

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

В.А. Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ ЧАСТЬ 2

ДИНАМИКА КЛИМАТА
(Книга 1)

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Метеорология»*



Санкт-Петербург
2016

УДК 551.51
ББК
Л68

Рецензент: Н.В. Кобышева, д-р геогр. наук, проф. (Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова).

Лобанов, В.А.

Лекции по климатологии. Ч. 2. Динамика климата. Кн. 1. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2016. – 332 с.

Учебник представляет собой курс лекций по второй части дисциплины «Климатология», которая имеет самостоятельное название «Динамика климата» и посвящена анализу динамики факторов формирования климата, статистическому и физико-математическому моделированию, а также исследованию исторических колебаний климата, современных его изменений и будущим оценкам. Весь материал разделен на пять основных тем, которые охватывают полный спектр проблем, связанных с динамикой климата: от постановки задач по его изучению и международного сотрудничества в этой области до результатов сценарных оценок будущего климата в 5-м докладе МГЭИК. Для понимания динамики факторов климата в лекциях даны базовые знания из других дисциплин, таких как астрономия, геофизика, химия, природопользование.

Предназначен для студентов-метеорологов вузов, аспирантов и специалистов, интересующихся вопросами изменений климата, также материал доступен и учащимся техникумов соответствующего профиля.

Lobanov, V.A.

Lectures on climatology. Part 2: Climate Dynamics. Book 1. Textbook in 2 Books. – St. Petersburg: ed. RSHU, 2016. – 332 pp.

The textbook is a series of lectures on the second part of the course «climatology», which has an independent called «The dynamics of climate» and is devoted to the analysis of the dynamics of the factors forming the climate, statistical and physic-mathematical climate modeling, as well as the study of historical climate variability today its changes and future estimates. All material is divided into five main themes, which cover the whole spectrum of issues related to climate dynamics by setting goals for its research and international cooperation in this area until the results of assessments of future climate scenarios in the 5th IPCC report. To understand the dynamics of climate factors in the lectures are given a basic knowledge of other disciplines, such as astronomy, geophysics, chemistry, nature use. The textbook consists of two parts, named Book 1 and Book 2.

The textbook is designed for students of Meteorological higher education institutions, graduate students and professionals interested in the issues of climate change, as well as the material is available to students of technical schools of the corresponding profile.

© Лобанов В.А., 2016

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2016

ISBN 978-5-86813-437-1

Содержание

Введение	7
Тема 1. Задачи теории климата и международное сотрудничество в изучении изменений климата	12
Лекция 1. Введение в динамику климата.	12
Лекция 2. Международное сотрудничество в изучении климата	40
Тема 2. Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата	75
Лекция 3. Климатическая система Земли и взаимосвязи в системе	75
Лекция 4. Влияние астрономических факторов на динамику климата	102
4.1. Влияние характеристик орбиты	103
4.2. Влияние солнечной активности на динамику климата	117
4.3. Влияние на климат неустойчивости вращения Земли	133
Лекция 5. Влияние геофизических факторов на климат	141
5.1. Перемещение материков по земному шару и горообразование	141
5.2. Движение магнитных полюсов Земли	153
5.3. Влияние вулканических извержений на изменение климата	158
5.4. Влияние на климат природных катастроф	175
Лекция 6. Влияние химического состава атмосферы на динамику климата ...	180
6.1. Газовый состав атмосферы	180
6.2. Аэрозоли	190
6.3. Природа парникового эффекта	195
6.4. Углеродный цикл и концепция саморегулирования	198
6.5. История изменения химического состава атмосферы	210
Лекция 7. Влияние автоколебаний в климатической системе на динамику климата	220
7.1. Сведения об общей циркуляции атмосферы	220
7.2. Сведения об общей циркуляции океана	226
7.3. Квазидвухлетняя цикличность	230
7.4. Колебания центров действия атмосферы – индексы атмосферной циркуляции	234
7.5. Эль-Ниньо – Южное колебание	240
7.6. Колебание течения Гольфстрим	245
7.7. Динамика криосферы	249
Лекция 8. Антропогенное воздействие на динамику климата	256
8.1. Изменение локального климата	256
8.2. Изменение глобального климата	276
8.3. Выделение антропогенного влияния	290

Тема 3. Эмпирико-статистические модели климатических изменений . . .	294
Лекция 9. Общая схема моделирования и методы декомпозиции сложного процесса	296
9.1. Концепция неоднородности – нестационарности	296
9.2. Алгоритм построения общей статистической модели пространственно-временных колебаний	302
9.3. Методы оценки качества исходных данных (подготовка к статистическому моделированию)	307
9.4. Методы декомпозиции и выделения однородных составляющих	314
9.5. Оценка эффективности методов декомпозиции	319
9.6. Методы определения погрешности процесса	325

Content

Introduction	7
Theme 1. The objectives of climate theory and international cooperation in the study of climate change	12
Lecture 1. Introduction to climate dynamics	12
Lecture 2. International cooperation in the study of climate	40
Theme 2. Climate system of the Earth and the impact of its individual component on climate dynamics	75
Lecture 3. Climate system of the Earth and the relationships in the system	75
Lecture 4. Influence of astronomical factors on the climate dynamics	102
4.1. Impact of the orbit characteristics	103
4.2. Impact of solar activity on climate dynamics	117
4.3. Effect of the Earth's rotation instability in the climate	133
Lecture 5. Impact of geophysical factors on climate	141
5.1. Moving of the continents on the globe and orogenesis	141
5.2. The movement of the Earth's magnetic poles	153
5.3. The impact of volcanic eruptions on climate change	158
5.4. The impact of natural disasters on climate	175
Lecture 6. Impact of the chemical composition of the atmosphere on climate	
Dynamics	180
6.1. The gas composition of the atmosphere	180
6.2. Aerosols	190
6.3. The nature of the greenhouse effect	195
6.4. The carbon cycle and the concept of self-regulation	198
6.5. The history of the chemical composition of the atmosphere	210
Lecture 7. Impact of oscillation in the climate system on climate dynamics	220
7.1. Information about the general circulation of the atmosphere	220
7.2. Information about the general circulation of the ocean	226
7.3. The quasi-biennial cyclicity	230
7.4. Fluctuations of atmospheric centers of action – indices of atmospheric circulation	234
7.5. El Niño – Southern Oscillation	240
7.6. The fluctuation of the Gulf Stream	245
7.7. The dynamics of the cryosphere	249
Lecture 8. The anthropogenic impact on climate dynamics	256
8.1. Change the local climate	256
8.2. Global climate change	276
8.3. Detection of human impact	290

Theme 3. Empirical-statistical models of climate change	294
Lecture 9. General scheme of modeling and decomposition methods of complex Process	296
9.1. The concept of heterogeneity – nonstationarity	296
9.2. An algorithm for constructing a common statistical model spatial-temporal Fluctuations	302
9.3. Methods for assessing the quality of the data (preparation for statistical modeling)	307
9.4. Methods of decomposition and detection of homogeneous components ...	314
9.5. Assessment of efficiency of decomposition methods	319
9.6. Methods for determination of process errors	325

