно, что вулканическая активность в прошлом колебалась в широких пределах, в настоящее время трудно количественно оценить связанные с этими колебаниями долгопериодические изменения содержания вулканической пыли в атмосфере. Это ограничивает возможности более детального изучения влияния вулканизма на четвертичные оледенения.

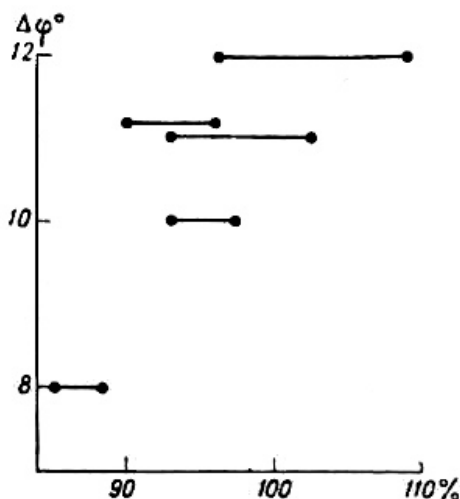


Рис. 3. Границы ледников в эпохи оледенений.

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, когда не принималась во внимание указанная обратная связь, содержится в работе Зальцмана и Вернекара (Saltzman, Vernekar, 1971). В ней

была использована численная модель среднего широтного распределения температуры, ветра, испарения и осадков, основанная на интегрировании уравнений динамики атмосферы. При помощи этой модели 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.

Зальцман и Вернекар нашли, что для указанных периодов времени наибольшие различия температур для теплого полугодия на отдельных широтах не превосходили $1,5^\circ$. 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, Зальцман и Вернекар должны были получить преуменьшенные изменения температуры при изменениях 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, где изображено распределение разностей средней широтной температуры теплого полугодия, рассчитанной для современных условий, и температуры для периодов времени 10 и 25 тыс. лет тому назад.

Как видно из рис. 4, результаты расчетов по различным схемам при отсутствии в них учета обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом близки. Полученное в данном случае согласование заслуживает внимания, так как модель Зальцмана—Вернекара значительно отличается от гораздо более схематичной модели, использованной в нашем расчете. Согласование результатов палеоклиматических расчетов, выполняемых при использовании различных моделей теории климата, указывает на достигнутую надежность этих моделей и подтверждает возможность значительных упрощений при построении полуэмпирических моделей термического режима.

Расчеты по изложенной выше полуэмпирической модели с учетом в ней обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом показывают, что обратная связь в несколько раз усиливает влияние изменения радиационных факторов на температуру воздуха в высоких широтах. Это делает возможным распространение оледенений на большие пространства.

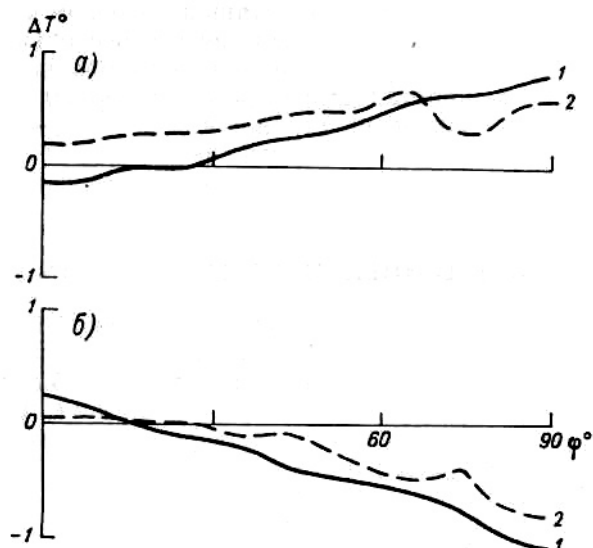


Рис. 4. Изменение средних широтных температур воздуха в теплом полугодии под влиянием изменений приходящей радиации, обусловленных астрономическими факторами климата.
а — 10 тыс. лет тому назад; *б* — 25 тыс. лет тому назад;
 1 — результаты расчетов по модели, изложенной в данной работе;
 2 — результаты расчетов Зальцмана и Вернекара.

Следует думать, что аналогичный вывод может быть получен также при рассмотрении модели Зальцмана—Вернекара при учете в ней указанной обратной связи.

3. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Для выяснения механизма изменений климата большое значение имеет изучение климатических колебаний, происходивших в первой половине нашего века. Эти колебания были единственным заметным изменением глобального климата, происшедшим после создания мировой системы метеорологических наблюдений во второй половине прошлого столетия.

В многочисленных исследованиях, посвященных указанному изменению климата, по данным наблюдений было установлено, что в первой половине XX в. имело место заметное потепление, которое происходило как в северном, так и в южном полушарии.

Основные черты этого потепления видны из данных, полученных Л. П. Спириной путем осреднения карт аномалий температуры воздуха. Эти данные представлены на рис. 5 кривыми 1. На рис. 5*а* изображен вековой ход аномалий средней температуры воздуха у земной поверхности в северном полушарии (без экваториальных широт), а на рис. 5*б* и *в* — для зоны 70—80° с. ш. Величины аномалий температуры сглажены по скользящим десятилетним периодам. Данные рис. 5*а* относятся к средним годовым условиям, так как аномалии температуры теплого и холодного полугодий для полушария в целом

различаются не очень сильно. Данные же для зоны 70—80° с. ш. (рис. 5б и в) представлены для каждого полугодия отдельно.

Из рис. 5 видно, что в первой половине нашего века наблюдалось потепление, которое достигло максимума в 30-х годах, после чего началось постепенное похолодание.

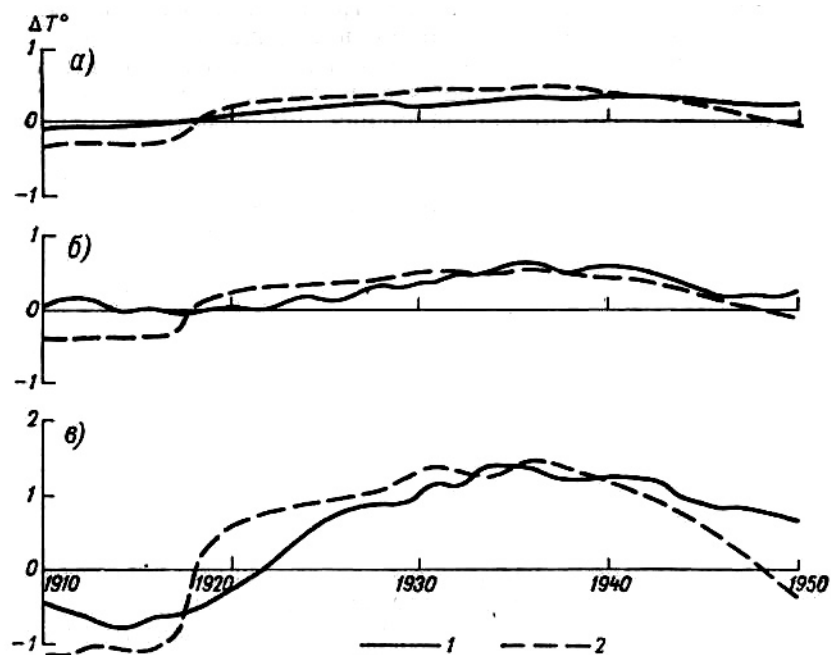


Рис. 5. Вековой ход аномалий температуры воздуха у земной поверхности.

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.

Для полушария в целом и для теплого полугодия в высоких широтах средние аномалии температуры были равны нескольким десятым градуса, тогда как в высоких широтах для холодного полугодия они достигали 1,5°. Эта хорошо известная особенность изменения климата 20—30-х годов отражена в распространенном названии указанного изменения — «потепление Арктики».

Вопрос о причинах рассматриваемого изменения климата до последнего времени считался невыясненным.

Оставляя в стороне многочисленные гипотезы о вероятных причинах этого явления, имеющие качественный характер, рассмотрим возможность количественного объяснения основных закономерностей изменений климатических условий в первой половине нашего столетия. Такая задача была поставлена в одной из наших предыдущих работ (Будыко, 1967), где для этой цели привлечены данные о вековом ходе прямой радиации, приходящей к земной поверхности.

В указанной работе было установлено, что период потепления 20—30-х годов совпадал с периодом повышенных значений прямой радиации,

приходящей к земной поверхности. Основываясь на этом, по данным об изменениях прямой радиации мы рассчитали изменение средней температуры воздуха у земной поверхности для северного полушария. Вычисленное значение аномалии средней температуры для периода потепления оказалось довольно близким к величине, полученной по данным наблюдений, что подтвердило предположение о зависимости изменений температуры от изменений радиации.

Для более детального исследования закономерностей изменения климата, происшедшего в первой половине XX в., используем изложенную выше модель термического режима атмосферы. Рассмотрим сначала закономерности радиационного режима для рассматриваемого периода времени.

На рис. 6 представлен вековой ход аномалий прямой радиации, приходящей на земную поверхность при безоблачном небе, за 1910—1950 гг. (Будыко, 1969). Этот график построен по данным группы актинометрических станций в Европе и Северной Америке, расположенных в зоне 40—60° с. ш. В упомянутой выше работе высказано предположение, что в соответствии с гипотезой Хемфриса изменения прямой радиации объясняются в основном колебаниями прозрачности нижних слоев стратосферы, вызванными изменением концентрации вулканической пыли в этих слоях.

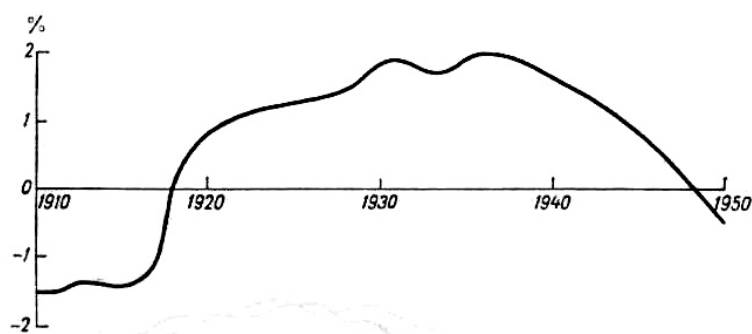


Рис. 6. Вековой ход аномалий прямой радиации.

Используя данные, представленные на рис. 6, принимая во внимание относительную оптическую толщину пылевого слоя и считая, что содержание пыли в стратосфере на различных широтах северного полушария мало различается, можно рассчитать вековой ход прямой радиации на разных широтах как для средних годовых условий, так и для отдельных сезонов.

Для определения векового хода суммарной радиации следует иметь в виду, что изменения суммарной радиации под влиянием колебаний концентрации вулканической пыли составляют малую часть изменений прямой радиации (см. Будыко, 1969). Учитывая зависимость отношения изменений суммарной радиации к изменениям прямой радиации от высоты Солнца, представленную в упомянутой работе, можно на основании упомянутых выше

данных рассчитать изменения суммарной радиации во времени в различных широтных зонах.

На рис. 7 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 принятое в предыдущем разделе 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 — вероятно, не менее тысячелетий.

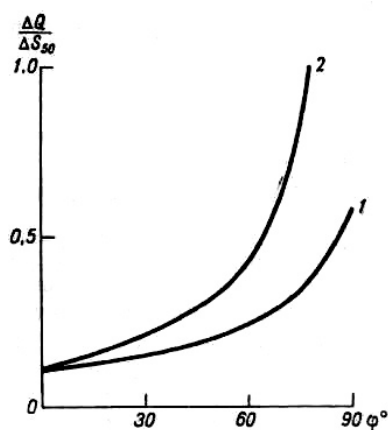


Рис. 7. Отношение изменений суммарной радиации на различных широтах северного полушария к изменениям прямой радиации на 50° с. ш.

1 — теплое полугодие, 2 — холодное полугодие.

В связи с этим предположение о стационарности системы, оправданное при изучении четвертичных оледенений, явно непригодно 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 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 большими 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 рассматривать этот процесс для периодов времени порядка десятилетий как квазистационарный, считая, 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 форме

$$-\frac{\Delta p}{p} = \mu \frac{\Delta Q_p}{Q_p}, \quad (21)$$

где $\frac{\Delta p}{p}$ — относительное изменение площади морских полярных льдов, $\frac{\Delta Q_p}{Q_p}$ — относительное изменение планетарной величины суммарной радиации, μ — безразмерный коэффициент.

Величину коэффициента μ для современных изменений климата можно определить по эмпирическим данным об изменении суммарной радиации и ледяного покрова в эпоху потепления Арктики. Из рис. 6 следует, что в эпоху потепления Арктики прямая радиация на 50° с. ш. увеличилась по сравнению с предшествующим периодом приблизительно на 2 %. Считая, что изменения радиации происходили в основном в северном полушарии, где колебания концентрации пыли на различных широтах различались мало, найдем величину соответствующего изменения глобального значения суммарной радиации, которая оказывается равной около 0,25 %.

Учитывая это значение и принимая, что в эпоху потепления Арктики площадь полярных льдов сократилась на 10%, найдем $\mu = 40$. Эта величина значительно меньше аналогичного коэффициента, который может быть получен из полуэмпирической теории термического режима для стационарного состояния.

Используя данные рис. 6 и изложенную выше численную модель термического режима, включающую взамен принятого в ней допущения о связи

границы льдов с температурой воздуха соотношение (21), можно рассчитать изменения температуры на различных широтах для интересующего нас периода времени.

Результаты такого расчета представлены на рис. 5 кривыми 2, которые оказываются довольно близкими к наблюдавшимся изменениям температуры.

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.

Согласование результатов расчета с материалами наблюдений позволяет считать, что основной причиной изменения климата в первой половине нашего века было заметное понижение концентрации пыли в нижних слоях стратосферы северного полушария, обусловленное отсутствием в течение нескольких десятилетий эксплозивных (т. е. взрывных) вулканических извержений.

Судя по данным Лема (Lamb, 1970), такое ослабление вулканической деятельности является заметной аномалией в режиме активности вулканов за последние столетия. Это придает рассматриваемому изменению климата характер сравнительно редкого явления для современной эпохи.

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 на различных широтах мало различались. Как видно из выполненных расчетов, экранирующее действие пыли в высоких широтах возрастает из-за роста ее оптической массы и увеличения отношения изменения суммарной радиации к изменению прямой радиации при понижении средней высоты Солнца. В теплом полушарии 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 ненамного 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.

Полученный здесь вывод хорошо согласуется с ранее разработанной концепцией о влиянии полярных льдов на температуру воздуха, в соответствии с которой льды резко снижают температуру в высоких широтах зимой, значительно меньше понижают ее в этой зоне летом и сравнительно мало влияют на температуру воздуха в умеренных и низких широтах (Будыко, 1971).

4. КЛИМАТ СЛЕДУЮЩЕГО СТОЛЕТИЯ

Выполненные исследования показали, что из различных путей влияния современной деятельности человека на атмосферные процессы только немногие могут привести к изменению климата в глобальных масштабах. Один из таких путей связан с ростом производства энергии, используемой человеком.

В работе автора, посвященной этому вопросу (Будыко, 1962), было отмечено, что на территории наиболее развитых в промышленном отношении стран в настоящее время в результате хозяйственной деятельности человека создается дополнительное тепло, количество которого уже не является малым по сравнению со значением радиационного баланса земной поверхности. Увеличение производства энергии от 4 до 10 % в год приведет к тому, что не позже чем через 100—200 лет количество тепла, создаваемого человеком, будет сравнимо с величиной радиационного баланса всей поверхности континентов. Очевидно, что в таком случае произойдут громадные изменения климата на всей планете.

Некоторое представление о возможном влиянии роста производства энергии на климат будущего дают материалы, представленные на рис. 8. На этом рисунке кривая 1 изображает построенный по данным наблюдений вековой ход отклонения от нормы средней температуры воздуха для северного полушария. Кривая 2 представляет результаты расчета изменений средней

планетарной температуры при увеличении производства энергии на 6 % в год. Этот расчет основан на использовании изложенной выше модели при предположении, что изменение температуры происходит в результате изменения притока тепла, при постоянстве всех других факторов, влияющих на климат, включая альbedo системы Земля — атмосфера.

Как показано выше, такое предположение означает отсутствие учета возможности таяния полярных льдов, что приводит к преуменьшению величины предстоящего повышения температуры.

Из рис. 8 видно, что обусловленное ростом производства энергии повышение температуры в первой половине XXI в. станет больше изменений температуры, происходивших в первой половине XX в. в результате естественных причин. В дальнейшем повышение температуры будет быстро нарастать, что приведет к большим изменениям глобального климата. Таким образом, рост производства энергии, потребляемой человеком, может оказать существенное влияние на климат будущего.

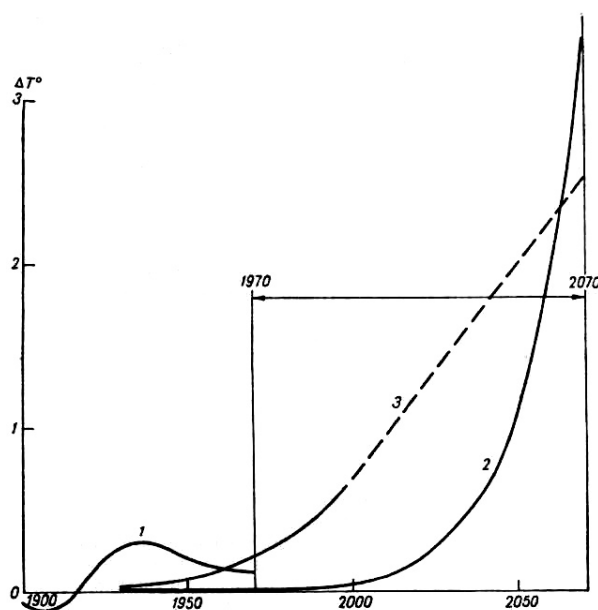


Рис. 8. Вековой ход аномалий температуры воздуха у земной поверхности.

1 — данные наблюдений; 2 — изменения, обусловленные ростом производства энергии; 3 — изменения, обусловленные ростом концентрации углекислоты.

Второй фактор, который может заметно изменить климат, — рост концентрации углекислоты в атмосферном воздухе. Данные наблюдений показывают, что в последние десятилетия в результате сжигания возрастающего количества топлива концентрация углекислоты в воздухе растет со скоростью около 0,2 % (от ее общего количества) в год. Возможно, что в последние годы эта скорость несколько увеличивается. Основываясь на этих данных, Махта и другие авторы заключили, что к 2000 г. концентрация углекислоты в атмосфере

возрастет приблизительно на 15—20 % (см. Inadvertent Climate Modification, 1971).

Поскольку атмосферная углекислота, поглощая длинноволновую радиацию, является одним из факторов, создающих парниковый эффект в атмосфере, то очевидно, что рост ее концентрации должен привести к повышению температуры у земной поверхности.

Вопрос о влиянии концентрации углекислоты на термический режим обсуждался в многочисленных исследованиях, выводы которых в ряде случаев различаются. В упомянутых выше монографиях по проблеме воздействия человека на климат для оценки возможного изменения температуры при росте концентрации углекислоты использованы результаты исследований Манабе (Manabe, 1970 г. и др.), который нашел, что под влиянием этого фактора средняя планетарная температура к 2000 г. по сравнению с 1970 г. может возрасти приблизительно на $0,5^{\circ}$. Изменение глобальной температуры, основанное на результате такого расчета, представлено на рис. 8 кривой 3.

Заслуживает внимания, что после 1950 г. влияние изменения концентрации углекислоты на среднюю планетарную температуру становится заметным. В 1970 г. это влияние сравнимо с наблюдаемой в этом году аномалией средней планетарной температуры.

Как видно из рис. 8, изменение температуры в результате роста концентрации углекислоты к 2000 г. может превысить аномалии естественных колебаний глобальной температуры, наблюдавшиеся в течение первой половины XX в. Можно думать, что продолжение роста концентрации углекислоты в XXI в. приведет к еще более значительным изменениям климата.

Из других факторов, которые связаны с хозяйственной деятельностью человека и могут привести к изменениям климата, следует назвать изменение концентрации пыли в атмосфере.

Учитывая имеющиеся материалы наблюдений, можно заключить, что деятельность человека в последние десятилетия привела к заметному увеличению концентрации пыли, в особенности в промышленных районах, а также в тех районах засушливого климата, где расширилась обработка целинных земель. Есть некоторые данные, позволяющие предполагать, что рост концентрации пыли под влиянием деятельности человека распространяется на большие территории и, возможно, приобретает глобальный характер.

Так, в частности, материалы актинометрических наблюдений показывают, что после 1950 г. на большинстве станций отмечалось заметное понижение величины прямой радиации при безоблачном небе. Это изменение прямой радиации, по-видимому, существенно зависит от локальных колебаний прозрачности атмосферы в районах городов, где находятся актинометрические станции.

В связи с этим для оценки глобальных изменений прозрачности атмосферы за последние два десятилетия следует использовать данные наблюдений, выполненных вдали от населенных пунктов. К сожалению, таких данных очень мало.

Заслуживают внимания выводы Ф. Ф. Давитая (1965), который оценил изменения концентрации пыли в атмосфере по данным о содержании пыли в различных слоях горных ледников. Он установил, что концентрация атмосферной пыли начала быстро возрастать после 40-х годов нашего столетия.

Изучение влияния пыли, создаваемой в результате деятельности человека, на термический режим показало, что это влияние значительно сложнее упомянутого выше сравнительно простого механизма действия тонкой вулканической пыли, находящейся в нижних слоях стратосферы, на температуру воздуха.

Выполненные исследования показали, что пыль, возникающая в ходе деятельности человека, характеризуется различными размерами частиц, которые проникают в разные слои атмосферы. Такая пыль может оказывать существенное влияние не только на потоки коротковолновой радиации, но и на длинноволновую радиацию.

Хотя вопрос о влиянии пыли, создаваемой в результате деятельности человека, на температуру воздуха еще во многом неясен, можно думать, что в одних случаях повышение концентрации пыли приводит к повышению температуры воздуха, в других — к понижению (Mitchell, 1970; Landsberg, 1970; Inadvertent Climate Modification, 1971).

Высказать какое-либо предположение о возможном влиянии пыли на климат будущего трудно, так как неизвестно, какие изменения концентрации пыли, создаваемой человеком, могут произойти в течение ближайших десятилетий. В связи с существующей тенденцией к росту концентрации пыли при ускорении промышленного развития многие страны проводят сейчас мероприятия по уменьшению запыления воздуха, которые могут привести к прекращению увеличения концентрации пыли. В связи с этим сейчас целесообразнее воздержаться от оценки влияния пыли на глобальный климат будущего, хотя возможность такого влияния нельзя считать исключенной.

Таким образом, для ближайшего столетия наиболее вероятно изменение климатических условий под действием двух факторов — роста производства энергии и увеличения концентрации углекислоты. Оба этих фактора влияют на климат в одном направлении, обуславливая повышение температуры воздуха.

Практическое значение вопроса о климатических условиях будущего определяется масштабами возможных изменений климата и временем их наступления. Если эти изменения будут достаточно велики и произойдут

в не очень отдаленном будущем, то ясно, что в таком случае проблему предсказания предстоящих изменений климата следует рассматривать как одну из важнейших задач современной метеорологии.

Значение этой задачи определяется, в частности, тем, что народное хозяйство всех стран существенно зависит от современных климатических условий, причем заметное изменение климата даже в наиболее благоприятном направлении 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 наиболее долговечных сооружений такой период будет не менее ста лет. Если в будущем климат может существенно измениться, 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 меньшим нескольких десятилетий.

Таким образом, следует считать желательным иметь сведения о возможных изменениях климата на период времени до ста 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 углекислоты в атмосфере, рост производства энергии и т. д.) и расчет тех изменений климата, которые соответствуют изменению соответствующих показателей 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 хозяйственного развития. Учитывая результаты такого расчета, можно будет 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 темпов 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 схематичных моделей теории климата, которые, однако, должны давать правильную оценку 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.

Переходя к рассмотрению возможных изменений климата в следующем столетии, следует прежде всего обсудить последствия дальнейшего роста производства энергии, о которых было упомянуто в предыдущем разделе.

Как видно из рис. 8, даже не учитывая обратной связи режима полярных льдов с температурой воздуха, мы получаем вывод, что при ежегодном росте производства энергии на 6 % в середине XX в. начнется быстрое повышение планетарной температуры. Это повышение будет сопровождаться громадными изменениями климата, которые могут привести к катастрофическим последствиям для народного хозяйства многих стран. Таким образом, неконтролируемый рост производства тепла приведет к появлению своеобразного «теплового барьера» на пути развития энергетики.

Следует отметить, что допущения, принятые при построении кривой 3 на рис. 8, нельзя считать нереальными. Увеличение производства энергии на 6 % в год соответствует примерно темпу увеличения этого производства, имеющему место в последние годы (Inadvertent Climate Modification, 1971). Полученная в данном расчете величина дополнительного притока тепла на единицу площади, достигаемая к 2070 г., соответствует количеству тепла, выделяемому сейчас в отдельных районах наиболее развитых в промышленном отношении стран.

В связи с этим возможность достижения теплового барьера за период времени около ста лет следует рассматривать как одну из крупных проблем, которая встанет перед техникой и энергетикой не очень отдаленного будущего.

Вопрос о путях решения этой проблемы требует специального обсуждения, выходящего за рамки этой работы. Здесь можно только напомнить соображения Н. Н. Семенова о целесообразности широкого использования в будущем для хозяйственных целей энергии солнечной радиации, что позволит ограничить перегрев земной атмосферы.

Заключение о том, что тепловой барьер может быть достигнут в следующем столетии, имеет большое значение как доказательство реальной возможности регулирования климата в не очень отдаленном будущем. Этот вывод можно пояснить сравнением кривых 1 и 2 на рис. 8. Когда возможные изменения глобальной температуры в результате деятельности человека станут значительно больше колебаний температуры под влиянием вулканической активности и других естественных факторов, откроется перспектива регулирования глобального климата, что позволит, в частности, предотвращать нежелательные климатические колебания, вызываемые естественными причинами.

При изучении изменений климата, обусловленных повышением глобальной температуры, большое значение имеет вопрос о состоянии ледяного покрова в высоких широтах. В предыдущих работах автора (Будыко, 1962а, 1971 и др.) было предложено несколько методов оценки влияния изменений метеорологических факторов на морские полярные льды. Один из этих методов, основанный на расчете теплового баланса ледяного покрова, позволяет рассчитать изменение толщины льда при повышении температуры воздуха на заданную величину. Этот расчет показал, что при повышении температуры воздуха в теплое время года на 4° морские полярные льды полностью растают за несколько лет.

Поскольку в таком расчете не учитывается обратная связь между площадью ледяного покрова и температурой воздуха, то очевидно, что он должен преувеличивать величину аномалии температуры, достаточной для полного таяния льда. Тем не менее из этого расчета можно сделать вывод, что повышение температуры, которое в соответствии с данными рис. 8 будет достигнуто примерно через сто лет, приведет к полному таянию морских полярных льдов.

Очевидно, что морские льды могут частично растаять раньше достижения теплового барьера, т. е. до повышения средней глобальной температуры воздуха на несколько градусов.

Используем для оценки изменения площади полярных льдов формулу (21), считая, что величину относительного изменения глобальной радиации

в этой формуле можно выразить через соответствующее указанной величине изменение глобальной температуры, определяемое по соотношению полуэмпирической теории термического режима при постоянном альбедо. В таком случае по соотношению (21) можно рассчитать площадь полярных льдов для различных значений средней глобальной температуры, возрастающей в результате увеличения концентрации углекислоты и роста производства энергии в соответствии с данными, представленными на рис. 8. Результаты этого расчета изображены на рис. 9, где по вертикальной оси отложена средняя широта границы морских льдов в северном полушарии.

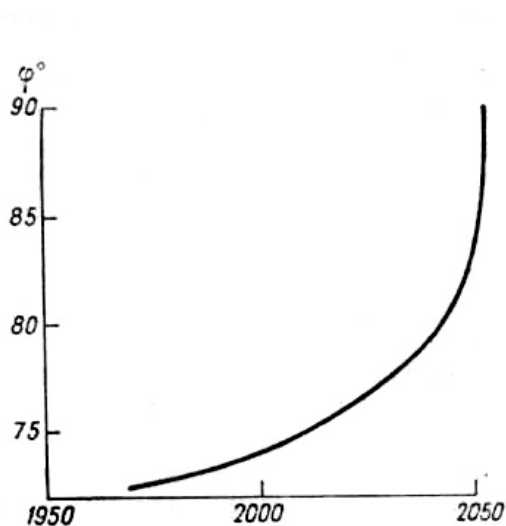


Рис. 9. Изменение границы морских полярных льдов в северном полушарии.

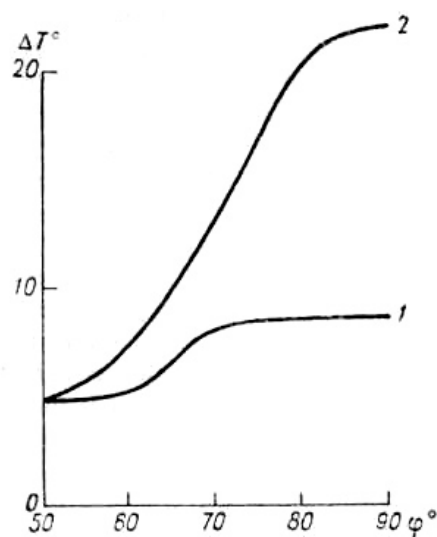


Рис. 10. Изменение средней широтной температуры воздуха при таянии полярных льдов.
1 — теплое полугодие,
2 — холодное полугодие.

Из этого графика видно, что к 2000 г. средняя граница полярных льдов отступит к северу примерно на 2°. Расчеты изложенной выше модели показывают, что при таком изменении границы льдов произойдет некоторое повышение температуры воздуха в высоких широтах, в особенности в холодное время года. Это повышение температуры будет заметно сильнее потепления, имевшего место в 20—30-е годы нашего века.

Для оценки дальнейших изменений границы полярных льдов следует сделать предположение о величинах концентрации углекислоты в атмосфере, которые будут иметь место в XXI в. В выполненном расчете принято, что после 2000 г. средняя температура воздуха под влиянием роста концентрации углекислоты будет увеличиваться линейно. В связи с быстрым ростом производства энергии в XXI в. гипотеза об изменениях концентрации углекислоты в этом столетии не оказывает большого влияния на результаты расчета.

Более существенное влияние на расчет времени, необходимого для полного таяния полярных льдов, могут оказать погрешности, связанные с неточностью формулы (21) для больших изменений площади льдов. Как отмечено выше, не исключена возможность, что при сравнительно малых площадях полярные льды неустойчивы и могут растаять без дополнительного увеличения температуры нижних слоев воздуха. При наличии такой возможности данные, представленные на рис. 9, должны преувеличивать длительность периода времени, необходимого для полного таяния льдов.

Как видно из этого рисунка, при принятых предположениях время, необходимое для полного таяния морских льдов в Арктике, оказывается равным примерно 80 годам.

Вероятность того, что эта оценка несколько преувеличена, вытекает из расчета величины повышения глобальной температуры, соответствующей моменту полного таяния морских льдов. Эта величина приблизительно равна $3,5^\circ$, т. е. близка к приведенному выше значению, которое обеспечивает таяние полярных льдов без учета обратного влияния изменения ледяного покрова на термический режим.

Некоторые показатели изменений климатических условий, связанных с таянием полярных льдов, представлены на рис. 10. На этом рисунке изображены рассчитанные по формулам полуэмпирической теории термического режима изменения температуры в умеренных и высоких широтах северного полушария к 2050 г., т. е. к моменту окончания таяния полярных льдов. Из рисунка видно, что полное таяние полярных льдов приведет к громадным изменениям термического режима в высоких широтах.

Сопоставление данных рис. 10 с палеоклиматическими материалами показывает, что термические условия в умеренных и высоких широтах северного полушария при безледном режиме в Арктике будут во многих отношениях сходны с условиями, которые наблюдались в третичное время, миллионы лет тому назад. В связи с этим переход к новым термическим условиям можно представить как возвращение к климатическому режиму до четвертичного времени. Заслуживает внимания громадная скорость, с которой может произойти возвращение к прежним климатическим условиям — она примерно в 10^5 раз больше скорости естественного процесса похолодания, который преобладал в последних геологических периодах.

Очевидно, что изменение климата при таянии морских полярных льдов не ограничится повышением температуры воздуха. Одним из возможных последствий таяния морских льдов может быть постепенное разрушение Гренландского и Антарктического ледников, что приведет к повышению уровня Мирового океана. Существенное практическое значение может иметь также изменение условий влагооборота на континентах.

Исследования климатических условий эпохи потепления 20—30-х годов показали, что даже при таянии сравнительно небольшой части ледяного покрова Арктики на континентах умеренных широт северного полушария заметно изменялся влагооборот. Изменения его приводили к возрастанию частоты засух в ряде районов, к изменению речного стока и уровней внутренних морей.

Многие аспекты изменения климата в эпоху «потепления Арктики» имели большое практическое значение. В связи с этим следует думать, что изменение климата, которое может быть достигнуто к 1990—2000 г., окажет большое влияние на различные стороны хозяйственной деятельности в ряде стран. Дальнейшее усиление изменений климата, связанное с таянием полярных льдов, при отсутствии специальных мероприятий по подготовке народного хозяйства к этим изменениям, могло бы приобрести характер климатической катастрофы.