Введение

Учебник представляет собой изложение материала по динамике климата – второй части учебного курса «Климатология» в виде последовательности из 18 лекций, которые содержательно объединены в 5 основных тем. Первая из тем «Задачи динамики климата и международное сотрудничество в изучении изменений климата» посвящена введению в изучаемую дисциплину и перечислению тех основных задач и проблем, которые имеют место при исследовании динамики климата. Главная задача современной климатологии – это разработка общей теории климата, которая могла бы объяснить весь спектр сложных и разномасштабных климатических изменений в зависимости от факторов и времени. Поэтому часто динамику климата ассоциируют с теорией климата, которая еще не разработана, но отдельные ее составляющие уже реализуются и используются в виде физико-математических и статистических моделей для объяснения климата прошлого и настоящего и для вероятностной сценарной оценки климата будущего. К основным проблемам динамики климата относятся:

- проблема разной точности инструментальных измерений и косвенной информации о климатах прошлого и их объединение;
- множественность и разномасштабность влияющих на климат факторов, формирующих сложный спектр климатических колебаний;
- зависимость состава внешних и внутренних факторов климатической системы от рассматриваемого интервала времени;
- наличие и многообразие положительных и отрицательных обратных связей в климатической системе;
- оценка чувствительности климата к внешним изменениям;
- наличие особых свойств климатической системы, таких как возможность существования триггерного механизма передачи внешних воздействий, существование интразитивности, или «истинной стохастичности», системы, а также квазиритмичный характер пульсаций и существование аттракторов.

В связи с тем, что проблемы динамики климата являются одними из самых сложных для человечества, их решение возможно только при объединенных усилиях ученых разных стран, что выражается в необходимости международного сотрудничества. Так, первым климатическим международным объединением стала Комиссия по климатологии, созданная в 1929 г. и вновь учрежденная после Второй мировой войны в 1950 г. Для координации и выполнения

всего комплекса работ по изучению климата земного шара ВМО в 1980 г. была учреждена Всемирная климатическая программа. В лекции рассматриваются основные международные организации и объединения, включая ВМО, МГЭИК, известные международные проекты CLIVAR, GEWEX, CliC, SPARC. Приводится содержание последнего 5-го доклада МГЭИК и главные международные мероприятия, связанные с изучением климата и ограничением антропогенного воздействия на климат из-за начавшихся вызовов природы в виде роста глобальной температуры, Сахельской засухи, озоновых дыр и других участвовавших экстремальных явлений.

Вторая тема – «Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата» – состоит из шести лекций, в которых рассматриваются показатели различных составляющих климатической системы, влияющих на изменение климата, и динамика таких основных факторов климата, как:

- астрономические, включая характеристики орбиты (прецессия, наклон оси планеты, эксцентриситет), солнечная активность и параметры неустойчивости вращения Земли (скорость вращения и смещение координат географических полюсов);

- геофизические, включая перемещение материков по земному шару и горообразование, движение магнитных полюсов Земли, вулканические извержения и природные катастрофы;

- химический состав атмосферы, включая ее газовый состав и аэрозоли, парниковый эффект и углеродный цикл, а также изменение химического состава за всю историю Земли;

- внутренние или автоколебательные факторы, включая квазидвухлетнюю изменчивость скорости и направления ветра в экваториальной стратосфере, центры действия атмосферы и различные индексы атмосферной циркуляции, ледовых условий, Эль-Ниньо – Южное колебание, индекс Гольфстрима и различные показатели криосферы;

- антропогенное воздействие на характеристики локального климата (составляющие теплового баланса, растительный покров, водный режим, влияние урбанизации) и глобального климата (рост концентрации углекислого газа и других газов и аэрозолей, влияние на изменение земной поверхности, альбедо и другие факторы).

Данная тема свидетельствует, что климатология является комплексной наукой и для понимания динамики климата необходимо понимание и изучение процессов и явлений в соседних областях знаний, таких как астрономия, геофизика, химия, природопользование. Поэтому в каждой из лекций приводятся основные сведения

из соответствующей смежной научной дисциплины, что позволяет расширить научный кругозор и естественнонаучные познания.

Следующие две темы – «Эмпирико-статистические модели климатических изменений» и «Физико-математические модели климатических изменений» – практически объединяются в одну тему по моделированию динамики климата, но двумя разными подходами: эмпирико-статистическим и физико-математическим. Каждому из направлений моделирования посвящено по три лекции. В теме эмпирико-статистического моделирования колебаний климата рассматриваются такие теоретико-методические вопросы моделирования, как:

- концепция неоднородности – нестационарности и общий алгоритм построения статистической модели пространственно-временных колебаний;
- методы оценки качества исходных данных и организация их массивов для статистического моделирования;
- методы декомпозиции и выделения однородных составляющих разных временных масштабов и оценка эффективности этих методов;
- методы идентификации климатических изменений во времени;
- статистическая модель внутригодовых изменений;
- статистические пространственные модели;
- статистические модели от факторов и анализ остатков.

Отдельная лекция посвящена применению статистических моделей для исследования климатических изменений за исторический период, начиная с наиболее продолжительных колебаний климата за 800 тыс. лет по данным антарктических ледяных кернов; далее последние 45 тыс. лет, включая период позднеледникового и голоцен, затем палеореконструкции последней тысячи лет и до многолетних рядов наблюдений на территории России, включая последние годы наблюдений. Акцентируется внимание на установленные закономерности колебаний, а также показана зависимость получаемых результатов от априори задаваемого вида модели временного ряда. Помимо этого, даны примеры районирования севера ЕТР по типу климатических изменений, пространственно-временных моделей температуры воздуха и их типизаций для Европы, а также оценка региональных климатических изменений на примере Костромской области.

Тема физико-математических моделей рассматривается в трех лекциях, начиная с классификации моделей, и затем дается подробное описание моделей в их историческом развитии, включая:

- одномерную энергобалансовую модель М.И. Будыко и другие ЭБМ;
- радиационно-конвективные модели (РКМ);
- объединение энергобалансовых и радиационно-конвективных моделей;
- модели промежуточной сложности (МПС);
- модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО).

Для каждого класса моделей приводятся основные уравнения, даются оценки эффективности и чувствительности модели и примеры ее применения. Детально рассматривается международный проект по сравнению климатических моделей, который в настоящее время дает возможность свободного доступа к результатам моделирования исторического эксперимента и сценарных оценок будущего климата по основным климатическим моделям в рамках проектов СМIP3 и СМIP5. Применение МОЦАО для оценки современного и будущего климата показано на примере климатической модели Института вычислительной математики РАН.

Последняя тема курса лекций посвящена историческим колебаниям климата и состоит из четырех лекций, дающих сведения:

- о палеоклиматологии и ее методах, включая изучение осадочных пород, ископаемую флору и фауну, дендрохронологию, химические, палеомагнитные, изотопные, комплексные и другие методы;
- о примерах применения различных палеоклиматических методов для восстановления изотопных палеотемператур по химическому составу льда, для оценки режима увлажнения и стока по информации о руслах древних рек, для оценки палеотемператур и уровня моря по информации о донных отложениях в северных морях;
- об исторических колебаниях климата до четвертичного периода, оледенения четвертичного периода и климат голоцена, включая применение физико-математических моделей для восстановления палеоклимата;
- об особенностях современного климата за последние 150 лет и оценки будущего климата до конца XXI в.

Данная тема является обязательной в курсе динамики климата в связи с тем, что, не зная динамики климата прошлого, невозможно сделать правильные выводы о причинах колебаний настоящего климата и дать достоверные оценки изменения климата будущего.