При обсуждении изложенных здесь материалов, характеризующих возможные изменения климата в следующем столетии, необходимо учесть, что они во многих отношениях являются условными.

Прежде всего следует повторить высказанное выше соображение о том, что использованная в выполненных расчетах экстраполяция существующих темпов роста производства энергии и концентрации углекислоты в атмосфере является возможной, но не обязательной гипотезой в отношении хозяйственной деятельности будущего.

Более того, можно думать, что если дальнейшие исследования подтвердят вывод о возможности резких изменений климата в течение ближайшего столетия, то будут приняты меры, которые ограничат влияние промышленного развития на климатические условия. Так, например, можно, по-видимому, ограничить повышение температуры у земной поверхности путем рассеивания в нижней стратосфере тонкой пыли, что приведет к возрастанию планетарного альбедо Земли. Такой проект воздействия на климат может быть доступен для техники ближайшего будущего.

Следует затем подчеркнуть, что приведенные здесь данные о возможных климатических условиях будущего получены в результате очень приближенного расчета. Этот расчет основан на сильно схематизированной модели термического режима атмосферы, применение которой при анализе климатических условий будущего связано с использованием дополнительных приближенных допущений.

По этой причине данные, представленные на рис. 9 и 10, характеризуются значительными погрешностями. Хотя оценить величины этих погрешностей довольно трудно, можно высказать некоторые соображения о достоверности изложенных здесь результатов расчетов климатических условий будущего.

Использованная в этом исследовании модель термического режима включает учет всех основных составляющих теплового баланса, влияющих на горизонтальное распределение температуры. Эта модель учитывает две важнейшие обратные связи между температурой воздуха и другими метеорологическими факторами: зависимость температуры воздуха от его абсолютной влажности (обусловленную влиянием абсолютной влажности на уходящее излучение, которое учтено в формуле (2)) и зависимость температуры воздуха от положения полярных льдов. Обе эти обратные связи усиливают влияние изменений климатообразующих факторов на термический режим и уменьшают устойчивость современного климата.

Из различных упрощений, принятых при обосновании рассматриваемой модели, следует назвать сильную схематизацию меридионального перераспределения тепла в атмосфере и гидросфере и отсутствие учета влияния возможных изменений облачности на климат.

Как отмечено выше, в наших предыдущих работах (Будыко, 1970 и др.) установлено, что в глобальных масштабах влияние изменений облачности на поглощенную радиацию и уходящее излучение во многих случаях компенсируется. В связи с этим отклонения зональных значений облачности от ее среднего планетарного значения не оказывают большого влияния на средние широтные величины температуры воздуха.

Однако вывод о малом влиянии изменений облачности на температуру не является универсальным, в связи с чем отсутствие прямого учета влияния изменений облачности на термический режим может привести к определенным погрешностям в выполненных расчетах.

Несомненно, что схематизация процесса меридионального теплообмена в использованной модели также создает погрешности, снижающие точность выполненных расчетов.

Отдельно следует остановиться на погрешностях, возникающих из-за неточности соотношения (21) и дополнительных гипотез, принятых при его использовании для оценки климатических условий будущего. Некоторые из этих погрешностей указаны выше.

Кроме этого изменения температуры в высоких широтах, влияющие на положение ледяного покрова, могут различаться даже при одних и тех же изменениях глобальной температуры, обусловленных различными причинами (колебания солнечной радиации, изменения концентрации углекислоты, рост производства энергии).

Указанные различия могут быть не очень большими, так как все три упомянутых механизма изменений глобальной температуры приводят к более значительному колебанию температуры в высоких широтах по сравнению со средней температурой для всего полушария. Однако эти различия также

являются источником дополнительных погрешностей расчета, выполненного при построении графика, представленного на рис. 9.

Определенные погрешности возникают также из-за ограниченной точности эмпирических данных, использованных при определении коэффициента пропорциональности в формуле (21).

Принимая все это во внимание, можно все же думать, что погрешности выполненных расчетов недостаточно велики, чтобы существенно повлиять на главные закономерности изменений климата в будущем, установленные в этом исследовании. Такое предположение основано на том, что использованная модель позволила получить удовлетворительные результаты при количественном объяснении закономерностей изменений климата в четвертичное время и современную эпоху.

Следует также принять во внимание совпадение некоторых результатов применения этой модели с результатами, полученными другими авторами на основе расчетов по совершенно отличным схемам. Один пример такого согласования с результатами Зальцмана и Вернекара приведен выше. Другой пример — совпадение выводов в работах автора (Будыко, 1968) и Селлерса (Sellers, 1969), в которых на основании применения различных полуэмпирических моделей термического режима были получены очень близкие в количественном отношении заключения о возможности полного оледенения Земли при малых изменениях в приходе солнечной радиации.

Отметим также, что при оценке достоверности основных результатов этой работы необходимо учесть их особый характер. Так, в частности, из рис. 9 следует, что после начала таяния полярных льдов скорость сокращения их размеров будет быстро возрастать. Такая закономерность позволяет получить сравнительно точную оценки времени, необходимого для полного таяния льдов, даже при очень больших погрешностях в расчете кривой, представленной на рис. 9. Изменение ординат этой кривой в два раза в сторону их увеличения или уменьшения изменит период времени, необходимый для полного таяния льдов, на величину порядка 10 %, что несущественно с практической точки зрения. Иначе говоря, в связи с быстрым изменением климатических условий при приближении «теплового барьера» трудно допустить большую ошибку в расчете времени таяния полярных льдов даже при применении очень схематических климатических моделей.

Также мало влияют на результат расчета различные гипотезы об изменении концентрации углекислоты в атмосфере в XXI в. (предположение о том, что после 2000 г. концентрация углекислоты остается постоянной, увеличивает время таяния льдов на сравнительно небольшую величину).

Считая, что приведенные здесь результаты дают общее представление о возможных климатических условиях будущего, следует признать необходимым

получение новых независимых данных по этому вопросу, которые можно было бы сопоставить с приведенными здесь результатами.

Потребность в таких данных прежде всего определяется очень большим практическим значением проблемы изменения климата в будущем — сведения о климате будущего могут изменить перспективы развития важнейших отраслей народного хозяйства многих стран. Легко понять, что для решения вопросов, имеющих столь большое экономическое значение, необходимы надежные исходные данные о возможных изменениях климатических условий.

Наряду с этим представленные здесь результаты дают только общее и весьма схематичное представление о возможных изменениях климата. Очевидно, что эти результаты должны быть дополнены гораздо более детальными разработками, включающими, в частности, оценки изменений условий влагооборота на различных территориях.

Единственный путь получения таких детальных данных — применение более общих моделей теории климата, которые успешно разрабатываются в последние годы в исследованиях Смагоринского, Манабе и их сотрудников (Smagorinsky, Manabe and Holloway, 1965; Holloway and Manabe, 1971 и др.), Минца (Mintz, 1965 и др.) М. Е. Швеца (Швец и др., 1970) и других.

Нам представляется, что несмотря на необходимость преодоления больших трудностей в применении общих моделей теории климата для изучения его изменений, эта задача будет решена в сравнительно близком будущем.

Следует выразить надежду, что в дальнейших исследованиях этого направления будет широко использоваться сотрудничество ученых различных стран. Необходимость такого сотрудничества вытекает из особого характера проблемы воздействия человека на климат, на который указал Е. К. Федоров (1958 и др.). В работах Е. К. Федорова было отмечено, что изменения климата на больших территориях, происходящие в результате деятельности человека, выдвинут ряд сложных международных проблем, решение которых будет возможно только при значительном повышении уровня международного сотрудничества.

Можно думать, что в соответствии с соображениями Е. К. Федорова вопрос о возможных изменениях глобального климата потребует в будущем разработки специальных международных соглашений, аналогичных тем, которые имеются сейчас в отношении использования атомной энергии и изучения космического пространства.

Заслуживает упоминания первый опыт организации исследований изменений климата на международной основе, проведенных под руководством профессора Массачусетского технологического института К. Вилсона. В результате этой работы в 1971 г. была подготовлена и опубликована монография «Inadvertent Climate Modification». Можно предполагать, что эта

работа явится началом более широких международных исследований в данной области.

В заключение приведем главные выводы, которые вытекают из материалов этой работы.

Выполненные расчеты показывают, что при существующих темпах хозяйственного развития деятельность человека может в близком будущем привести к изменениям глобального климата. Через 20—30 лет эти изменения начнут оказывать заметное влияние на условия хозяйственной деятельности, через 50—80 лет они коренным образом изменят эти условия на территории многих стран.

Учитывая большое практическое значение выяснения климатических условий будущего, следует считать необходимым детальное изучение этих условий на основе применения наиболее эффективных методов физической климатологии.

Хотя было бы преждевременным применять полученные здесь предварительные результаты для планирования хозяйственной деятельности, эти результаты можно использовать для оценки времени, в течение которого необходимо получить точные сведения о климатических условиях будущего. Принимая во внимание приведенные выше данные о возможных темпах изменения климата, следует думать, что это время не превосходит десяти лет. Более позднее решение вопроса о климате будущего может сделать невозможным своевременное принятие необходимых мер для предотвращения вредного влияния изменений климата на народное хозяйство.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас теплового баланса, 1955. Под ред. М. И. Будыко. Л., Изд. ГГО.
- Атлас теплового баланса земного шара. 1963. Под ред. М. И. Будыко. М. Межведомственный геофизический комитет.
- Будыко М. И. 1961. О термической зональности Земли. — Метеорология и гидрология, № 11.
- Будыко М. И. 1962. Некоторые пути воздействия на климат. — Метеорология и гидрология, № 2.
- Будыко М. И. 1962а. Полярные льды и климат. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 6.
- Будыко М. И. 1967. Изменения климата. — Метеорология и гидрология, № 11.
- Будыко М. И. 1968. О происхождении ледниковых эпох. — Метеорология и гидрология, № 11.
- Будыко М. И. 1969. Изменения климата. Л., Гидрометеоиздат.
- Будыко М. И. 1971. Климат и жизнь Л., Гидрометеоиздат.
- Будыко М. И., Васищева М. А., 1971. Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения. — Метеорология и гидрология, № 6.
- Воейков А. И. 1894. Воздействие человека на природу. — Землеведение, № 2, 4.

- Дав ит а я Ф. Ф. 1965. О возможности влияния запыленности атмосферы на уменьшения ледников и потепления климата. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 2.
- Ракипова Л. Р. 1962. Изменение климата при воздействии на льды Арктики. — Метеорология и гидрология, № 9.
- Ракипова Л. Р. 1966. Изменение зонального распределения температуры. Сб. «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат.
- Федоров Е. К. 1958. Воздействия человека на метеорологические процессы. — Вопросы философии, № 4.
- Чижов О. П., Тареева А. М. 1969. Возможность оценки ледовитости Арктического бассейна и его изменений. — Материалы гляциологических исследований, вып. 15.
- Швец М. Е. и др. 1970. Численная модель общей циркуляции атмосферы на полушарии. — Труды ГГО, вып. 256.
- Ahlman H. W. 1953. Glacier variations and climatic fluctuations. American geographical society. Bowman memorial lectures. Ser. 3. N. Y.
- Bernard E. A. 1963. Regularities of physical paleoclimatology and logical value of paleoclimatological data. Problems in Paleoclimatology. Proceedings of the NATO Paleoclimates Conference held at the University of Newcastle upon Tyne. Ed. by A. E. M. Nairn. London, N. Y., Sydney.
- Donn W. L. and Shaw M. 1966. The heat budgets of an ice-free and ice-covered Arctic Ocean. — J. Geoph. Res., vol. 71, No. 4.
- Flohn H. 1964. Grundfragen der Paleoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. — Geolog. Rundschau, Bd 54.
- Holloway I. L., Manabe S. 1971. A global general circulation model with hydrology and mountains. — Month. Wea. Rev., vol. 99, No. 5.
- Humphreys W. G. 1940. Physics of the air. 3 ed. Mc Graw Hill Book Co. Inadvertent Climate Modification. 1971. The MIT Press. Cambridge, Massachusetts.
- Lamb H. 1964. The role of atmosphere and oceans in relation to climatic changes and the growth of ice sheets on land. Problems in Paleoclimatology. Interscience Publishers. London, N. Y., Sydney. (Русский перевод: Влияние атмосферы и океанов на изменения климата и развитие материкового оледенения. — В кн. „Проблемы палеоклиматологии“. „Мир“, 1968).
- Lamb H. H. 1970. Volcanic dust in the atmosphere. — Philos. Trans. Roy. Soc., vol. 266, p. 425.
- Landsberg H. E. 1970. Man-made climatic change. Science, vol. 170, p. 1265.
- Manabe S. 1970. The dependence of atmospheric temperature on the concentration of carbon dioxide. Global effects of environmental pollution. Reidel Publ. Co., Dordrecht Holland.
- Manabe S. and Wetherald R. T. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. — J. Atmosph. Sci., vol. 24, No. 3.
- Man's Impact on the Global Environment. 1970. The MIT Press. Cambridge, Massachusetts.
- Milankovich M. 1930. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In Koppen W., Geiger R. Handbuch der Klimatologie. Berlin. (Русский перевод: Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.—Л., ОНТИ, 1939).
- Milankovich M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Acad. Royale Serb. Edition Spes., 133, Sect. Sci. Mathem. Natur. 33.
- Mintz Y. 1965. Very long term global integration of the primitive equation of atmospheric motion. WMO Technical Note, No. 66.

Mitchell J. M. 1965. Theoretical paleoclimatology. The Quarternary of the United States. Princeton University Press. Princeton.

Mitchell J. M. 1970. A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation in the past century. Global effects of environmental pollution. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland.

Raschke E., Moller F., Bandeen W. 1968. The radiation balance of the earth—atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nymbus II meteorological satellite. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, ser. B, No 28.

Saltzman B., Vernekar A. D. 1971. Note on the effect of earth orbital radiation variations on climate. — J. Geoph. Reas., vol. 76, No. 18.

Sellers W. D. 1969. A global climatic model based on the energy balance of the earth— atmosphere system. — J. Appl. Meteorol., vol. 8, No. 3.

Smagorinsky J., Manabe S., Holloway I. L. 1965. Numerical results from nine-level general circulation model of the atmosphere. — Month. Wea. Rev., vol. 93, p. 727. (Русский перевод: Результаты численных опытов с девятиуровневой моделью общей циркуляции атмосферы в «Теории климата», Гидрометеоиздат, Л., 1967).

Zeuner F. 1959. The Pleistocene period. Hutchinson, London. (Русский перевод: Плейстоцен. М., Изд-во иностр. лит., 1963).

Печатается по: М. И. Будыко. Влияние человека на климат. (1972). — Л.: Гидрометеоиздат. 46 с.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ

М. И. Будыко

Излагаются результаты уточненного расчета составляющих теплового баланса земной поверхности и приводятся новые мировые карты этих составляющих. Даются оценки членов теплового баланса для земного шара в целом и его отдельных широтных зон.

Предназначена для специалистов в области метеорологии, гидрологии суши и океанологии.

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследования теплового баланса земного шара начались в XIX в., когда были изобретены актинометрические приборы и сделаны расчеты изменений величины солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы, в зависимости от широты и времени года. В первой половине XX в. В. Шмидт, А. Онгстрем, Ф. Альбрехт и С. И. Савинов определили составляющие теплового баланса земной поверхности для отдельных районов земного шара.

В 1945—1974 г. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова проводились исследования теплового баланса Земли, в ходе которых был построен цикл мировых карт составляющих теплового баланса земной поверхности для каждого месяца и для средних годовых условий, опубликованных в «Атласе теплового баланса» [5]. В результате дальнейших исследований эти карты были значительно уточнены и дополнены и вместе с несколькими картами составляющих теплового баланса системы Земля—атмосфера опубликованы в «Атласе теплового баланса земного шара» [6]. 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. Особое значение имеет получение в эти годы обширного материала актинометрических наблюдений на океанах, что позволило выяснить особенности радиационного режима водоемов.

Заслуживают большого внимания результаты проведенных в последнее время спутниковых наблюдений за характеристиками радиационного режима, которые уже неоднократно использовались для построения мировых карт поглощенной радиации и радиационного баланса системы Земля — атмосфера.

Развитие исследований турбулентной диффузии позволило уточнить ранее применяемые 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 в 1975 г. новых мировых карт составляющих теплового баланса, уточненных по сравнению с ранее опубликованными картами.

Эта задача оказалась особенно актуальной в связи с тем, что за последние 10—15 лет было начато широкое использование материалов о тепловом балансе в работах по теории климата, по исследованию водного баланса и при изучении многих других проблем метеорологии, гидрологии суши и океанологии.

В данной работе публикуется цикл мировых карт составляющих теплового баланса земной поверхности для средних годовичных условий.⁷ Материалы, представленные на этих картах, уже использовались в исследовании мирового водного баланса [31] и в ряде работ по теории термического режима атмосферы.

Получение новых сведений о тепловом балансе земной поверхности, наряду с материалами спутниковых наблюдений за радиационным балансом системы Земля—атмосфера, позволило уточнить схему теплового баланса Земли, которая приводится в заключительной части этой работы.

2. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА

2.1. Коротковолновая радиация на континентах

Приход суммарной солнечной радиации к поверхности Земли зависит от широты места, склонения солнца, состояния атмосферы (прозрачность, облачность) и характера подстилающей поверхности (альбедо).

В настоящее время накоплен большой объем данных наблюдений за суммарной радиацией, хотя имеются еще районы, где число актинометрических станций невелико, в связи с чем для получения необходимой информации необходимо использовать косвенные методы расчета суммарной радиации. Эти методы основаны на полуэмпирических зависимостях, позволяющих по материалам сетевых измерений основных метеорологических элементов рассчитать величины солнечной радиации [10, 35].

Формулы для определения суммарной радиации Q , полученные на основании обработки данных наблюдений, обычно выражают зависимость ее от значений солнечной радиации, поступающей либо к верхней границе атмосферы (Q_A), либо к поверхности земли при условии безоблачного неба (Q_0), а также от количества облачности n или продолжительности солнечного сияния S . В работе [9] был сделан вывод о том, что связь между суммарной радиацией и количеством облаков описывается с достаточной точностью зависимостью типа

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 - (a + bn)n, \quad (1)$$

⁷ В трудоемких расчетах составляющих теплового баланса приняли участие И. М. Беева, О. Д. Охотина, Е. Ф. Селезнева, Е. Е. Сибир, Н. И. Смирнова, Е. М. Польшкая.

где a и b — эмпирические коэффициенты. При этом были найдены средние значения коэффициента a для различных широт и показано, что коэффициент b можно принять постоянным.

Приведенная формула была использована при расчете исходных данных, положенных в основу составления мировых месячных карт суммарной солнечной радиации, помещенных в предыдущих работах [1, 3].

За годы, прошедшие после выхода в свет «Атласа теплового баланса земного шара» [6], существенно возрос материал фактических наблюдений за суммарной радиацией, особенно для тропических и полярных широт. Это позволило провести проверку и уточнение параметров, входящих в формулу (1).

Для использования данной зависимости необходимо получение достаточно надежных значений суммарной солнечной радиации при условии безоблачного неба. Эта величина ранее [3] была найдена по методу, предложенному В. Н. Украинцевым. Для получения широтного хода средних месячных значений Q_0 были использованы материалы 70 станций, расположенных на суше преимущественно во внетропических широтах земного шара.

Для уточнения полученной ранее зависимости возможной суммарной радиации при безоблачном небе от широты в настоящей работе использовались ежедневные данные 190 пунктов, равномерно распределенных по континентам, что значительно превышает объем ранее использованного материала.

В табл. 1 приводятся уточненные средние месячные значения возможной суммарной радиации для различных широт северного и южного полушарий.

Оценка отклонений значений Q_0 , относящихся к отдельным пунктам, от средних широтных значений показала, что они колеблются в пределах 3—7 %. При сопоставлении результатов, помещенных в настоящей таблице, с данными, полученными ранее [9], установлено, что в умеренных и низких широтах новые значения стали меньше прежних в среднем на 4—5 %. В полярных широтах они возросли: в северном полушарии это увеличение составило 2—4 %, в южном, в некоторые летние месяцы, оно достигло 10—12 %. Заметное уточнение Q_0 для высоких широт южного полушария стало возможным благодаря развитию за последние 15 лет актинометрической сети в Антарктиде.

Как уже отмечалось, некоторые исследователи при расчете суммарной радиации используют не величины Q_0 , а данные о солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, Q_A . Средние широтные значения этих величин для северного полушария приведены в табл. 2.

Таблица 1

Широтное распределение суммарной радиации при условии безоблачного неба
 Q_0 ккал/(см² · мес.)

| Широта | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 90° С | 0 | 0 | 0,3 | 10,0 | 20,8 | 25,8 | 24,2 | 14,0 | 2,4 | 0 | 0 | 0 |
| 80 | 0 | 0 | 2,4 | 10,4 | 20,4 | 24,9 | 22,6 | 14,2 | 4,6 | 0,5 | 0 | 0 |
| 70 | 0,03 | 1,4 | 5,7 | 12,6 | 19,5 | 22,8 | 21,2 | 14,7 | 7,5 | 2,7 | 0,3 | 0 |
| 60 | 1,8 | 4,3 | 9,4 | 14,9 | 19,8 | 22,2 | 21,0 | 16,2 | 10,9 | 6,1 | 2,4 | 1,1 |
| 50 | 4,8 | 7,6 | 12,8 | 17,3 | 20,9 | 22,6 | 21,8 | 18,2 | 14,0 | 9,7 | 5,5 | 4,0 |
| 40 | 8,2 | 11,2 | 15,6 | 19,4 | 22,0 | 23,1 | 22,4 | 20,1 | 16,4 | 12,8 | 8,8 | 7,3 |
| 30 | 11,5 | 14,0 | 17,6 | 20,5 | 22,2 | 22,8 | 22,4 | 20,9 | 18,3 | 15,2 | 12,2 | 10,6 |
| 20 | 14,6 | 16,6 | 19,1 | 20,8 | 21,6 | 21,8 | 21,7 | 20,9 | 19,4 | 17,4 | 15,2 | 13,9 |
| 10 | 17,2 | 18,6 | 20,2 | 20,7 | 20,2 | 19,9 | 20,1 | 20,5 | 20,2 | 19,1 | 17,6 | 16,7 |
| 0 | 19,4 | 20,1 | 20,7 | 20,0 | 18,7 | 18,0 | 18,2 | 19,5 | 20,2 | 20,4 | 19,7 | 19,1 |
| 10° Ю | 21,2 | 20,9 | 20,6 | 18,6 | 16,6 | 15,6 | 16,0 | 17,7 | 19,7 | 20,9 | 21,3 | 21,2 |
| 20 | 22,4 | 21,3 | 19,8 | 16,7 | 14,2 | 12,8 | 13,5 | 15,6 | 18,7 | 20,6 | 22,2 | 22,6 |
| 30 | 23,1 | 21,0 | 18,2 | 14,2 | 11,2 | 9,8 | 10,3 | 13,1 | 17,0 | 19,9 | 22,5 | 23,8 |
| 40 | 23,5 | 20,2 | 16,0 | 11,7 | 8,3 | 6,6 | 7,4 | 10,1 | 14,5 | 18,4 | 22,3 | 24,6 |
| 50 | 23,3 | 18,9 | 13,7 | 8,8 | 5,3 | 3,6 | 4,2 | 6,8 | 11,7 | 16,6 | 21,8 | 24,7 |
| 60 | 23,1 | 17,0 | 10,7 | 5,6 | 2,4 | 1,0 | 1,6 | 3,8 | 8,5 | 14,1 | 20,9 | 24,3 |
| 70 | 23,4 | 15,1 | 7,3 | 2,2 | 0,2 | 0 | 0 | 1,0 | 4,9 | 11,6 | 21,3 | 25,7 |
| 80 | 24,4 | 14,3 | 4,8 | 0,1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,0 | 9,7 | 21,9 | 27,4 |
| 90 | 25,2 | 14,1 | 3,0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,3 | 8,8 | 22,2 | 28,0 |

Таблица 2

Широтное распределение солнечной радиации, поступающей
на верхнюю границу атмосферы, Q_A ккал/(см²·мес.)

| Широта | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 90° С | 0 | 0 | 1,0 | 13,8 | 26,3 | 31,7 | 29,0 | 19,2 | 4,6 | 0 | 0 | 0 |
| 80 | 0 | 0 | 3,2 | 14,3 | 25,9 | 31,3 | 28,8 | 19,2 | 6,8 | 0,7 | 0 | 0 |
| 70 | 0,1 | 2,2 | 7,9 | 16,8 | 25,1 | 29,7 | 27,4 | 20,0 | 11,3 | 4,1 | 0,4 | 0 |
| 60 | 2,6 | 6,1 | 12,3 | 19,5 | 25,9 | 29,0 | 27,4 | 22,0 | 15,2 | 8,4 | 3,6 | 1,7 |
| 50 | 6,6 | 10,4 | 16,2 | 22,3 | 27,2 | 29,4 | 28,4 | 24,5 | 18,7 | 12,6 | 7,8 | 5,6 |
| 40 | 11,0 | 14,6 | 19,6 | 24,6 | 28,1 | 29,6 | 28,8 | 26,1 | 21,7 | 16,6 | 11,8 | 9,9 |
| 30 | 15,3 | 18,4 | 22,5 | 26,1 | 28,3 | 29,2 | 28,8 | 27,1 | 24,0 | 20,3 | 16,2 | 14,2 |
| 20 | 19,2 | 21,8 | 24,6 | 26,8 | 27,8 | 28,1 | 28,0 | 27,4 | 25,6 | 23,0 | 20,1 | 18,4 |
| 10 | 22,8 | 24,5 | 26,1 | 26,8 | 27,0 | 26,8 | 26,8 | 26,8 | 26,5 | 25,2 | 23,4 | 22,2 |
| 0 | 25,7 | 26,5 | 26,7 | 25,9 | 24,6 | 23,7 | 24,2 | 25,4 | 26,5 | 26,7 | 26,0 | 25,3 |

Оценка соотношений между Q_0 и Q_A показывает, что ослабление солнечной радиации в безоблачной атмосфере за счет ее поглощения и рассеяния для земного шара в среднем составляет около 25 %.

Проверка на новом материале значений коэффициента b , входящего в формулу (1), подтвердила значения, принятые ранее.

Как уже отмечалось, учет влияния облачности на приход солнечной радиации к поверхности земли может производиться двояким образом: непосредственно по визуальным данным о количестве облаков или с использованием инструментальных наблюдений — регистрации продолжительности солнечного сияния.

В экваториальных и тропических областях, где актинометрическая сеть остается еще редкой, помимо данных по облачности, накопился достаточно большой объем материала гелиографических наблюдений, что позволяет использовать зависимость между суммарной радиацией и относительной продолжительностью солнечного сияния для условий низких широт. Для этой цели были привлечены соответствующие данные Африки, Азии и Австралии. Результаты расчетов подтвердили наличие линейной связи, полученной ранее Онгстремом по материалам наблюдений в умеренной зоне [44] в форме

$$\frac{Q}{Q_0} = 0,25 + 0,75 \frac{S}{S_0} \quad (2)$$

Сравнение средних месячных значений суммарной радиации, рассчитанных по данным гелиографической сети Южной Америки, с данными фактических наблюдений показало, что ошибки расчета не превышают 8—10 %.

В настоящей работе при необходимости привлечения материалов косвенного расчета суммарной радиации использовалась преимущественно зависимость (2), поскольку данные по продолжительности солнечного сияния являются более надежными, чем визуальные наблюдения за облачностью.

Для определения поглощенной солнечной радиации необходимо располагать данными об отражательной способности (альбедо) различных естественных поверхностей земли. Сопоставление значений альбедо, использованных при построении карт «Атласа теплового баланса земного шара» [6], с данными, полученными рядом авторов за последние 15 лет, подтвердило достаточную точность значений, принятых в атласе, за исключением значений для тропического леса, альбедо которого, по новым измерениям [49], составляет 12 %, что и было принято в настоящей работе при расчете поглощенной радиации.

2.2. Эффективное излучение поверхности суши

Для определения радиационного баланса земной поверхности R , представляющего собой разность между поглощенной коротковолновой солнечной радиацией и эффективным излучением, кроме материалов по суммарной солнечной радиации Q и альбедо α , необходимы данные по эффективному излучению I , представляющему разность между длинноволновым излучением подстилающей поверхности и поглощенной частью встречного излучения атмосферы.

$$R = Q(1 - \alpha) - I, \quad (3)$$

Ввиду отсутствия массовых наблюдений над потоками длинноволновой радиации на станциях мировой актинометрической сети для определения эффективного излучения применяются теоретические и полуэмпирические расчетные методы, учитывающие зависимость эффективного излучения от температуры излучающей поверхности, температуры и влажности воздуха и облачности. При определении величин радиационного баланса, положенных в основу ранее опубликованных карт [5, 6], для расчета эффективного излучения применялся метод, разработанный в Главной геофизической обсерватории [8] и уточненный по материалам наблюдений актинометрических станций СССР [21].

По имеющимся материалам наблюдений (в основном актинометрических станций Советского Союза) значения эффективного излучения определяются как разность коротковолнового и полного радиационного балансов и, следовательно, включают в себя погрешности измерений этих элементов. При этом, кроме случайных ошибок, отмечено систематическое занижение значений эффективного излучения за счет меньшей чувствительности термоэлектрических балансомеров к длинноволновой радиации по сравнению с коротковолновой, по которой производится градуировка приборов. По оценке Ю. Д. Янишевского, величина систематической погрешности термоэлектрических балансомеров при измерении длинноволновой радиации составляет около 8—10 %. При уточнении зависимости эффективного излучения от упругости водяного пара по материалам наблюдений актинометрических станций СССР эта систематическая погрешность была учтена путем увеличения на 8 % значений эффективного излучения при безоблачном небе [21].

Найденная ранее [6, 22] формула для расчета средних многолетних месяцев сумм эффективного излучения имеет вид

$$I = s\sigma\theta^4(11,4 - 0,23e)(1 - cn) + \Delta I, \quad (4)$$

где θ , e , n — средние месячные значения температуры воздуха (К) упругости водяного пара (мб) и общей облачности (доли единицы); c — коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение [6, 22]; s — интегральная излучательная способность поверхности суши, равная 0,95; σ — постоянная Стефана—Больцмана (кал/(см²·мин·К⁴)); ΔI — поправка к эффективному излучению, пропорциональная разности температур между подстилающей поверхностью (Q_w) и воздухом (Q), определяемая по методу теплового баланса [22]:

$$\Delta I = 4s\sigma\theta^3(\theta_w - \theta) = \frac{R_0 - LE - B}{1 + \frac{\rho c_p D}{4s\sigma\theta^3}} \quad (5)$$

Принятые формы зависимости эффективного излучения от облачности и разности температур между подстилающей поверхностью и воздухом были подтверждены материалами актинометрических наблюдений сети станций СССР. Была также определена погрешность расчета месячных значений эффективного излучения при использовании в формуле (4) значений метеорологических элементов для разных периодов осреднения. Как показано в [23], погрешности за счет использования средних месячных значений метеорологических элементов оказались почти в 90 % случаев менее 1 %, т. е. на порядок меньше погрешностей метода определения месячных сумм эффективного излучения. Выполненные для 50 станций Советского Союза⁸ сравнения показали, что различия рассчитанных и измеренных [37] годовых сумм эффективного излучения в 60 % случаев не превышали 10 % и в 80 % случаев были меньше 15 %. Различия в годовых суммах радиационного баланса, полученных расчетным путем и из данных наблюдений, в 55 % случаев не вышли за пределы 10 % и в 75 % случаев не превышали 15 %.

Из имеющихся материалов следует, что средняя погрешность рассчитанных сумм радиационного баланса составляет около 10 %.

2.3. Радиационный баланс поверхности океанов

Радиационный баланс поверхности Мирового океана определен расчетным путем по методике, разработанной на основании обобщения

⁸ Эти станции были расположены в различных климатических зонах на Европейской территории СССР (Архангельск, Каргополь, Воейково, Тарту, Горький, Москва, Минск, Пинск, Василевичи, Курск, Каменная Степь, Куйбышев, Киев, Полтава, Волгоград, Кишинев, Одесса, Сальск, Астрахань, Сочи) и на Азиатской территории СССР (Оленек, Салехард, Среднеколымск, Туруханск, Оймякон, Марково, Верхоянск, Енисейск, Якутск, Алдан, Высокая Дубрава, Омск, Новосибирск, Киренск, Иркутск, Сковородино, Борзя, Чита, им. Полины Осипенко, Целиноград, Семипалатинск, Хабаровск, ф. Шевченко, Аральское море, Алма-Ата, Ташкент, Сад-Город, Душанбе, Ашхабад, Термез).

материалов судовых актинометрических наблюдений [20]. Для его расчета использовалась формула

$$R = Q_0 f(n) \alpha - [s \sigma \theta_w^4 - s I_{a0} (1 + kn^m) \beta], \quad (6)$$

где Q_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (возможная радиация); $f(n)$ — функция, определяемая зависимостью суммарной радиации от облачности; α — альbedo поверхности океана; s — интегральная излучательная способность водной поверхности, равная 0,91; θ_w — температура поверхности воды в градусах Кельвина; I_{a0} — излучение атмосферы при безоблачном небе; n — общая облачность в баллах; k, m — параметры, учитывающие влияние облачности на излучение атмосферы; β — эмпирический коэффициент, учитывающий различие между \bar{n}^2 и $\overline{n^2}$.