В результате освоения курса лекций обучающийся должен знать:

- основные задачи динамики климата и международные программы и проекты по исследованию изменений климата;

- структуру климатической системы Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата;

- статистические методы и модели для изучения пространственно-временных колебаний климата и полученные на их основе результаты;

- основные виды физико-математических моделей климатических изменений и результаты их применения;

- методы палеоклиматологии для получения информации о климатах прошлого;

- исторические изменения климатов Земли от возникновения планеты до современного периода и сценарные оценки климата ближайшего будущего.

Обучающийся должен уметь идентифицировать значимые климатические изменения, строить статистические пространственно-временные модели, включая модели внутригодовых колебаний и простые физико-математические модели типа энергобалансовых, а также проводить на их основе исследования с привлечением международных архивов данных в Интернете, современных вычислительных средств и ГИС-технологий. Должен научиться владеть знаниями о факторах изменений климата и их динамике; основными видами моделей для изучения динамики климата; знаниями об основных причинах изменения климата в прошлом, настоящем и ближайшем будущем.

Тема 1. Задачи динамики климата и международное сотрудничество в изучении изменений климата

Лекция 1. Введение в динамику климата

Климатологию как науку можно разделить на две основные части: изучение климата как условно постоянной устойчивой субстанции и изучение изменений этой субстанции во времени. Первая часть относится к физической климатологии и исследует климат в статическом состоянии или, по аналогии с физикой, имеет дело со статикой климата. В ней рассматриваются основные факторы климата в их статическом состоянии и в виде составляющих уравнений балансов: радиационного, теплового, водного. Климат здесь представлен в его первозданном классическом определении как «средняя погода». Поэтому в физической климатологии имеют дело со средними многолетними величинами, которые характеризуют распределение температур, осадков, атмосферного давления и других климатических характеристик по поверхности Земли.

Обычно средние многолетние климатические характеристики называют нормами. Даже в условиях современного изменяющегося климата для расчета климатических средних Всемирной метеорологической организацией (ВМО) принят условно стационарный период 1961–1990 гг. Такие осреднения за многолетний период позволили установить основные закономерности распределения климатических характеристик по поверхности Земли, получить новые интересные показатели, например, такие, как центры действия атмосферы, климатологические фронты, различные виды атмосферной циркуляции.

На основе средних климатических показателей разработаны основные климатические классификации и климатические районирования для прикладных целей. Расчетные климатические характеристики, полученные в предположении квазистационарной функции распределения, являются теми редкими природными показателями с вычисленной вероятностью их повторяемости, которые обязательно учитываются при проектировании и эксплуатации сооружений, объектов и механизмов. Взаимосвязь между различными показателями климатической системы также представлена в виде уравнений балансов в их интегральной форме.

В отличие от статики, основными задачами динамики климата являются:

- изучение закономерностей изменения факторов климата во времени;
- изучение взаимосвязей между изменяющимися компонентами климатической системы в форме математических моделей;
- прогноз, или научно обоснованное предвидение, возможных будущих изменений климата.

Достаточно часто изучение динамики климата ассоциируется с разработкой теории климата, которая еще окончательно не создана и представляет собой систему объяснения таких основных климатических свойств, как особенности и распределение климатов Земли; их изменения во времени; физические связи между элементами климата, климатообразующими процессами и географическими факторами климата.

В связи с этим основные задачи динамики климата и теории климата схожи: изучение закономерностей формирования климата и его изменений и предвидение изменений климата в будущем. Единственный путь решения таких задач – это построение математических моделей климатической системы. Остальные виды моделирования, такие, например, как активный эксперимент и физическое моделирование, для такого большого и своеобразного объекта, как планета Земля, пока невозможны. Так, физическое моделирование, или создание уменьшенной модели планеты, в лабораторных условиях с атмосферой и всеми другими сферами невозможно даже не из-за их сложности и многообразия объектов, что можно и упростить, а только из-за значительного различия вертикального и горизонтального масштабов, которое достигает 10^3 , так как атмосфера в моделях обычно рассматривается до 30–50 км по вертикали, а длина окружности Земли по экватору составляет 40 000 км. Такое различие в масштабах не позволяет создать все сложные движения в такой тонкой оболочке, как атмосфера, а именно эти движения и определяют циркуляцию воздуха и воды на планете.

Активный эксперимент с планетой Земля пока, может, и к счастью, также невозможен. Человечество еще не имеет таких технических и энергетических возможностей, чтобы изменять атмосферную циркуляцию на планете, суммарную приходящую радиацию и даже «накачивать» атмосферу углекислым газом в планируемых концентрациях за достаточно короткое время эксперимента.

Применяемые для описания динамики климата математические модели, в свою очередь, можно разделить на два класса: физико-математические и статистические. Статистические модели используются в основном для выявления пространственно-временных

закономерностей на основе многолетних данных наблюдений, а также для нахождения простых статистических взаимосвязей между разными показателями климатической системы, например между индексами атмосферной циркуляции и температурой воздуха. Для детального описания всех взаимосвязей в климатической системе применяются модели климата, основанные на решении полных уравнений термо- и гидродинамики и представляющие собой более генерализованные по времени и пространству модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), используемые для краткосрочных прогнозов погоды.

В данных лекциях по динамике климата будут рассмотрены следующие базовые темы:

1. Задачи теории климата и международное сотрудничество в изучении изменений климата.
2. Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата.
3. Эмпирико-статистические модели климатических изменений.
4. Физико-математические модели климатических изменений.
5. Исторические колебания климата.
6. Современное изменение климата и климат ближайшего будущего.

Для закрепления теоретического материала следует выполнить четыре лабораторные работы, приведенные в Практикуме по климату, части 1 и 2, по базовым разделам курса «Динамика климата»:

Лабораторная работа № 1. Пространственная изменчивость климатических данных.

Лабораторная работа № 2. Применение статистических методов для оценки климатических изменений во времени.

Лабораторная работа № 3. Стохастическое моделирование пространственно-временных колебаний климата.

Лабораторная работа № 4. Применение физико-математических моделей климата (на примере энергобалансовой модели М.И. Будыко).

Динамика климата, который представлен разными показателями в разных подсистемах, очень сложная, так как каждая из климатических характеристик формируется под влиянием многих факторов, которые, в свою очередь, имеют разный масштаб колебаний во времени. По мнению известного климатолога В.А. Зубакова [4], «История климатов кайнозоя, даже на начальном (современном) этапе ее изучения, приводит нас к общему заключению о том, что изменения климата прошлого невозможно объяснить действием какого-либо одного или нескольких факторов, например, ростом

гор, изменением течений, активизацией вулканизма и повышением в связи с этим концентрации пепла и углекислого газа в атмосфере. Изменение климата – это интегральное отражение взаимодействия всех геосфер Земли друг с другом и с космосом». Исходя из такой сложной динамики колебаний разрабатываемая в настоящее время теория климата также должна быть достаточно сложной и многогранной. По определению В.П. Дымникова и А.Н. Филатова [3], основные части такой общей теории климата – это:

а) статистическая теория климата, целью которой является описание климата современными статистическими методами на основе данных наблюдений;

б) физическая теория климата, предметом которой является изучение физических процессов, ответственных за формирование климата;

в) гидродинамическая теория климата, центральным звеном которой является изучение линейных и нелинейных волновых процессов, протекающих в климатической системе и их устойчивости;

г) математическая теория климата как совокупность математических методов анализа решения климатических моделей на произвольно больших масштабах времени;

д) численное моделирование климатической системы, целью которого является создание моделей, способных не только описать современную климатическую систему, но и в определенном смысле предсказать изменения климата при разных внешних воздействиях.