Значения суммарной солнечной радиации при безоблачном небе Q_0 вычислены в зависимости от высоты солнца в фиксированных интервалах значений коэффициента прозрачности атмосферы p_2 . В работе [20] представлены значения возможной суммарной радиации при $p_2 = 0,75$. Для перехода к суточным суммам при других значениях коэффициента прозрачности атмосферы использована зависимость

$$Q_0 = a Q_{0,75}, \quad (7)$$

где коэффициент a характеризует влияние различных полуденных высот солнца и коэффициентов прозрачности p_2 .

Исследование условий прозрачности атмосферы над Мировым океаном показало различия значений p_2 в отдельных океанах. При этом оказалось, что значения p_2 в Тихом и Индийском океанах близки, тогда как в Атлантике они меньше, особенно в экваториальных и тропических широтах, из-за различного влияния на атмосферу окружающих океаны континентов [19]. С учетом этих различий были составлены таблицы средних широтных значений месячных сумм возможной радиации, характерных для Атлантического океана (табл. 3), Тихого и Индийского океанов (табл. 4).

Ослабление возможной радиации облачным покровом оценивается в зависимости от общего количества облаков и полуденной высоты солнца. Соответствующие зависимости $f(n)$ представлены в [20]. Однако их использование при расчетах средних значений суммарной радиации затруднительно из-за недостатка данных о повторяемости каждого балла облаков.

Таблица 3

**Месячные суммы возможной суммарной радиации для Атлантического океана
(ккал/(см²·мес.))**

| Широта | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 60°С | 1,6 | 4,0 | 9,1 | 14,7 | 20,4 | 21,9 | 21,3 | 16,9 | 10,9 | 6,0 | 2,3 | 1,0 |
| 50 | 4,4 | 6,9 | 12,2 | 16,7 | 21,0 | 21,8 | 21,5 | 18,2 | 13,2 | 9,0 | 5,2 | 3,8 |
| 40 | 7,5 | 9,6 | 14,6 | 18,0 | 21,4 | 21,7 | 21,6 | 19,3 | 15,3 | 11,8 | 8,1 | 6,8 |
| 30 | 10,5 | 12,1 | 16,6 | 19,0 | 21,3 | 21,0 | 21,3 | 19,9 | 16,8 | 14,4 | 11,0 | 9,7 |
| 20 | 13,6 | 14,3 | 18,1 | 19,3 | 20,7 | 20,0 | 20,5 | 19,9 | 18,0 | 16,4 | 13,6 | 12,8 |
| 10 | 16,2 | 16,2 | 19,3 | 19,2 | 19,6 | 18,7 | 19,2 | 19,5 | 18,7 | 18,2 | 15,7 | 15,8 |
| 0 | 18,7 | 17,6 | 19,7 | 18,6 | 17,9 | 16,7 | 17,5 | 18,5 | 18,8 | 19,5 | 18,2 | 18,3 |
| 10°Ю | 20,6 | 18,4 | 19,7 | 17,5 | 16,0 | 14,4 | 15,4 | 17,3 | 18,5 | 20,3 | 20,3 | 20,6 |
| 20 | 22,0 | 19,2 | 19,2 | 15,8 | 13,6 | 11,7 | 12,8 | 15,3 | 17,3 | 20,5 | 21,1 | 22,2 |
| 30 | 22,9 | 19,2 | 18,0 | 13,8 | 10,9 | 8,7 | 9,9 | 12,9 | 15,8 | 19,9 | 21,6 | 23,3 |
| 40 | 23,4 | 18,7 | 16,3 | 11,4 | 8,0 | 6,2 | 7,1 | 10,9 | 13,9 | 19,0 | 21,8 | 24,2 |
| 50 | 23,8 | 18,0 | 14,5 | 8,8 | 5,2 | 3,4 | 4,2 | 7,4 | 11,7 | 17,8 | 21,7 | 24,9 |
| 60 | 23,8 | 16,8 | 11,9 | 6,2 | 2,4 | 1,0 | 1,6 | 4,4 | 9,2 | 16,2 | 20,9 | 25,2 |

Таблица 4

**Месячные суммы возможной суммарной радиации
для Тихого и Индийского океанов (ккал/(см²·мес.))**

| Широта | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 60°С | 1,7 | 4,1 | 9,3 | 14,9 | 20,6 | 22,1 | 21,3 | 17,1 | 11,1 | 6,1 | 2,4 | 1,2 |
| 50 | 4,4 | 6,9 | 12,4 | 17,0 | 21,4 | 22,3 | 22,1 | 18,7 | 13,6 | 9,3 | 5,3 | 3,5 |
| 40 | 7,7 | 9,8 | 14,9 | 18,5 | 22,0 | 22,3 | 22,3 | 19,9 | 15,7 | 12,4 | 8,4 | 6,9 |
| 30 | 10,9 | 12,4 | 17,1 | 19,5 | 21,9 | 21,6 | 22,0 | 20,5 | 17,3 | 14,9 | 11,5 | 10,1 |
| 20 | 14,0 | 14,7 | 18,7 | 19,9 | 21,3 | 20,7 | 21,3 | 20,6 | 18,6 | 17,0 | 14,2 | 13,3 |
| 10 | 16,8 | 16,8 | 19,9 | 19,7 | 20,2 | 19,2 | 19,9 | 20,2 | 19,3 | 18,8 | 16,6 | 16,3 |
| 0 | 19,4 | 18,2 | 20,4 | 19,1 | 18,5 | 17,2 | 18,0 | 19,1 | 19,3 | 20,0 | 18,8 | 18,9 |
| 10°Ю | 21,2 | 19,1 | 20,4 | 18,0 | 16,5 | 14,9 | 15,8 | 17,6 | 18,9 | 20,8 | 20,4 | 21,1 |
| 20 | 22,4 | 19,7 | 19,7 | 16,3 | 14,0 | 12,1 | 13,1 | 15,7 | 17,7 | 20,8 | 21,5 | 22,8 |
| 30 | 23,4 | 19,6 | 18,4 | 14,2 | 11,2 | 9,1 | 10,2 | 13,2 | 16,1 | 20,4 | 21,9 | 23,8 |
| 40 | 23,8 | 18,9 | 16,6 | 11,7 | 8,2 | 6,3 | 7,2 | 10,3 | 14,0 | 19,2 | 22,0 | 24,5 |
| 50 | 23,8 | 18,0 | 14,5 | 8,7 | 5,2 | 3,4 | 4,1 | 7,2 | 11,5 | 17,6 | 21,6 | 24,6 |
| 60 | 23,4 | 16,5 | 11,6 | 5,9 | 2,3 | 0,9 | 1,5 | 4,1 | 8,6 | 15,4 | 20,4 | 24,6 |

По акватории океанов обычно имеются только данные о среднем балле облачности. В связи с этим для применения в климатологических расчетах радиации была предложена табл. 5, содержащая значения Q/Q_0 в зависимости от среднего количества общей облачности (в баллах), полученной с учетом данных о повторяемости каждого балла общего количества облаков [7]. Значения полуденных высот солнца на середину каждого месяца даны в [33].

Таблица 5

Зависимость отношения Q/Q_0 от полуденной высоты солнца $h_{\text{пд}}$ и среднего количества облаков n (с учетом повторяемости)

| $h_{\text{пд}}$ | n баллы | | | | | | | | | | |
|-----------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 10° | 1,00 | 1,02 | 1,01 | 0,97 | 0,92 | 0,84 | 0,76 | 0,67 | 0,58 | 0,49 | 0,37 |
| 20 | 1,00 | 1,02 | 1,01 | 0,97 | 0,92 | 0,84 | 0,76 | 0,67 | 0,56 | 0,47 | 0,35 |
| 30 | 1,00 | 1,01 | 0,99 | 0,97 | 0,92 | 0,84 | 0,77 | 0,68 | 0,58 | 0,49 | 0,37 |
| 40 | 1,00 | 1,00 | 0,99 | 0,96 | 0,92 | 0,85 | 0,78 | 0,70 | 0,60 | 0,51 | 0,40 |
| 50 | 1,00 | 1,00 | 0,98 | 0,95 | 0,93 | 0,85 | 0,79 | 0,71 | 0,62 | 0,54 | 0,42 |
| 60 | 1,00 | 1,00 | 0,98 | 0,95 | 0,93 | 0,85 | 0,79 | 0,73 | 0,64 | 0,55 | 0,44 |
| 70 | 1,00 | 0,99 | 0,97 | 0,95 | 0,93 | 0,85 | 0,80 | 0,74 | 0,65 | 0,56 | 0,46 |
| 80 | 1,00 | 0,98 | 0,96 | 0,94 | 0,93 | 0,86 | 0,80 | 0,74 | 0,67 | 0,58 | 0,48 |
| 90 | 1,00 | 0,96 | 0,95 | 0,94 | 0,92 | 0,87 | 0,82 | 0,76 | 0,69 | 0,61 | 0,50 |

Для определения альбеда поверхности океана использовалась таблица из «Атласа теплового баланса земного шара» [6]. Эти данные хорошо согласуются с результатами рейсовых актинометрических наблюдений. В работе [26] показано, что различия между обеими группами данных не превышают 0,01, а в большинстве случаев значения совпадают.

Излучение атмосферы при безоблачном небе определено в зависимости от температуры воздуха θ по формуле

$$I_{a0} = 1,63\sqrt{\sigma\theta^4 - 0,775}. \quad (8)$$

Влияние облачности на излучение атмосферы учтено путем использования формулы

$$I_a = I_{a0}(1 + kn^2). \quad (9)$$

Эмпирический коэффициент k , входящий в эту формулу, определяется в зависимости от температуры воздуха θ (табл. 6).

Таблица 6

Значения коэффициента k

| | | | | | | | |
|----------|-------|------|------|------|------|------|------|
| θ | | -20 | -10 | 0 | 10 | 20 | 30 |
| k | | 0,71 | 0,46 | 0,33 | 0,25 | 0,19 | 0,14 |

В расчетах значений излучения (9) используется коэффициент β , учитывающий различие между \bar{n}^2 и $\overline{n^2}$. Множитель β изменяется от 1,00 при облачности 0 и 10 баллов до 0,98 при облачности 3—6 баллов.

2.4. Затрата тепла на испарение с поверхности суши

Затрата тепла на испарение определяется как произведение скрытой теплоты парообразования на величину испарения. Поскольку скрытая теплота парообразования изменяется с изменением температуры испаряющей поверхности не очень сильно, в расчетах затрат тепла на испарение с суши использовалось постоянное значение удельной теплоты парообразования L , равное 0,6 ккал/г.

Для расчета месячных величин испарения с суши использовался комплексный метод, основанный на совместном решении уравнений теплового и водного балансов и экспериментально установленной зависимости скорости испарения от влажности почвы [15, 16, 17]. В этом методе используются формулы

$$E = E_0 \text{ при } \omega \geq \omega_0, \quad (10)$$

$$E = E_0 \frac{\omega}{\omega_0} \text{ при } \omega < \omega_0 \quad (11)$$

(E и E_0 — месячные суммы испарения и испаряемости; $\omega = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$ среднее за месяц количество продуктивной влаги в активном для растений слое в почве; ω_1 и ω_2 — количество продуктивной влаги соответственно в начале и конце месяца; ω_0 — критическое значение продуктивной влажности почвы, выше которого испарение равно испаряемости).

При совместном решении уравнений (10) и (11) с уравнением водного баланса

$$r = E + f + \Delta\omega \quad (12)$$

(r — осадки; $\Delta\omega = \omega_2 - \omega_1$ — изменение продуктивной влажности в активном слое почвы, где в основном происходит влагооборот; f — сток) получены формулы для определения влажности почвы:

для месяцев, когда $\omega < \omega_0$

$$\omega_2 = \frac{1}{1 + \frac{E_0}{2\omega_0}} \left[\omega_1 \left(1 - \frac{E_0}{2\omega_0} \right) + r - f \right] \quad (13)$$

для месяцев, когда $\omega \geq \omega_0$

$$\omega_2 = \omega_1 + r - f - E_0 \quad (14)$$

Формулы (10), (11), (13) и (14) позволяют рассчитывать месячные значения испарения по известным месячным значениям испаряемости, осадков и стока.

В случае отсутствия сведений о стоке были использованы формулы (15) и (16), устанавливающие зависимость стока от осадков, испаряемости и влажности почвы:

$$f = \alpha r \frac{\omega}{\omega_k} \text{ при } r < E_0, \quad (15)$$

$$f = r \frac{\omega}{\omega_k} \sqrt{\alpha^2 \left[1 - \left(1 - \frac{E_0}{r} \right)^2 \right] + \left(1 - \frac{E_0}{r} \right)^2} \text{ при } r > E_0 \quad (16)$$

(ω_k — продуктивная полевая влагоемкость, α — безразмерный коэффициент пропорциональности, зависящий от интенсивности осадков, и возрастающий с увеличением их интенсивности).

Решение уравнений (15) и (16) совместно с формулами (10) — (12) позволяет определять месячные значения продуктивной влажности почвы, а затем месячные значения испарения и стока по формулам (10) — (13). Годовые значения испарения находятся суммированием месячных значений.

В качестве активного слоя почвы принимается слой толщиной 1 м, поскольку в нем сосредоточена основная масса корней растений и наблюдаются наибольшие изменения влагозапасов во времени. Ниже метрового слоя эти изменения обычно заметно меньше.

Месячные значения испаряемости E_0 рассчитываются комплексным методом [15, 16]. В этом методе учитываются основные факторы, определяющие испаряемость: радиационный баланс, температура и влажность воздуха, турбулентный обмен. Испаряемость E_0 рассчитывается по формуле (17), устанавливающей пропорциональность испарения с влажной поверхности дефициту влажности воздуха, определенному по температуре испаряющей поверхности:

$$E_0 = \rho D (e_s - e) \quad (17)$$

(E_0 — испаряемость, ρ — плотность воздуха, D — интегральный коэффициент внешней диффузии, e_s — удельная влажность насыщенного водяным паром воздуха при температуре поверхности θ_w , e — удельная влажность воздуха).

Температура деятельной поверхности θ_w определяется из уравнения теплового баланса суши при условии ее достаточного увлажнения

$$R = LE_0 + P + B, \quad (18)$$

где радиационный баланс $R = R_0 + 4s\sigma\theta^3(\theta_w - \theta)$ (R_0 — радиационный баланс увлажненной поверхности, определенный при расчете эффективного излучения по температуре воздуха θ ; s — коэффициент, характеризующий свойства излучающей поверхности), турбулентный поток тепла $P = \rho c_p D(\theta_w - \theta)$ (c_p — теплоемкость воздуха, B — поток тепла между поверхностью суши и нижележащими слоями, L — скрытая теплота испарения). Рассчитав радиационный баланс R_0 и поток тепла в почве B [16], зная θ и e из метеорологических наблюдений, из уравнения теплового баланса можно определить значения величин θ_w , и e_s , связанных между собой эмпирическими формулами зависимости упругости насыщенного водяного пара от температуры (формулой Магнуса). Расчеты испаряемости производятся для месячных интервалов времени. После определения e_s , по формуле (17) находятся месячные значения E_0 . Годовое значение испаряемости определяется суммированием месячных значений. Коэффициент внешней диффузии D в расчетах принимается равным 0,63 см/с [15]. Оценки показали, что влияние изменений коэффициента D на испаряемость невелико [15, 31].

Используя рассматриваемый метод, при подготовке «Атласа теплового баланса земного шара» [6] были рассчитаны годовые и месячные значения испаряемости и на их основании построены годовая и месячные карты испаряемости для суши земного шара [24]. В процессе настоящей работы было произведено уточнение значений дефицита влажности, определяемых по средним месячным значениям температуры и влажности воздуха путем введения поправки, обусловленной нелинейным характером зависимости упругости насыщенного водяного пара от температуры (поправки Ольдекопа). В пустынях эта поправка может достигать 2—3 мм/мес. Во влажных районах она невелика и составляет, как правило, доли мм/мес. Учет этой поправки привел к увеличению месячных и годовых значений испаряемости, достигающему в некоторых районах 5 % для года и 10 % для некоторых месяцев.

В расчетах испаряемости использовались уточненные значения радиационного баланса [1, 3, 30]. Значения испаряемости за счет этого уточнения в некоторых влажных экваториальных районах увеличились до 20 % по сравнению с предыдущими [24]. Необходимые для расчетов значения критической влажности определены путем обработки материалов по водному балансу почвы. В зависимости от географических условий и времени года

средние округленные значения ω_0 для верхнего метрового слоя почвы изменяются в основном от 100 до 300 мм/мес. [31].

Используя материалы о стоке, было детализировано районирование коэффициента пропорциональности α в формулах для определения стока (15) и (16). Значение α оказалось равным 0,2 для территории к северу от 45° с. ш., для пустынь, тропических полупустынь и сухих саванн. Для районов с обильными осадками коэффициент α равен 0,6, для остальной территории близок к 0,4 [31].

Значение продуктивной полевой влагоемкости ω_k принимается в расчетах равным 200 мм в метровом слое почвы (среднее значение наименьшей полевой влагоемкости), за исключением некоторых районов избыточного увлажнения, где при расчетах используется $\omega_k = 350$ (значение, близкое к средней полной полевой влагоемкости).

Расчеты влажности почвы производятся для всего периода с заметным изменением влажности метрового слоя почвы. Этот период в основном совпадает с периодом положительных температур воздуха. Уравнения для определения влажности почвы для всех месяцев с положительными температурами решаются методом последовательных приближений [16, 17, 31].

При расчетах влажности почвы для территорий с высокими положительными температурами воздуха в течение всего года расчет целесообразнее начинать с конца дождливого периода. Величину ω_1 в этом случае можно считать близкой к ω_0 .

После определения средних месячных значений влажности почвы месячные значения испарения находятся по уравнениям (10) и (11).

Критерием правильности произведенных расчетов является выполнение уравнения водного баланса ($r = E + f$ для года, и $r = E + f + \omega_2 - \omega_1$ для месяцев).

В рассматриваемом методе используются значения ω_0 , осредненные в пределах больших территорий. Оценки, выполненные для разных климатических условий, показали, что изменение ω_0 в достаточно широком интервале приводит к сравнительно небольшим изменениям отношений ω/ω_0 и связанных с ними месячных значений испарения.

Обоснованием принятого в схеме расчета предположения о постоянстве влажности почвы в течение зимнего периода является анализ материалов по динамике почвенной влаги [18], который показал, что происходящее в процессе замерзания почвы передвижение влаги к поверхности для средних условий значительно в районах избыточного и достаточного увлажнения. Поскольку в этих условиях испарение близко к испаряемости, учет дополнительной влаги не оказывает большого влияния на расчеты испарения.

Проникновение же в почву талых вод при оттепелях, как правило, не меняет баланс влаги метрового слоя или меняет его незначительно.

Определение точности расчетов испарения весьма сложно, поскольку ни один из существующих методов определения испарения нельзя считать эталонным. Поэтому для оценки надежности расчетов испарения рассматриваемым методом использовалось сопоставление рассчитанных месячных и годовых значений испарения со значениями, определенными другими независимыми методами — методом теплового баланса [10,34], водного баланса и методом определения испарения испарителями [17, 29, 31]. Сравнения показали, что все рассмотренные методы (кроме метода испарителей, используемого в зоне недостаточного увлажнения) удовлетворительно согласуются между собой, при этом точность результатов применения комплексного метода сравнима с точностью методов теплового и водного балансов, и в ряде случаев имеют преимущества перед методом определения испарения при помощи испарителей [31]. Турбулентный поток тепла между поверхностью суши и атмосферой P определялся как остаточный член уравнения теплового баланса. Для годовичного периода P принимался равным разности радиационного баланса и затраты тепла на испарение. Для более коротких периодов из радиационного баланса, помимо затраты тепла на испарение, нужно вычитать значения потока тепла в почву за этот период.

2.5. Затрата тепла на испарение с поверхности океана и турбулентный теплообмен поверхности океана с атмосферой

Для определения турбулентных потоков тепла P и влаги E над океанами был использован расчетный метод [2], в основе которого лежат формулы

$$P = \rho c_p c_\theta u \Delta\theta, \quad (19)$$

$$E = \frac{0,662\rho}{p} c_E u \Delta e, \quad (20)$$

где ρ — плотность воздуха, c_p — удельная теплоемкость воздуха, c_θ — коэффициент теплообмена, u — скорость ветра, $\Delta\theta$ — разность температур (вода—воздух), p — атмосферное давление, c_E — коэффициент влагообмена, Δe — разность влажности воздуха, насыщенного водяным паром на уровне водной поверхности, и влажности воздуха на высоте судовых наблюдений.

Очевидно, что вторая из этих формул аналогична формуле (17).

Значения коэффициентов тепло- и влагообмена, которые считались равными, находятся с помощью номограммы [13] как функции скорости ветра и стратификации приводного слоя, характеризуемой данными о разности

эффективных температур воды и воздуха $\Delta\theta_{\text{эф}} = \Delta\theta + 0,106\Delta e$. Эти значения определяются для условий наблюдений в определенные сроки.

При вычислениях потоков P и E , определяемых по средним месячным данным судовых наблюдений, из-за флуктуаций u , $\Delta\theta$ и Δe к значениям коэффициента теплообмена c_E вводятся поправки. Выражения для расчета потоков тепла и влаги в этих случаях имеют вид

$$P = \rho c_p \left\{ c_\theta(u, \Delta\bar{\theta}_{\text{эф}}) + \frac{\partial c_\theta}{\partial u} \frac{\sigma_u^2}{\bar{u}} + \frac{\partial c_\theta}{\partial(\Delta\theta_{\text{эф}})} \left(1 + \frac{0,07}{B_0} \right) \frac{\sigma_{\Delta\theta}^2}{\Delta\bar{\theta}} \right\} \bar{u} \Delta\bar{\theta}, \quad (21)$$

$$E = \frac{0,662\rho}{p} \left\{ c_E(\bar{u}, \Delta\bar{\theta}_{\text{эф}}) + \frac{\partial c_E}{\partial u} \frac{\sigma_u^2}{\bar{u}} + \frac{\partial c_E}{\partial(\Delta\theta_{\text{эф}})} \left(0,106 + \frac{B_0}{0,66} \right) \frac{\sigma_{\Delta e}^2}{\Delta\bar{e}} \right\} \bar{u} \Delta\bar{e}, \quad (22)$$

где B_0 — отношение Боуэна, равное $0,66 \frac{\Delta\theta}{\Delta e}$; σ_u^2 — дисперсия скорости ветра, $\sigma_{\Delta\theta}^2$ — дисперсия разности температур, $\sigma_{\Delta e}^2$ — дисперсия разности влажностей.

Необходимые для введения поправок к коэффициенту тепло- и влагообмена значения первых производных параметра c_θ по скорости ветра и перепаду температур, а также эмпирические значения безразмерных дисперсий $\frac{\sigma_{\Delta\theta}}{\Delta\bar{\theta}}$, $\frac{\sigma_{\Delta e}}{\Delta\bar{e}}$ и $\frac{\sigma_u}{\bar{u}}$ приведены в работе [2].

Выражения (21) и (22) описывают тепло- и влагообмен поверхности океана с атмосферой при малых и средних скоростях ветра.

При штормовых ветрах коэффициенты тепло- и влагообмена существенно возрастают. Для учета влияния штормов на средние месячные значения потоков тепла и пара использована зависимость коэффициента c от скорости ветра в интервале от 15 до 33 м/с [14]. Учитывая распределение вероятностей скорости штормового ветра при различных значениях средней за месяц скорости ветра, были получены эффективные значения коэффициента c'_E для трех градаций штормового ветра: 17—21 м/с (8 баллов), 21—24 м/с (9 баллов) и 24—30 м/с (10—11 баллов) в зависимости от средней скорости [2].

С учетом влияния стратификации приподнятого слоя воздуха и штормов турбулентные потоки тепла и влаги за месячный интервал времени рассчитываются по средним значениям исходных величин (\bar{u} , $\Delta\bar{\theta}$, $\Delta\bar{e}$) с помощью формул

$$P = A \left\{ [1 - q(u \geq 17)] \left[c_\theta(u, \Delta\bar{\theta}_{\text{эф}}) + \frac{\partial c_\theta}{\partial u} \frac{\sigma_u^2}{\bar{u}} + \frac{\partial c_\theta}{\partial(\Delta\theta_{\text{эф}})} \left(1 + \frac{0,07}{B_0} \right) \frac{\sigma_{\Delta\theta}^2}{\Delta\bar{\theta}} \right] \bar{u} \Delta\bar{\theta} \cdot \right. \\ \left. 10^2 + \{q(17 - 21)c'_\theta[(17 - 21), \bar{u}] \cdot 19,0 + q(21 - 24)c'_\theta \times [(21 - 24), \bar{u}] \cdot \right. \\ \left. 22,5 + q(24 - 30)c'_\theta[(24 - 30), \bar{u}] \cdot 27,0\} \times 10^2 \Delta\bar{\theta} \right\} \text{ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес}); \quad (23)$$

$$E = B \left\{ [1 - q(u \geq 17)] \left[c_E(\bar{u}, \Delta\bar{\theta}_{\text{эф}}) + \frac{\partial c_E}{\partial u} \frac{\sigma_u^2}{\bar{u}} + \frac{\partial c_E}{\partial (\Delta\theta_{\text{эф}})} \left(0,106 + \frac{B_0}{0,66} \right) \frac{\sigma_{\Delta e}^2}{\Delta e} \right] \bar{u} \Delta \bar{e} \cdot \right. \\ \left. 10^2 + \{q(17 - 21)c'_E[(17 - 21), \bar{u}] \cdot 19,0 + q(21 - 24)c'_E \times [(21 - 24), \bar{u}] \cdot \right. \quad (24) \\ \left. 22,5 + q(24 - 30)c'_E[(24 - 30), \bar{u}] \cdot 27,0\} 10^2 \Delta \bar{e} \right\} \text{ см/мес}$$

В формулах (23 и 24) величина

$$q(u \geq 17) = q(17 - 21) + q(21 - 24) + q(24 - 30)$$

обозначает вероятность скорости ветра, превышающей 17 м/с [2]. Численные коэффициенты A и B равны (при подстановке в формулы u в м/с, $\Delta\theta$ в °С, Δe в мбар и продолжительности месяца в 30 дней) $A = 0,794$; $B = 2,057$.

Затрата тепла на испарение с поверхности океана определяется как LE , где $L = (597 - 0,56Q_w) \cdot 10^{-3}$ кал/г.

3. МИРОВЫЕ КАРТЫ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА

3.1. Суммарная радиация

Как видно из рис. 1, годовые значения суммарной радиации на земном шаре меняются от значений ≤ 60 до ≥ 200 ккал/(см²·год). Наибольшие величины как на суше, так и на океанах приурочены к поясам высокого давления северного и южного полушарий. По направлению к высоким широтам значения суммарной радиации уменьшаются. Некоторое уменьшение рассматриваемых величин 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 следующих районах: 1) в умеренных широтах обоих полушарий, где интенсивно развита циклоническая деятельность (западное побережье Канады, север Европы, юго-западное побережье Южной Америки и др.); 2) в восточных районах тропических зон океанов под влиянием пассатных инверсий и холодных морских течений; 3) в областях действия муссонной циркуляции (Индостан, восточное побережье Азии, северо-запад Индийского океана).

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 междуширотные изменения сумм радиации: от значений около 14 ккал/(см²·мес.) в низких широтах до значений,

равных нулю за полярным кругом, куда в этот период суммарная радиация не поступает.

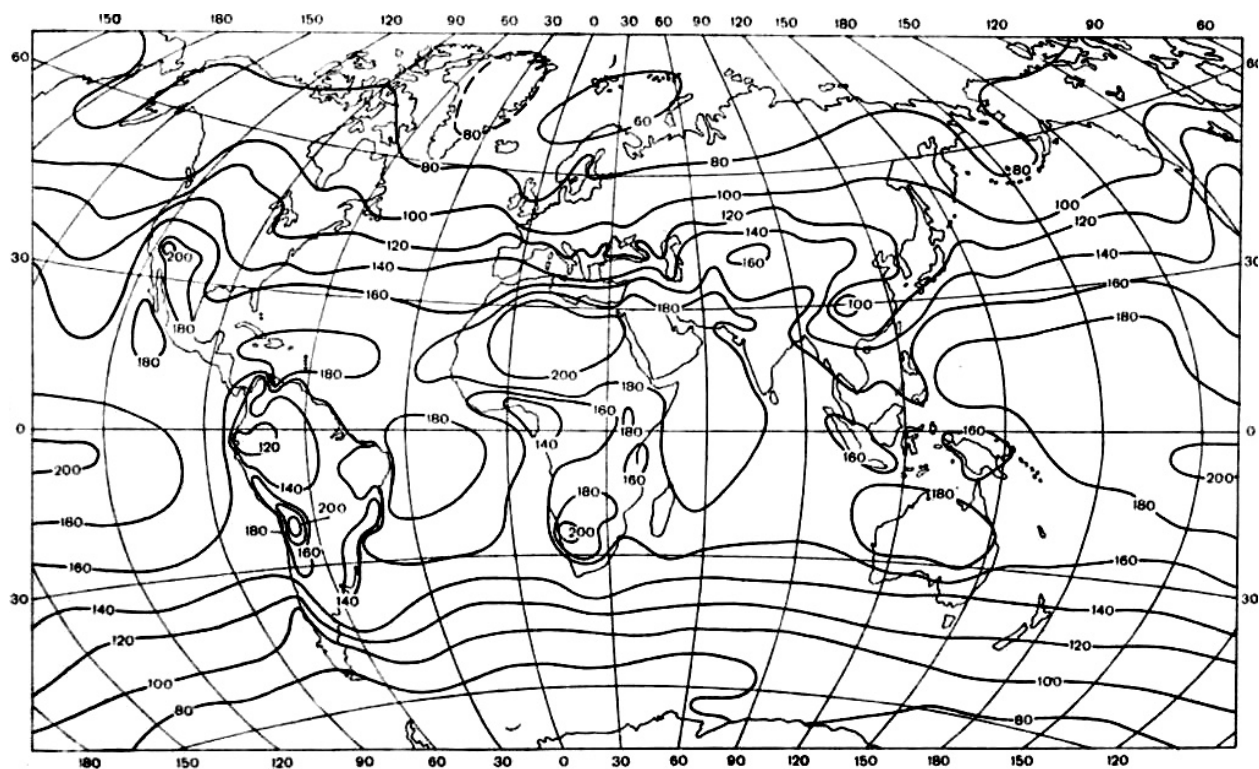


Рис. 1. Суммарная солнечная радиация (ккал/(см² · год)). Год.

Наибольшие месячные суммы солнечной радиации в низких широтах приурочены к районам океанов и областям действия экваториальных муссонов на континентах, 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 ккал/(см²·мес.). Большое количество солнечной энергии летом поступает также в полярные районы, где влияние небольших высот солнца компенсируется значительной продолжительностью дня. Самые большие величины солнечной радиации в летние месяцы получает центральное плато Антарктиды. Так, в январе здесь, месячные суммы меняются от 16—18 ккал/см² на побережье до 30 ккал/см² внутри материка, что заметно превышает значения для областей тропических пустынь.

Для большей части поверхности континентов данные, представленные на рис. 1, хорошо согласуются с аналогичной картой «Атласа теплового баланса земного шара» [6]. Некоторые изменения можно отметить для областей, расположенных в тропических и экваториальных широтах. Так, в районах

тропических пустынь приход радиации несколько уменьшился, в экваториальных областях — возрос [11, 12].

На океанах значения суммарной радиации повсеместно возросли в среднем на 13 %. Это увеличение суммарной радиации является следствием применения в настоящей работе новой методики определения составляющих радиационного баланса поверхности океана.

Таблица 7

**Широтное распределение годовых значений суммарной солнечной радиации
(ккал/см²)**

| Широтная зона | Суша | | Океаны | | Поверхность | |
|---------------|---------|---------|---------|---------|-------------|---------|
| | 1963 г. | 1975 г. | 1963 г. | 1975 г. | 1963 г. | 1975 г. |
| 90—80° С | | 76 | | 70 | | 71 |
| 80—70 | | 78 | | 70 | | 73 |
| 70—60 | 79 | 84 | 69 | 75 | 76 | 82 |
| 60—50 | 94 | 100 | 68 | 90 | 83 | 96 |
| 50—40 | 124 | 127 | 90 | 113 | 108 | 121 |
| 40—30 | 162 | 155 | 126 | 142 | 141 | 148 |
| 30—20 | 192 | 175 | 156 | 168 | 170 | 171 |
| 20—10 | 174 | 181 | 164 | 177 | 167 | 178 |
| 10—0 | 144 | 158 | 157 | 177 | 154 | 173 |
| 0—10° Ю | 145 | 150 | 160 | 181 | 156 | 174 |
| 10—20 | 167 | 165 | 160 | 177 | 162 | 174 |
| 20—30 | 178 | 173 | 149 | 165 | 156 | 166 |
| 30—40 | 154 | 161 | 128 | 144 | 131 | 145 |
| 40—50 | 110 | 122 | 93 | 116 | 94 | 116 |
| 50—60 | 84 | 86 | 67 | 87 | 67 | 87 |
| 60—70 | | 97 | | 74 | | 77 |
| 70—80 | | 99 | | 77 | | 92 |
| 80—90 | | 98 | | | | 98 |
| Земля в целом | 138 | 138 | 127 | 144 | 130 | 142 |

Отмеченные различия отражают данные табл. 7, в которой представлено зональное распределение годовых значений суммарной солнечной радиации, рассчитанных по данным «Атласа теплового баланса земного шара» [6] (1963 г.) и настоящей работы (1975 г.) с использованием материалов по Северному Ледовитому океану из монографии [30]. Из нее следует, что полученные изменения солнечной радиации для отдельных широтных зон суши не сказались на среднем значении для суши в целом, которое осталось равным 138 ккал/(см²·год). Для океанов последняя величина возросла, что повысило среднее годовое значение Q для всей поверхности земного шара на 9 %.