Прежде чем перейти к изучению динамики климата, следует остановиться на основных определениях, свойствах и проблемах, связанных с изменяющейся климатической системой. Главное определение в климатологии – это определение понятия «климат». Слово «климат» происходит от греч. *klima* – «наклон», под которым древние греки понимали наклон земной поверхности к солнечным лучам. Из-за того что этот наклон разный на разных широтах, количество получаемой энергии земной поверхностью тоже разное, и в первом приближении это характеризует климат в данном месте. По известной генетической классификации климатов Б.П. Алисова, на Земле выделяется 7 основных климатических поясов – от экваториального до арктического, которые, в основном, и связаны с различием в поступающей радиации и ее межширотным обменом.

В связи с этим принято различать два понятия климата: локальный и глобальный. *Локальный климат* – это описание гидрометеорологического режима определенной территории в ряду других физико-географических характеристик, а *глобальный климат* – это

состояние гидрометеорологического режима Земли, характеризующегося процессами планетарного масштаба, которые проявляются в каждой точке земного шара и имеют единую природу. В настоящее время в динамической климатологии основным является следующее определение климата: «Климат – статистический ансамбль состояний, которые проходит система "океан – суша – атмосфера" за периоды времени в несколько десятилетий». Это определение климата было сформулировано в 1974 г. на Стокгольмской международной конференции по результатам проекта исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) и как раз и характеризует его динамику и взаимосвязи между компонентами системы. В отличие от климата, мгновенное состояние системы «океан – суша – атмосфера» называют погодой. Она характеризуется некоторым набором глобальных полей, то есть распределений по земному шару ряда характеристик морской воды, атмосферного воздуха, поверхности Земли и верхнего слоя почвы.

Первая из проблем изучения динамики климата – информационная. Как известно, регулярные однородные инструментальные наблюдения на сети метеорологических станций имеют период менее 150 лет, начиная с конца XIX в. Конечно, в отдельных пунктах, в основном в Европе, имеются и длиннорядные наблюдений продолжительностью в 300 лет и более, например, ряды наблюдений за среднемесячной температурой воздуха с 1706 г. в г. Билт (Нидерланды), за осадками с 1697 г. в Кью Гарденсе (Великобритания). Однако эти наблюдения единичны и требуют оценки однородности данных. Таким образом, при исследовании динамики климата по эмпирическим данным существует неоднородная ситуация: современный климат за последние 150 лет исследуется на основе достаточно надежных данных инструментальных наблюдений, а в последние 40–50 лет – еще и спутниковых данных, а климат прошлого – по косвенным индикаторам, что гораздо менее надежно. В результате современные данные являются носителями информации о короткопериодной изменчивости климата до 150–200 лет, а палеоданные содержат в себе информацию о крупных и долгопериодных изменениях климата.

Пример применения разных видов информации при исследовании динамики климата показан на рис. 1.1. На верхнем графике рис. 1.1 показан ряд глобальной температуры, полученный по данным инструментальных наблюдений с интервальными оценками погрешностей, на среднем рисунке – ряд средней температуры Северного полушария по последнюю 1000 лет, составленный

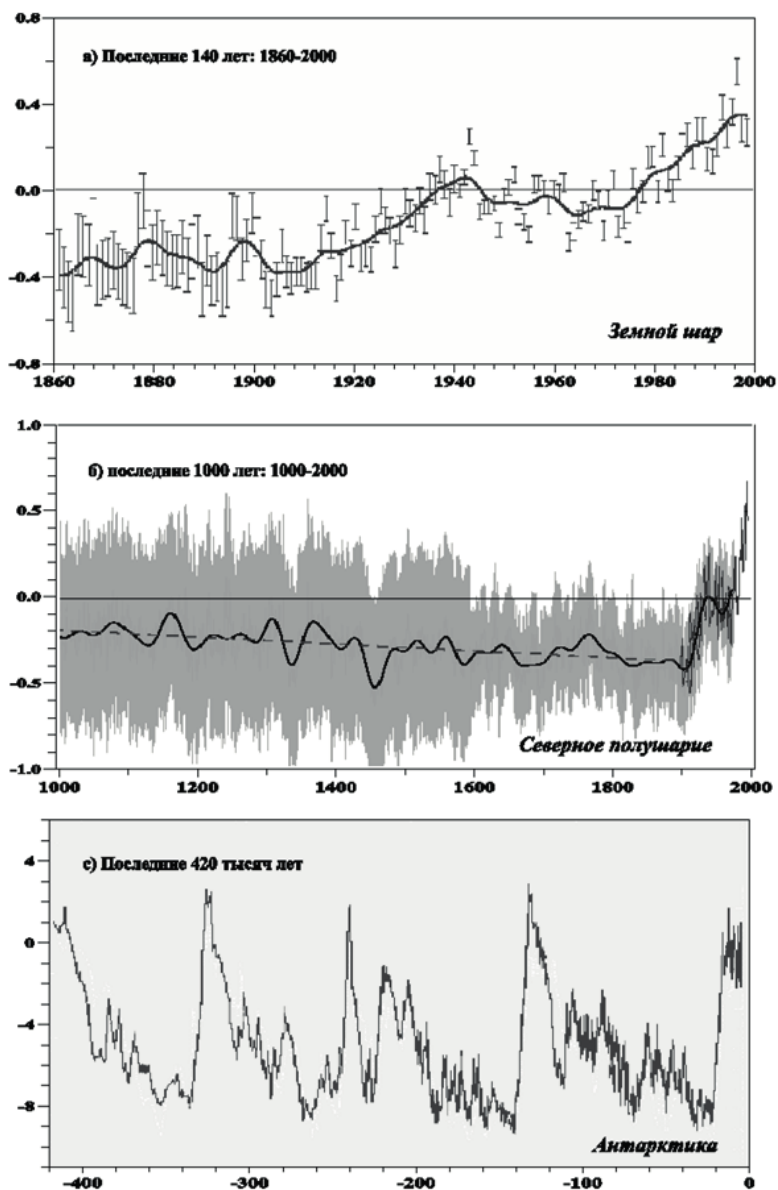


Рис. 1.1. Разномасштабные колебания климата, полученные на основе данных наблюдений и косвенных палеоданных

из палеореконструкций и данных наблюдений за последний период и также с диапазоном возможных погрешностей. На нижнем рисунке приведен ряд палеореконструкций температуры воздуха в Антарктике за последние 420 тыс. лет, полученный по данным изотопного анализа кислорода из ледяных кернов.

Из сопоставления рядов наблюдений можно сделать вывод, что долгопериодные изменения климата могут быть установлены только по палеоданным, погрешность которых намного больше, чем инструментальных измерений. Таким образом, по палеоданным можно более или менее надежно определить только показатели колебаний большого временного масштаба, например показатели циклов с периодом в 100 тыс. лет, как показано на нижнем графике (см. рис. 1.1). А отдельные флуктуации в этих циклах могут быть обусловлены и погрешностями полученной палеоинформации.

Вторая проблема при изучении динамики климата – это множественность влияющих причин, каждая из которых также может содержать колебания разных временных масштабов. В результате колебания любой климатической характеристики во времени представляют собой сложный процесс, который в большинстве случаев воспринимается как случайный в виду большой шумовой составляющей. Пример достаточно сложной функции спектральной плотности для температуры нижней атмосферы, реконструированной Дж. Митчелом [12] за весь исторический период, приведен на рис. 1.2, где по вертикальной оси представлена плотность спектральной функции в относительных единицах, а по горизонтальной – период гармоник.