Отмеченные выше различия карт суммарной радиации не изменяют общего характера ее распределения на поверхности земного шара. Таким образом, новые результаты могут рассматриваться как подтверждение выводов о закономерностях распределения солнечной радиации, установленных в «Атласе теплового баланса земного шара».

3.2. Радиационный баланс

Годовые суммы радиационного баланса поверхности суши земного шара изменяются от значений, меньших -5 ккал/см² в Антарктиде и близких к нулю в центральных районах Арктики, до $90—95$ ккал/см² 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 ккал/(см²·год); тундры, лесотундры $10—20$ ккал/(см²·год); северная и средняя тайга $20—30$ ккал/(см²·год); южная тайга $30—35$ ккал/(см²·год); смешанные, лиственные, широколиственные леса, лесостепи и степи умеренных широт $35—50$ ккал/(см²·год) (рис. 2).

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 приурочены к 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 и в зимнее и в летнее полугодия 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 весьма однородные поля радиационного баланса: от -1 до -2 ккал/(см²·мес.) в январе и от 7 до 9 ккал/(см²·мес.) в июле. В тропических и экваториальных широтах в период зимнего солнцестояния значения радиационного баланса уменьшаются до $3,5—4,0$ ккал/(см²·мес.), а в летние месяцы максимальные значения

достигают 9—10 ккал/(см²·мес.), уменьшаясь до 5,5—6,0 ккал/см² в областях пустынь и экваториальных муссонов.

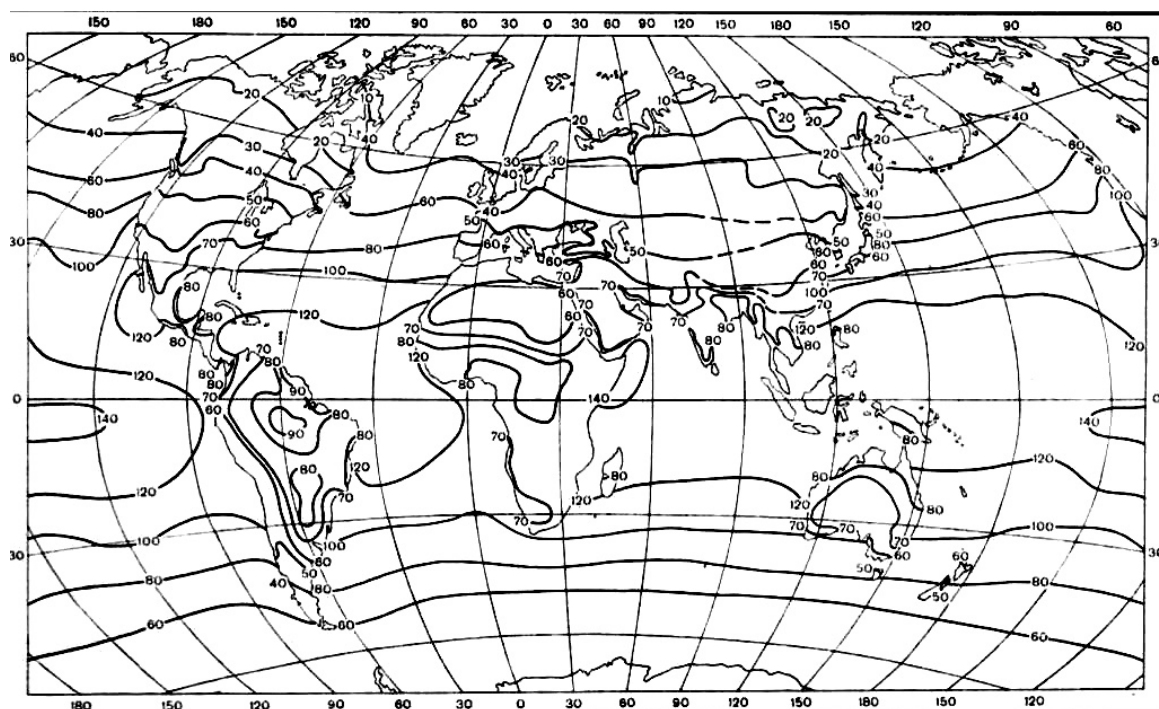


Рис. 2. Радиационный баланс земной поверхности (ккал/(см²·год)). Год.

По сравнению с данными по радиационному балансу поверхности суши, представленными в «Атласе теплового баланса земного шара» [6], годовые суммы радиационного баланса, показанные на рис. 2, уменьшились на 10—15 % в ряде тропических областей (северная часть Индостана, Сахара и др.) и увеличились на 10—20 % в зоне влажных экваториальных лесов и на 5—15 % в степной и лесостепной зонах умеренных широт. Эти изменения связаны с использованием новых материалов наблюдений за суммарной радиацией, уменьшением альбедо, принятым для влажных тропических лесов, и с уменьшением эффективного излучения в связи с увеличившимися затратами тепла на испарение. Однако для отдельных широтных зон и суши в целом значения радиационного баланса изменились сравнительно мало (табл. 8).

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). Минимум для свободной от льдов поверхности океанов расположен у границы плавучих льдов — около 20—30 ккал/(см²·год). Следует отметить, что годовые суммы радиационного баланса на всей акватории океанов положительны.

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

Таблица 8

Средние широтные значения радиационного баланса (ккал/(см²·год))

| Широтная зона | Суша | | Океаны | |
|---------------|---------|---------|---------|---------|
| | 1963 г. | 1975 г. | 1963 г. | 1975 г. |
| 70—60° С | 20 | 22 | 23 | 23 ! |
| 60—50 | 30 | 32 | 29 | 43 |
| 50—40 | 45 | 45 | 51 | 64 |
| 40—30 | 60 | 58 | 83 | 90 |
| 30—20 | 69 | 64 | 113 | 111 |
| 20—Ю | 71 | 74 | 119 | 121 |
| 10—0 | 72 | 79 | 115 | 124 |
| 0—10° Ю | 72 | 79 | 115 | 127 |
| 10—20 | 73 | 75 | 113 | 122 |
| 20—30 | 70 | 71 | 101 | 109 |
| 30—40 | 62 | 62 | 82 | 92 |
| 40—50 | 41 | 44 | 57 | 72 |
| 50—60 | 31 | 35 | 28 | 46 |
| Земля в целом | 49 | 50 | 82 | 91 |

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

По сравнению с результатами расчетов, представленными в «Атласе теплового баланса земного шара» [6], новые данные радиационного баланса океана (табл. 8) выше в обоих полушариях в среднем на 11 %, что является следствием увеличения суммарной радиации.

Для земного шара в целом радиационный баланс земной поверхности увеличился на 10 %.

3.3. Затрата тепла на испарение

Годовая карта затраты тепла на испарение представлена на рис. 3. Распределение значений затраты тепла на испарение для суши построено

на основании расчетов комплексным методом средних многолетних месячных значений испарения для 1700 пунктов, расположенных на равнинной территории. Для горных районов суши затрата тепла на испарение оценивалась на основании данных о вертикальном градиенте испарения [31]:

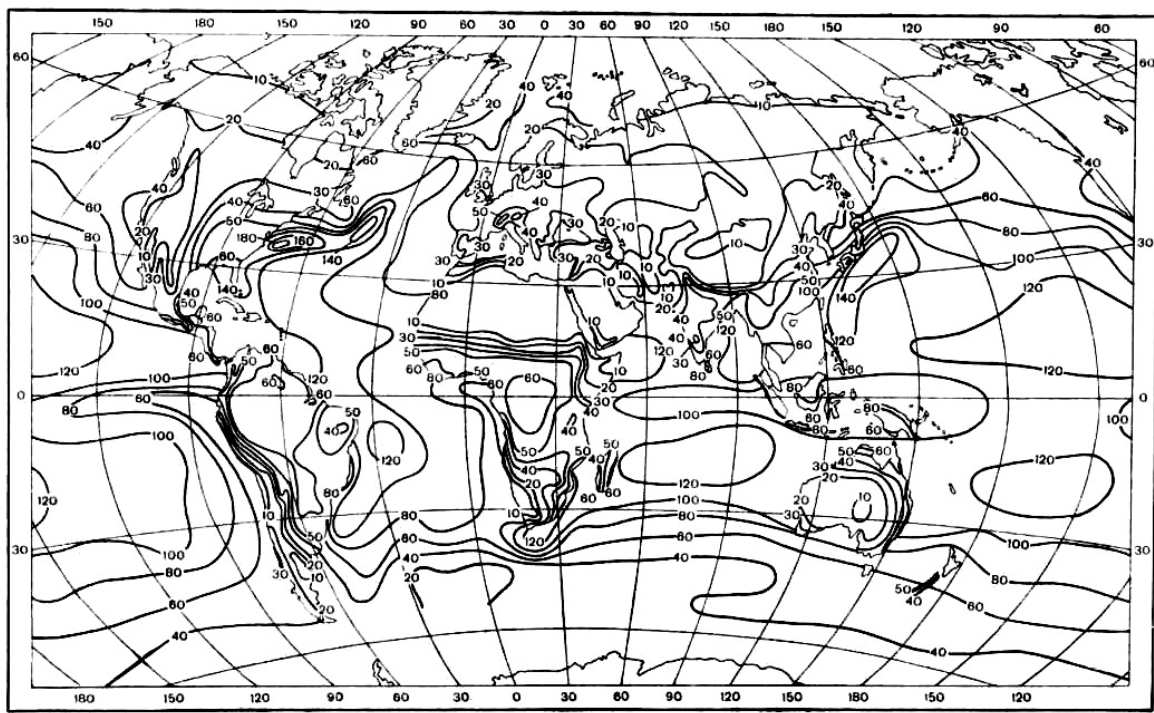


Рис. 3. Затрата тепла на испарение ($\text{kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{год})$). Год.

Средние месячные значения затраты тепла на испарение (и турбулентного теплообмена с атмосферой) на океанах рассчитаны для 722 пунктов. В качестве исходного материала для расчетов использованы данные морского климатического атласа [51], а также данные многолетних судовых наблюдений в 10-градусных квадратах на акватории Атлантического, Индийского и Тихого океанов [4].

Рассматривая особенности распределения затраты тепла на испарение на суше, можно отметить, что диапазон изменения ее значений составляет около $80 \text{ kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{год})$. В районах достаточного увлажнения затрата тепла на испарение возрастает вместе с увеличением радиационного баланса от высоких широт к экватору, изменяясь от значений, меньших $10 \text{ kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{год})$ на северных побережьях континентов, до $70—80 \text{ kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{год})$ 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 $\text{kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{год})$.

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 отмечаются летом, достигая 5—6 ккал/(см²·мес). Зимой затрата тепла на испарение мала. В районах недостаточного увлажнения максимум затраты тепла на испарение перемещается внутри теплого периода в зависимости от условий 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—8 ккал/(см²·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 ккал/(см²·год). Средние широтные значения LE для суши приведены в табл. 9, где сравниваются данные настоящих расчетов со значениями, полученными в предыдущих расчетах [6]. Из таблицы видно, что наибольшее расхождение между прежними и новыми значениями затраты тепла на испарение наблюдается в приэкваториальных широтах. Полученные в настоящей работе значения для этих широт оказались выше предыдущих (у экватора на 15 %) в основном вследствие уточнения радиационного баланса для приэкваториальных широт. Для остальных широт различия между значениями затраты тепла на испарение невелики и обусловлены, как правило, уточнениями количества осадков. Как видно, закономерности широтного распределения затраты тепла на испарение на суше остались прежними.

Сравнение значений затраты тепла на испарение и радиационного баланса показывает, что за год в целом для поверхности суши на испарение тратится 55 % радиационного баланса. Остальные 45 % расходуются на турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой. При этом в районах избыточного увлажнения на испарение тратится от 70 до 90 % радиационного баланса. В пустынях затрата радиационного баланса на испарение незначительна.

Распределение годовых значений затраты тепла на испарение на океанах в общем сходно с распределением радиационного баланса. Как видно на карте (рис. 3), изменение затраты тепла на испарение довольно велико: от значений, больших 120 ккал/(см²·год) в тропических широтах, до значений около 30 ккал/(см²·год) у границы льдов. В экваториальных широтах затрата тепла на испарение несколько понижена по сравнению с более высокими

широтами (меньше 100 ккал/(см²·год)), что является следствием увеличения облачности и влажности.

Таблица 9

Средние широтные значения затраты тепла на испарение (ккал/(см²·год))

| Широтная зона | Суша | | Океаны | |
|---------------|---------|---------|---------|---------|
| | 1963 г. | 1975 г. | 1963 г. | 1975 г. |
| 70—60° С | 14 | 16 | 33 | 31 |
| 60—50 | 19 | 23 | 39 | 47 |
| 50—40 | 24 | 25 | 53 | 67 |
| 40—30 | 23 | 23 | 86 | 96 |
| 30—20 | 20 | 19 | 105 | 109 |
| 20—10 | 29 | 32 | 99 | 117 |
| 10—0 | 48 | 57 | 80 | 104 |
| 0—10° Ю | 50 | 61 | 84 | 99 |
| 10—20 | 41 | 45 | 104 | 113 |
| 20—30 | 28 | 28 | 100 | 106 |
| 30—40 | 28 | 29 | 80 | 82 |
| 40—50 | 21 | 22 | 55 | 51 |
| 50—60 | 20 | 22 | 31 | 35 |
| Земля в целом | 25 | 27 | 74 | 82 |

Помимо радиационного тепла на испарение с океанов, 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 здесь карте. Наибольший расход тепла на испарение имеет место на северном полушарии: более 180 ккал/(см²·год) в районе Гольфстрима и около 140 ккал/(см²·год) в районе Куро-Сию, 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 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: затраты 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 низкими 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.

При сравнении годовой карты затраты тепла на испарение с поверхности Мирового океана с аналогичной картой «Атласа теплового баланса земного шара» [6] можно отметить, что общие географические закономерности распределения затраты тепла на испарение с поверхности океанов остались прежними. Это видно из табл. 9.

Можно видеть, что на большей части Мирового океана новые значения затраты тепла на испарение оказались выше значений, полученных ранее. Особенно заметно увеличение затраты тепла на испарение в низких широтах, что является следствием применения новой методики расчета, учитывающей возрастание коэффициента испарения при больших дефицитах влажности воздуха и слабых ветрах, характерных для этих широт.

В среднем затрата тепла на испарение с поверхности Мирового океана возросла на 11 %.

3.4. Турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой

Карта турбулентного потока тепла для года представлена на рис. 4.

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 для районов достаточного увлажнения умеренных широт.

В годовом ходе наблюдается та же закономерность — возрастание турбулентного потока с возрастанием 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 атмосферой 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.

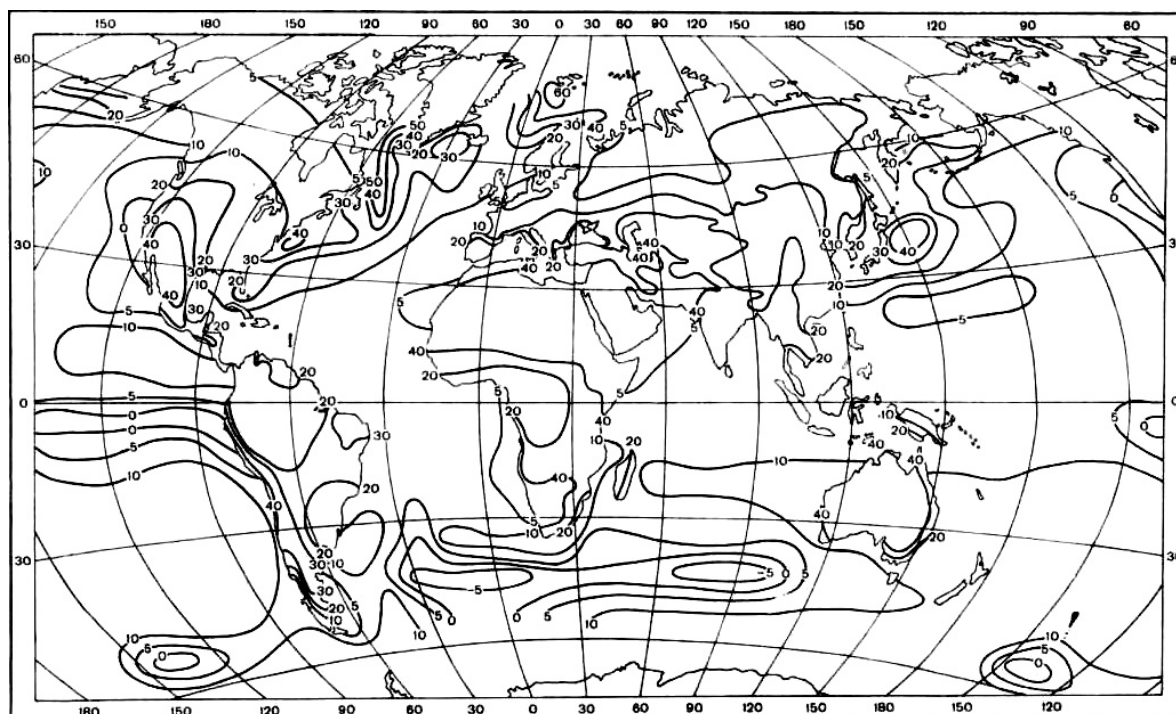


Рис. 4. Турбулентный поток тепла от земной поверхности к атмосфере (ккал/(см²·год)).
Год.