Из анализа графика можно сделать вывод, что спектр температуры является сложным, размытым и включает в себя два существенных всплеска при периодах 1 сутки и 1 год и достаточно много менее значимых с разными периодами: 12 часов, 3–7 суток, 6 месяцев, 27 лет, 100–400 лет, 2500 лет, 20 тыс. лет, 40 тыс. лет., 100 тыс. лет, 30–60 млн лет и 200 млн лет. Для температуры воздуха наиболее значимые гармоники с периодом 1 сутки и 1 год обусловлены вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца и проявляются в виде известного суточного и годового хода температуры. Этим же причинам соответствуют и процессы с полупериодом от основных: полусуточные и полугодовые.

Следующими по значимости являются цикл колебаний с периодом 200 млн лет, хотя надежность его определения низкая, и циклы в 20, 40 и 100 тыс. лет, обусловленные влиянием астрономических факторов. Циклы с периодами в среднем 2500 лет и 100–400 лет

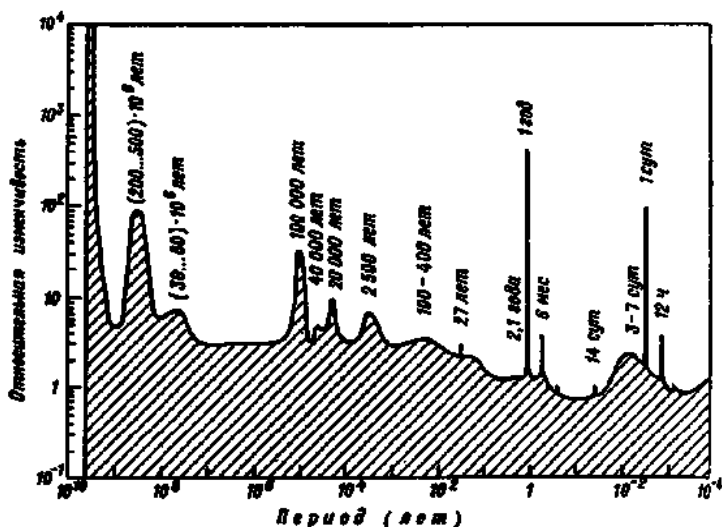


Рис. 1.2. Плотность спектра колебаний температуры нижней атмосферы по периодам от 1 часа до возраста Земли [13]

являются более сглаженными, и предполагается, что они обусловлены колебаниями внутренних инерционных процессов климатической системы, такими как криосфера и океан. Колебания с периодами 3–7 суток обусловлены синоптическими процессами. Наиболее известными в климатологии считаются следующие циклы, обусловленные внешними воздействиями [7].

Годичный цикл. Вынужденные колебания климатической системы оказываются неустойчивыми уже в годичном цикле, в котором происходят перераспределения масс воздуха над океанами и континентами, и над последними образуются и разрушаются сезонные центры действия атмосферы (ЦДА) – зимние субполярные антициклоны (в Северном полушарии это Сибирский и Канадский антициклоны) и летние субтропические области пониженного атмосферного давления – Южно-Азиатская и Калифорнийская депрессии, а имеющиеся над океанами перманентные ЦДА – субтропические антициклоны, Азорский и Гавайский, от зимы к лету усиливаются, а субполярные депрессии – Исландская и Алеутская, наоборот, ослабевают. Эти годичные колебания неустойчивы по отношению к более медленным возмущениям, осуществляющим перераспределение момента импульса атмосферных движений. Высокоточные измерения на станциях Международной службы широты показывают,

что на спектрах малых колебаний полюсов, кроме узкого и мощного пика на годовичном периоде, имеется еще более слабый, но широкий максимум около периода в среднем 1,19 года, соответствующий так называемым чандлеровским колебаниям полюсов.

Квазидвухлетние циклы. Согласно гипотезе А.М. Обухова, эти колебания находятся в состоянии параметрического резонанса с годовичными колебаниями. Однако данные наблюдений свидетельствуют о том, что основные междугодовые климатические колебания происходят с периодичностью не в два года, а в 2,38 года. Они усиливаются, порождая так называемый квазидвухлетний цикл колебаний атмосферной циркуляции. Он наиболее ярко выражен в виде смены направлений зональных ветров в экваториальной нижней стратосфере, но замечен и в других метеорологических явлениях, в том числе и внетропических широтах. Окончательной ясности относительно механизма квазидвухлетнего климатического цикла еще нет, но имеются достаточно веские предположения, что этот механизм связан с особыми бифуркациями инвариантных торов в фазовом пространстве климатической системы. Эти бифуркации обязаны своим возникновением внешним воздействиям на климатическую систему сил с другими, чем годовичный, периодами. Среди возможных кандидатов можно указать чандлеровское колебание полюсов Земли, возбуждающее, как известно, в атмосфере и океанах так называемый полюсный прилив, который, в свою очередь, может взаимодействовать с сезонными климатическими колебаниями. Также могут быть важны взаимодействия годовичного цикла с долгопериодными биениями лунно-солнечных приливных воздействий на климатическую систему.

Квазидвадцатилетние циклы. О другой бифуркации типа удвоения периода свидетельствует частое проявление в спектрах климатических рядов хорошо выраженного цикла со средней длиной 23,7 года, часто называемого «удвоенным», или циклом Хейла. При этом хорошо известный цикл солнечных пятен в 11,86 года выражен слабо или вовсе отсутствует. Вполне убедительное объяснение этого парадокса состоит в том, что каждые два последовательных цикла солнечных пятен сопровождаются одним изменением полярности магнитных полей всех солнечных пятен и других магнитных образований на Солнце, то есть являются лишь половинами солнечного цикла общей длительностью в 23,7 года.

Главный цикл Солнечной системы. Многодекадные климатические циклы можно связать с главным циклом Солнечной системы, в котором приблизительно повторяется конфигурация взаиморасположения трех ее главных тел – Солнца, Юпитера и Сатурна,

что вносит основной вклад в положение центра инерции Солнечной системы. Длительность этого цикла должна бы быть близка к общему наименьшему кратному из периодов обращения Юпитера и Сатурна. Если взять для них округленные значения 12 и 30 лет, то период главного цикла Солнечной системы близок к утроенному периоду цикла солнечно-магнитной активности. В таком тройном цикле Солнце описывает вокруг центра инерции траекторию в форме слегка незамкнутого трилистника, всюду отстающую от центра инерции на расстояние, немного большего диаметра Солнца.

Недавние астрономические исследования показали, что полное движение по трилистнику на самом деле является сложным, включающим как квазипериодические, так и кажущиеся хаотическими движения. После одного обхода по трилистнику, в течение которого движение является довольно правильным, квазипериодическим, и управляется почти исключительно гравитационными взаимодействиями Солнца, Юпитера и Сатурна, следует стадия хаотического движения по трилистнику, период которой таков, что новое возвращение на трилистник квазипериодического движения происходит в среднем через 179 лет. Спектр движений Солнца вокруг общего центра масс Солнечной системы (и соответствующий спектр изменений расстояния от Земли до Солнца) является, в целом, довольно сложным и содержит много гармоник. Более того, этот спектр меняется со временем. Можно отметить, что с хаотическими движениями связаны все наблюдавшиеся в прошлом периоды пониженной солнечной активности. Например, периоды Вольфа (1270–1350), Сперера (1430–1520), Маундера (1620–1710) и Далтона (1787–1843). После 1985 г. начался новый период хаотического движения, с продолжением которого вплоть до 2040 г. некоторые климатологи связывают ожидание нового глобального похолодания климата

Главный цикл Голоцена. Даже беглый просмотр палеоклиматических рядов позволяет обнаружить в них межвековые климатические циклы. Недавно был декларирован, как наиболее выразительный из них, цикл, который имеет длительность около 1500 лет. Но было замечено, что как раз такую величину дает календарный подсчет, учитывающий наличие високосных лет. Известно, что фактический год в среднем содержит примерно 365,25 суток, так что интервал времени, на котором разность между количеством условных лет с длительностями в 365 суток и количеством фактических лет будет равна 1, оказывается имеющим длительность 1470 лет. Это, конечно, не создает никакого климатического цикла, хотя при просмотре палеоклиматических рядов создает в них стробоскопический

эффект, подобный эффекту обратного вращения колес, который мы наблюдаем в кино. Тем не менее тысячелетние климатические циклы все же выявляются в Голоцене при математическом анализе палеоклиматических рядов.

Природа тысячелетних модулирующих циклов может быть связана с внешними воздействиями. Например, в главном цикле Солнечной системы имеются тысячелетние циклы возвращения на трилистники квазипериодических движений с совпадением их начальных фаз. Но источниками тысячелетних колебаний климата Голоцена могут быть также междувековые флуктуации глобальной «конвейерной» ленты термохалинной циркуляции Мирового океана, начинающиеся с миграции ее Северо-Атлантического звена от Фарреро-Шетланского порога к Бермудским островам и обратно. Возможно, что именно такой цикл создавал известные из исторических данных межвековые колебания климата – климатический оптимум, наблюдавшийся в Голоцене 4–2,5 тыс. лет до нашей эры, «Средневековый теплый период» X–XIV вв., называемый иногда «Эпохой викингов», отделенный «Малым ледниковым периодом» от потепления XX в.

Ледниковые циклы. Наиболее выдающимися явлениями в истории климата были, несомненно, ледниковые климатические циклы последней трети Плейстоцена, во время которых в приполярных зонах континентов образовывались грандиозные ледниковые щиты толщиной порядка 3 км. Оставшиеся от них следы в виде ледниковых морен были впервые изучены в Альпах, где удалось выделить четыре последних таких цикла и получить ориентировочную оценку их длительностей порядка 100 000 лет. Они были поименованы по названиям местных рек – в хронологическом порядке Гюнц, Миндель, Рисе и Вюрм. В дальнейшем морены, оставшиеся после этих ледниковых циклов, были обнаружены и картированы во всех приполярных зонах Евразии и Северной Америки.

Были построены хронологические реконструкции образования и разрушения Скандинавского и Лаврентийского ледниковых щитов. Ныне от них еще остается только Гренландский ледниковый щит, и имеются небольшие ледниковые купола на некоторых Арктических островах. Антарктический же ледниковый щит в Плейстоцене, по-видимому, только флуктуировал, но существовал все это время.

Астрономическая теория колебаний климата М. Миланковича, разработанная им еще в 1913 г., объяснила ледниковые циклы как реакцию климатической системы на вариации инсоляции, создаваемые возмущениями орбитального движения Земли в Солнечной

системе из-за гравитационных взаимодействий с другими планетами. Более полувека климатологи считали, что такие вариации поля инсоляции слишком слабы, чтобы вызвать столь бурную реакцию в климатической системе, как ледниковые циклы. Но эти сомнения были напрасными: расчеты с помощью уравнений небесной механики показали, что эти возмущения содержат колебания с периодами 19–23 тыс. лет (прецессионные), 41 тыс. лет (создаваемые колебаниями наклона экватора к плоскости земной орбиты) и 100 тыс. лет (колебания эксцентриситета орбиты). Именно эти периоды были обнаружены в 1976 г. Дж. Хейсом, Дж. Дж. Имбри и Н. Шеклтоном в спектрах климатических рядов, полученных по измерениям в некоторых колонках океанских осадков. Это и послужило фактическим подтверждением астрономической теории Миланковича.

Однако статистическая значимость большинства из этих выделяющихся циклов, или гармоник, очень низка [10]. На рис. 1.3 приведен график спектральной плотности для гармоник с периодом от 1 года до 10 тыс. лет и 99-процентный доверительный интервал, характеризующий статистическую значимость. График показывает, что изменчивость температуры имеет широкий минимум в области периодов от 20 до 1000 лет, то есть в этой области вклады гармоник в общую дисперсию колебаний наиболее незначительны и процесс может быть охарактеризован как случайный. Именно эти периоды могут быть использованы для климатических осреднений, так как климатические нормы в этом диапазоне должны быть наиболее устойчивыми и меньше всего изменяться при переходе от одного такого периода к другому.

Учитывая, что период инструментальных наблюдений составляет 100–150 лет, квазиустойчивыми климатическими периодами выбраны временные масштабы в несколько десятилетий, так как для больших интервалов времени уже не хватило бы фактических данных наблюдений. На этих периодах основано и современное определение климата как ансамбля состояний, которое проходит климатическая система за несколько десятилетий, и определение климатической нормы, которую даже в условиях современного изменяющегося климата ВМО рекомендовала вычислять за 30-летний период 1961–1990 гг.

В связи с непрерывностью спектров изменения температуры воздуха и других климатических характеристик, можно сделать вывод о разномасштабном влиянии различных факторов. Существует несколько известных классификаций масштабов изменения климатических характеристик. Наиболее полная из них – классификация

8. Межвековые с периодами века – тысячелетия («золотые века» начала голоцена 9–11 тыс. лет назад, похолодание в X в. до н.э. – III в. н.э., потепление X–XII вв., «малый ледниковый период» XVII–XIX вв.).

9. Долгопериодные колебания в десятки тысяч лет, связанные с изменением параметров земной орбиты и наклона земной оси (100 тыс. лет, 41 тыс. лет и 22 тыс. лет).

10. Изменения геологических эпох с периодами десятки и сотни млн лет, создаваемые тектоническими процессами и дрейфом континентов

По классификации П. Г.В. Груза и Э.Я. Раньковой [7] выделяются следующие масштабы изменчивости характеристик климатической системы:

1. Микрометеорологическая изменчивость – от долей секунды до минут.

2. Мезометеорологическая изменчивость – от нескольких минут до часов.

3. Изменчивость, соответствующая синоптическим процессам от нескольких часов до двух-трех недель. Внутри этого интервала масштабов возможно индивидуальное прогнозирование и описание основных синоптических объектов, которые характеризуют погоду и ее изменения. За верхнюю границу интервала часто принимают масштаб предсказуемости индивидуальных синоптических процессов, который оценивается в две-три недели;

4. Климатическая изменчивость – от трех недель до нескольких десятилетий. Изменчивость этого масштаба, принятого нами за внутренний временной масштаб климатической системы, характеризует внутриклиматические колебания, или климатическую изменчивость, или флуктуации климата.

5. Межвековая изменчивость;

6. Изменчивость в масштабах тысячелетий;

7. Изменчивость, соответствующая ледниковым периодам.

В рамках Международной программы по исследованию климатической изменчивости и предсказуемости (CLIVAR, 1986) выделяются следующие масштабы естественной климатической изменчивости, которые подлежат изучению:

1. Внутригодовая изменчивость (intraannual).