Поток тепла положителен, когда он направлен от земной поверхности к атмосфере.

Карта турбулентного теплообмена поверхности океана с атмосферой 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/(см²·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 ккал/(см²·год). В южном полушарии ввиду отсутствия резких контрастов температур вода — воздух турбулентный поток значительно меньше, чем в северном полушарии, и нигде не превосходит 15 ккал/(см²·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 величины турбулентного потока тепла невелики.

Таблица 10

Средние широтные значения турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой (ккал/(см²·год))

| Широтная зона | Суша | | Океаны | |
|---------------|---------|---------|---------|---------|
| | 1963 г. | 1975 г. | 1963 г. | 1975 г. |
| 70—60° С | 6 | 6 | 16 | 22 |
| 60—50 | 11 | 9 | 16 | 19 |
| 50—40 | 21 | 20 | 14 | 16 |
| 40—30 | 37 | 35 | 13 | 14 |
| 30—20 | 49 | 45 | 9 | 7 |
| 20—10 | 42 | 42 | 6 | 7 |
| 10—0 | 24 | 22 | 4 | 7 |
| 0—10° Ю | 22 | 18 | 4 | 6 |
| 10—20 | 32 | 30 | 5 | 9 |
| 20—30 | 42 | 43 | 7 | 11 |
| 30—40 | 34 | 33 | 9 | 11 |
| 40—50 | 20 | 22 | 9 | 6 |
| 50—60 | 11 | 13 | 8 | 9 |
| Земля в целом | 24 | 23 | 8 | 9 |

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 значений 8—10 ккал/(см²·мес.), в южном полушарии около 5 ккал/(см²·мес.). В летние месяцы для обоих полушарий турбулентный

теплообмен между поверхностью океанов и атмосферой всюду близок к нулю. Абсолютные его значения лежат в пределах от 1 до -1 ккал/(см²·мес.).

В табл. 10 приведены средние широтные значения турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой, полученные по карте, представленной на рис. 4, и данным «Атласа теплового баланса земного шара» [6].

Как видно из этой таблицы, значения турбулентного потока тепла изменились довольно мало. Новые значения в большинстве широтных зон океанов несколько возросли. Уменьшение турбулентного потока тепла южнее 40° ю. ш. для океанов объясняется тем, что по результатам настоящего расчета в умеренных широтах южного полушария выявились области, где турбулентный поток тепла оказывается направленным из атмосферы к поверхности океана.

3.5. Теплообмен поверхности океана с нижележащими слоями воды

Величины теплообмена поверхности океанов с более глубокими слоями в связи с действием течений определены так же, как и при построении карт «Атласа теплового баланса» [5], 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. 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.

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 Куро-Сию. 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).

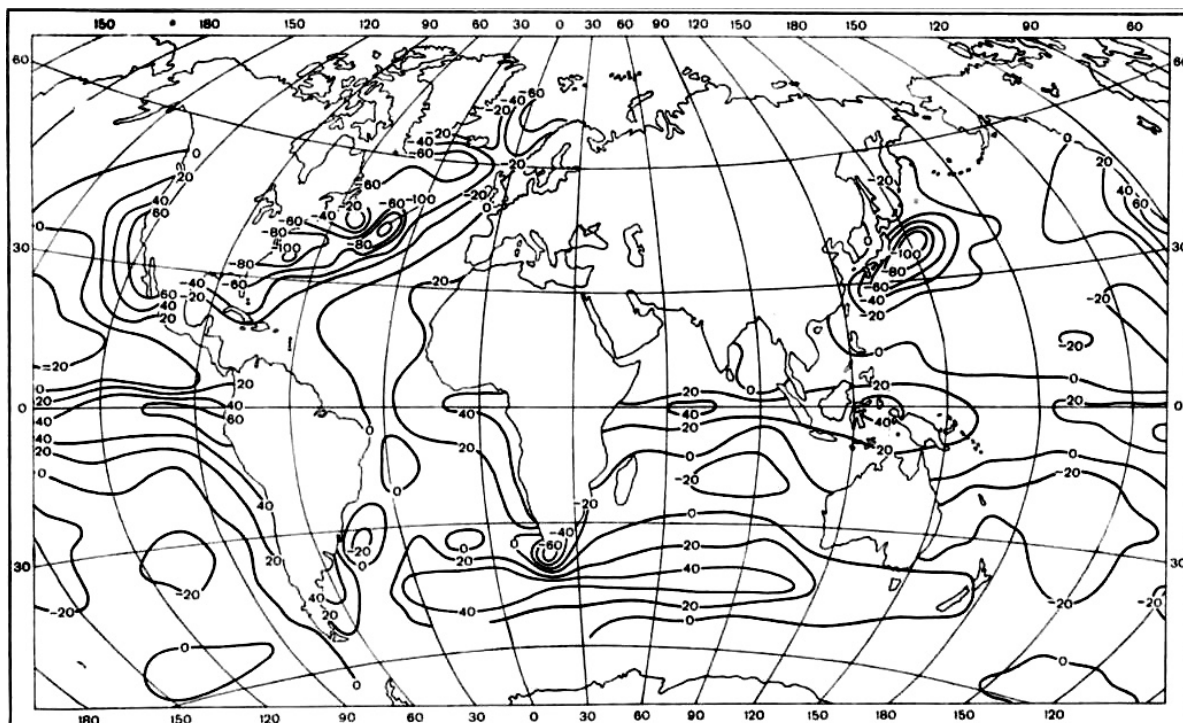


Рис. 5. Поток тепла от поверхности океанов к нижележащим слоям воды (ккал/(см²·год)). Год.

Поток тепла положителен, когда он направлен от поверхности океана к нижележащим слоям воды.

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 $-30, -35$ ккал/(см² год).

В районах действия холодных течений обоих полушарий (за исключением названных выше районов) 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, Бенгальского, Фолклендского течений

и течения Западных ветров передают в нижележащие слои несколько меньшие количества тепла — до 50 ккал/(см²·год).

При сопоставлении средних широтных значений теплообмена поверхности океана с нижележащими слоями по результатам нового и предыдущего расчетов (табл. 11) заметны различия в широтном ходе этой составляющей теплового баланса океана в обоих полушариях.

В отличие от ранее полученных результатов, в северном полушарии отмечается меньшее накопление тепла в тропических широтах вследствие увеличения расхода его на испарение. В южном полушарии обнаружено поступление тепла в глубины океана во внетропических широтах, что требует дальнейшего изучения, поскольку метеорологический и гидрологический режимы в этих широтах еще недостаточно изучены.

Таблица 11

Средние широтные значения теплообмена поверхности океана с нижележащими слоями (ккал/см²·год)

| Широтная зона | 1963 г. | 1975 г. | Широтная зона | 1963 г. | 1975 г. |
|---------------|---------|---------|---------------|---------|---------|
| 70—60° С | -26 | -33 | 0—10° Ю | 27 | 22 |
| 60—50 | -26 | -24 | 10—20 | 4 | 0 |
| 50—40 | -16 | -20 | 20—30 | -6 | - |
| 40—30 | -16 | -20 | 30—40 | -7 | -1 |
| 30—20 | -1 | -5 | 40—50 | -7 | 15 |
| 20—10 | 14 | -3 | 50—60 | -11 | 3 |
| 10—0 | 31 | 13 | Океан в целом | 0 | 0 |

4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМНОГО ШАРА

Данные о распределении составляющих теплового баланса позволяют определить значения этих составляющих для земного шара.

В табл. 12 приведены значения составляющих теплового баланса земной поверхности для различных широтных зон суши и океанов. Последняя строка этой таблицы содержит сведения о тепловом балансе Земли в целом.

Представленные здесь материалы можно сравнить с результатами предыдущих исследований теплового баланса земной поверхности. В табл. 13 включены относительные значения составляющих теплового баланса (выраженные в процентах от величин 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 настоящей работе, приближаются к результатам, полученным в 50-х годах Хоутоном (за исключением величины турбулентного потока тепла).

Таблица 12

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 | 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 | 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 |

Таблица 13

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 | Затраты тепла на испарение | Турбулентный поток тепла |
| Дайне (Dines, 1917) | 42 | 14 | 28 | 21 | 7 |
| Альт (Alt, 1929) | 43 | 27 | 16 | 16 | 0 |
| Баур и Филлипс (Baur, Philipps, 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 |
| Настоящая работа | 46 | 15 | 31 | 26 | 5 |

Используя материалы последнего расчета членов теплового баланса, можно уточнить 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. 6). 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.

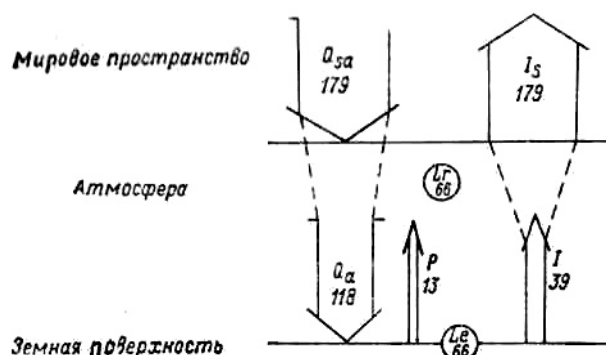


Рис. 6. Тепловой баланс Земли (составляющие баланса в $\text{ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$).

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, $39 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ (стрелка I).

Общая величина уходящего в мировое пространство длинноволнового излучения Земли, равная количеству поглощенной радиации, обозначена стрелкой I_s . Отношение I/I_s гораздо 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. $140 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Актинометрический справочник. Зарубежные страны. Под ред. Т. Г. Берлянд, Л., Гидрометеиздат, НИИ.

2. Ариель Н. З. и др. О расчете среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океаном - «Метеорология и гидрология», 1973, № 5, с. 3—11.
3. Атлас Антарктики. М.—Л., 1900.
4. Атлас океанов. Тихий океан, 1974.
5. Атлас теплового баланса. Под ред. М. И. Будыко. Л., 1955.
6. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., Межведомственный геофизический комитет, 1963.
7. Беева И. М., Кириллова Т. В., Строкина Л. А. Методика учета влияния облачности на суммарную радиацию при климатических расчетах. — «Труды ГГО», 1975, вып. 338, с. 68—72.
8. Берлянд М., Берлянд Т. Определение эффективного излучения с учетом влияния облачности. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 1, с. 64—78.
9. Берлянд Т. Г. Методика климатологических расчетов суммарной радиации. — «Метеорология и гидрология», 1960, № 6, с. 9—12.
10. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., Гидрометеиздат, 1961. 227 с.
11. Берлянд Т. Г. Режим солнечной радиации на территории Африки. — «Труды ГГО», 1970, вып. 263, с. 3—19.
12. Берлянд Т. Г. Радиационный режим Зарубежной Азии. — «Труды ГГО», 1971, вып. 287, с. 3—34.
13. Бортковский Р. С. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 3, с. 93—98.
14. Бортковский Р. С. О влиянии ураганов на макромасштабное взаимодействие океана и атмосферы. — «Труды ГГО», 1972, вып. 297, с. 78—82.
15. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956. 255 с.
16. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
17. Будыко М. И., Зубенок Л. И. Определение испарения с поверхности суши, — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1961, № 6, с. 3—17.
18. Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Л., Гидрометеиздат, 1963. 289 с.
19. Гирдюк Г. В. и др. Прозрачность атмосферы над океаном и суммы возможной радиации,—«Труды ГГО», 1973, вып. 297, с. 99—108.
20. Гирдюк Г. В., Кириллова Т. В. Методика расчета составляющих радиационного баланса поверхности океана, — «Метеорологии и гидрология», 1974, № 12, с. 63—69.
21. Ефимова Н. А. О методике расчета месячных величин эффективного излучения. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 10, с. 28—33.
22. Ефимова Н. А., Строкина Л. А. Распределение эффективного излучения на поверхности земного шара. — «Труды ГГО», 1963, вып. 139, с. 16—26.
23. Ефимова Н. А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1977. 225 с.
24. Зубенок Л. И. Испарение на континентах. Л., Гидрометеиздат, 1976. 264 с.

25. Карты среднего годового стока рек СССР. Приложение к монографии К. П. Воскресенского «Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза», Л., Гидрометеиздат, 1967. 546 с.
26. Кириллова Т. В. Альbedo океанов. — «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 215—219.
27. Климатический справочник Австралии и Новой Зеландии. Под ред. А. Ю. Егоровой и И. С. Борушко. Л., Гидрометеиздат, 1975. 144 с.
28. Климатический справочник Южной Америки. Под ред. А. Н. Лебедева. Л., Гидрометеиздат, 1975. 370 с.
29. Кузьмин П. П. Теоретическая схема оценки ошибок расчета испарения с поверхности суши, — В кн.: Материалы Междугосударственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши 3—7 августа 1965 г. Валдай, 1966, с. 271—283.
30. Маршунова М. С., Черниговский Н. Т. Радиационный режим Зарубежной Арктики. Л., Гидрометеиздат, 1971. 182 с.
31. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
32. Огнева Т. А. О соотношении составляющих теплового баланса на территории Советского Союза. — «Труды ГГО», 1968, вып. 233, с. 110—117.
33. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана. Л., Изд. ГГО, Мурманский филиал АНИИ, 1974. 14 с.
34. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 129 с.
35. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1968. 232 с.
36. Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть), 1964—1974. Л., Изд. ГГО, 1965—1975.
37. Справочник по климату СССР. Ч. I. Л., Гидрометеиздат, 1968.
38. Справочник по климату СССР. Ч. II. Л., Гидрометеиздат, 1964—1967.
39. Справочник по климату СССР. Ч. IV. Л., Гидрометеиздат, 1967—1970.
40. Средние многолетние месячные и годовые суммы атмосферных осадков по зарубежной территории северного полушария. Под ред. О. А. Дроздова. Л., Гидрометеиздат, 1972. 92 с.
41. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории северного полушария. Под ред. В. Я. Шаровой. Л., Гидрометеиздат, 1970. 148 с.
42. Строкина Л. А., Хрол В. П. Пресноводный баланс Мирового океана (испарение). — В кн.: Мировой водный баланс и водные ресурсы земли. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 544—550.
43. Alt E. Der Stand des meteorologischen Strahlungsproblems. — «Meteorol. Ztsch.», 1929, Bd 46, N. 12.
44. Angstrom A. Note on the relation between time of sunshine and cloudiness in Stockholm 1908—1920. — „Arch. f. Matemat. Astronom. och. Phys.“, 1922, Bd 17, N 15.
45. Baur F., Philipps H. Der Warmehaushalt der Lufthülle der Nord-halbkugel... „Gerlands Beitr. z. Geoph.“, 1934, Bd 42.
46. Dines W. H. The heat balance of the atmosphere. — „Quart. J. Roy. Met. Soc.“, 1917, vol. 43, N 151.

47. Houghton H. G. On the annual heat balance of the Northern Hemisphere. — „J. Met.“, 1954, vol. 11, N 1.
48. 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.
49. Oguntoyinbo J. S. Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surfaces in Nigeria. — „Quart. J. Roy. Met. Soc “, 1970, vol. 96, N 409, p. 430—441.
50. Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world. P. 1 — IV. London, 1958.
51. U. S. Navy Marine Climatic Atlas of the World, vol. I — V, 1955— 1959.

Печатается по: М. И. Будыко. Тепловой баланс Земли. (1978). — Л.: Гидрометеиздат. 46 с.

М. И. Будыко
Избранные работы

Подписано в печать 14.01.20. Формат 60x84/8. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печ. л. 26,75. Тираж 100 экз. Заказ №7715.
Изготовлено в ООО «Д'АРТ». 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, д. 28Ц, оф. 1Н.