2. Межгодовая изменчивость в несколько (2–5) лет (interannual).

3. Десятилетняя изменчивость в 1,5–2 десятилетия (decadal).

4. Вековая изменчивость с периодом 1–2 сотни лет (centural).

Понятия «изменения климата» и «климатическая изменчивость» в динамике климата предлагается разделять следующим образом. Колебания масштабов менее 100 лет относятся к климатической изменчивости, колебания масштабов в диапазоне от 100 лет до 20 тыс. лет – к короткопериодным изменениям климата, долгопериодными изменениями климата принято считать его колебания с периодами более 20 тыс. лет.

Еще одной немаловажной проблемой динамики климата является определение внешних и внутренних факторов климатической системы. Это важно, например, для разработки моделей климата, так как внешние факторы являются медленно изменяющимися и формируют граничные условия, а поэтому должны быть устойчивыми, то есть для них должно отсутствовать обратное влияние системы. В то же время внутри климатической системы происходят «быстрые» процессы, которые параметризуются.

Однако состав внешних и внутренних факторов климатической системы существенно зависит от рассматриваемых масштабов времени. Так, если рассматриваемые масштабы времени составляют десятки лет, как, например, для современного климата, то к внешним практически неизменным факторам относятся:

- приходящая солнечная радиация;
- распределение океанов и суши, «глубокий» океан;
- газовый состав атмосферы;
- ледниковые щиты и вечная мерзлота.

При этих условиях внутренними факторами климатической системы будут: атмосфера, деятельный слой океана, сезонный снежный покров и морской лед. Эти факторы будут изменяться «быстро» относительно практически неизменных за период в десятки лет внешних факторов. Если же рассматриваются изменения климата на протяжении многих сотен лет, то за этот период уже осуществляется перемешивание всего «глубокого» океана, изменяется часть криосферы, например вечная мерзлота, имеет место проявление колебаний углеродного цикла, и ряд других процессов переходит из разряда неизменных внешних условий во внутренние изменяющиеся процессы климатической системы. При таком временном масштабе неизменными внешними факторами будут солнечная энергия, газовый состав атмосферы, распределение океанов и суши и ледниковые щиты. Если же масштаб рассматриваемых изменений климата составляет тысячи и десятки тысяч лет, то изменяться будут и ледниковые щиты, и газовый состав атмосферы, а неизменными останутся только астрономические и геологические факторы. При

исследовании климата за всю обозримую его историю существования в миллионы лет следует уже учитывать изменения и в геологии, и приходящей радиации.

Следующим отличительным свойством климатической системы является наличие в ней обратных связей, которые также обусловлены внешними факторами и внутренним состоянием системы. Обратной является такая связь, которая меняет реакцию системы на внешние воздействия, и обратные связи бывают положительными и отрицательными. *Положительные обратные связи* усиливают отклик климатической системы на исходное воздействие, а *отрицательные* – уменьшают, то есть гасят внешние возмущения. Известные обратные связи формируют вода в атмосфере, изменение альbedo, облачного покрова, углеродного цикла, например высвобождение CO_2 из почвы и другие.

Обратные связи являются важным фактором в определении чувствительности климатической системы к возрастанию концентрации парниковых газов. Высокая чувствительность означает (при прочих равных условиях) большее потепление при заданном уровне воздействия парниковых газов. Большая неопределенность величины некоторых обратных связей, в особенности облаков и углеродного цикла, является главной причиной того, что модели климата способны дать лишь диапазоны возможных величин потепления, а не точные их значения для заданного сценария эмиссии. Наиболее известны следующие обратные связи.

Обратная положительная связь между температурой и влагосодержанием воздуха основана на законе Клаузиуса-Клапперона. При увеличении температуры за счет роста антропогенного CO_2 или каких-либо естественных факторов увеличивается и содержание водяного пара в атмосфере, который поглощает больше уходящей длинноволновой радиации и тем самым еще больше способствует повышению температуры в нижней атмосфере. Как известно, водяной пар является главным парниковым газом, дающий около 62 % от всего парникового эффекта, прежде всего благодаря своему высокому содержанию в атмосфере (около 0,3 % от общего состава атмосферы) по сравнению с другими парниковыми газами и наличию широких мощных полос поглощения в инфракрасной области спектра. Прямое антропогенное влияние на его содержание довольно мало на фоне испарения со всей водной поверхности планеты и сводится к росту площади орошаемых земель и работе энергетики, и потому обычно не учитывается. Однако рост температуры благодаря антропогенным выбросам углекислого газа, метана и другим

вызывает увеличение испарения с водных либо увлажненных поверхностей, а значит, и дальнейший рост парникового эффекта.

Увеличение содержания водяного пара в атмосфере приводит и к увеличению его конденсации в высоких широтах, благодаря чему там выделяется больше конденсационного тепла. А значит, должны усиливаться, в том числе, и процессы разрушения мерзлоты. Также вода в атмосфере в некоторой степени способствует выводу из атмосферы углекислого газа – часть его растворяется в воде и осадками переносится на поверхность. Однако этот механизм работает только в нижних слоях атмосферы, к тому же при потеплении растворимость углекислого газа в воде падает.

Главной отрицательной обратной связью является увеличение инфракрасного излучения с земной поверхности в космос по мере ее нагрева. По закону Стефана–Больцмана удвоение температуры приводит к увеличению излучения энергии с поверхности в 16 раз. Поэтому увеличение температуры приводит к увеличению и потока уходящей длинноволновой радиации и тем самым к выхолаживанию поверхности и уменьшению температуры.

Обе обратные связи действуют в разных направлениях, но первая преобладает, поэтому рост концентрации CO_2 приводит к росту температуры, причем практически мгновенно. Интересно отметить, что в прошлом антропогенная эмиссия CO_2 отсутствовала и в естественных условиях имеет место другой механизм, когда рост температуры, например за счет увеличения солнечной радиации, приводил к росту CO_2 с запаздыванием на несколько тысяч лет. Подтверждением тому являются данные, представленные на рис. 1.4, на котором видны колебания температуры воздуха и концентрации CO_2 за последние 400 тыс. лет.

Из сопоставления графиков следует, что максимум температуры воздуха опережает максимум концентрации CO_2 примерно на 5–8 тыс. лет, что соответствует времени полного перемешивания Мирового океана и вывода углерода из него в атмосферу, если к тому же учесть, что в океане растворено в 60 раз больше углерода, чем в атмосфере.

Еще одной известной обратной связью является температура – альбедная положительная связь, предложенная и примененная М.И. Будыко в его энергобалансовой модели климата. Суть обратной альбедной связи состоит в том, что снижение температуры земной поверхности ниже обычной вызывает смещение границы морских льдов и снежного покрова на континентах в сторону низких широт. Увеличение площади, занятой снегом и льдом, увеличивает

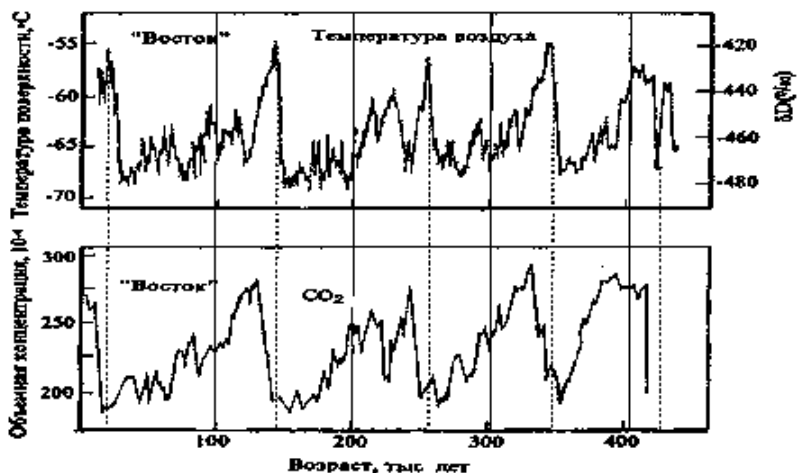


Рис. 1.4. Изменения температуры воздуха и концентрации углекислого газа за последние 400 тыс. лет (по данным антарктических кернов на станции «Восток»)

относительную долю земной поверхности, обладающей хорошими отражательными свойствами, а рост альбедо уменьшает приход солнечной радиации, сам радиационный баланс и снижает температуру. Снижение же температуры вновь активизирует данный процесс и т. д. При повышении температуры сокращается площадь оледенения на Земле и альбедо уменьшается, что уменьшает и поток тепла, отраженный от земной поверхности и увеличивает ее радиационный баланс. Причем сокращение площади морского льда, которое сейчас хорошо заметно в Северном Ледовитом океане, должно сильно влиять на термический режим этих мест, прежде всего в холодное время года – поток тепла от более теплых, нежели атмосфера океанических масс не задерживается таким неплохим теплоизолятором как лед. В то же время увеличение с потеплением количества осадков в высоких широтах, в зимнее время должно увеличивать и количество выпадающего снега там. Вероятно, в условиях быстрого потепления будет расти преимущественно толщина снежного покрова, нежели его площадь. Рост же толщины снежного покрова уменьшит теплоотдачу поверхности суши холодной атмосфере в зимний период, что еще более усугубит ситуацию с вечной мерзлотой и будет способствовать ее деградации.

К известной обратной положительной связи относится также воздействие изменения климата на растительность. Потепление

глобального климата приводит к изменению растительного покрова в каждом регионе и способствует замене, например хвойных лесов лиственными и их продвижению на север или увеличению растительности в тундре, что приводит к изменению теплообмена поверхности с атмосферой. В результате происходит изменение регионального климата, которое в совокупности приводит к еще большему изменению (потеплению) глобального климата за счет смещения растительных зон к северу. По исследованиям Тексиера (Texieretal, 1997) [12], обратная связь климат – растительность обеспечивает гумидизацию засушливых зон тропиков и субтропиков и продвижение к северу границы леса в высоких широтах.

Основной вывод из существования обратных связей состоит в том, что действия внешних факторов могут усиливаться или ослабляться обратными связями, что необходимо учитывать при моделировании.

С существованием прямых воздействий и обратных связей непосредственно связана и наиболее важная проблема динамической климатологии и теории климата – оценка чувствительности климата к внешнему воздействию. *Чувствительность климата* – это характеристика, используемая для оценки реакции глобальной климатической системы на заданное внешнее воздействие. Чувствительность определяется обратными связями, которые усиливают или подавляют радиационное воздействие на климат. Наиболее часто в качестве такой характеристики используется равновесное изменение средней за год глобальной приземной температуры воздуха при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере.

Равновесная чувствительность обычно рассчитывается с помощью МОЦА. Помимо «равновесной» чувствительности используется также так называемый неравновесный отклик климата. Последний определяется в расчетах с МОЦАО как разность средних глобальных значений приземной температуры воздуха, осредненной за 20 лет в окрестности момента удвоения концентрации CO_2 при ее ежегодном 1-процентном приросте и полученной в контрольном расчете при постоянной концентрации CO_2 [12]. В экспериментах с МОЦАО при увеличении концентрации CO_2 на 1 % в год удвоение достигается через 70 лет. Неравновесный отклик климата зависит как от чувствительности, так и от поглощения тепла океаном.

Все современные МОЦА основаны на системе уравнений Навье–Стокса, которая является теоретической основой для описания динамики климатической системы и включает в себя дифференциальные уравнения движения вязкой жидкости (газа),

представляющих собой законы сохранения массы, импульса и энергии:

$$\begin{aligned}\rho \left(\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + U \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} \right) &= -\frac{\partial P}{\partial x} + \eta \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right); \\ \rho \left(\frac{\partial U}{\partial t} + V \frac{\partial U}{\partial x} + U \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} \right) &= \rho g - \frac{\partial P}{\partial y} + \eta \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right); \\ \rho \left(\frac{\partial W}{\partial t} + V \frac{\partial W}{\partial x} + U \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} \right) &= -\frac{\partial P}{\partial z} + \eta \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right); \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} \right) &= 0; \\ P &= f(\rho); \\ -\rho \left(\frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial x} + U \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} \right) &= \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + q, \quad (1.1)\end{aligned}$$

где V , U , W – проекции скорости на оси X , Y , Z соответственно; g – ускорение свободного падения; ρ и η – плотность и динамическая вязкость; t – время; P – давление в рассматриваемой точке потока; T – температура в рассматриваемой точке потока; q – функция, связанная с выделением твердой фазы.

В настоящее время любое внешнее воздействие на климатическую систему, как естественное, так и антропогенное, принято выражать общей единицей воздействия, или «форсинга», в Вт/м². В табл. 1.1 приведена мощность различных энергетических воздействий на климатическую систему Земли в Вт/м² за год.

Как следует из данных табл. 1.1, наибольшим естественным воздействием на климатическую систему является приходящая солнечная радиация, составляющая 240 Вт/м² и ее естественная изменчивость, достигающая 1 Вт/м². Воздействие остальных естественных внешних факторов, например солнечной активности (поток корпускулярной энергии Солнца) и космических лучей, в сотни и тысячи раз меньше, хотя помимо их прямого воздействия могут иметь место и более сложные физические механизмы. Антропогенное воздействие хотя и составляет пока всего 1 % от приходящей солнечной энергии, но уже превышает ее естественную вариацию, что может привести к росту температуры выше естественного исторического

максимума. Также можно отметить, что энергетические мощности современной цивилизации в мировом производстве энергии пока очень низкие (в 10 000 раз меньше) по сравнению с приходящей солнечной энергией.

Таблица 1.1

Мощность различных источников и стоков энергии
(за год и в среднем по Земле)

Источники/стоки энергии	Вт/м ²
Баланс солнечной энергии на внешней границе атмосферы	240
Антропогенное воздействие за счет эмиссии парниковых газов	2,5
Вариация баланса солнечной энергии (11-летняя солнечная активность)	0,2
Различия в величинах баланса за исторический период (наше время – минимум Маундера)	1
Геотермальный поток тепла на поверхности Земли	0,06
Океанские приливы	0,01
Поток энергии от космических лучей	10 ⁻⁶
Затраты энергии на фотосинтез	0,1
Превращение потенциальной энергии в кинетическую	2
Мировое производство энергии	0,02

Основной характеристикой климатической системы является глобальная температура (T_s), осредненная по поверхности Земли, которая зависит от множества параметров или факторов x_i и изменяется во времени t , что можно представить функцией F :

$$T_s = F(x_1, x_2, \dots; t). \quad (1.2)$$

В свою очередь, функцию $F(x_1, x_2, \dots; t)$ можно представить в виде ряда с учетом влияния всех линейных, нелинейных и совместных эффектов:

$$F(x_1, x_2, \dots; t) = F_0 + \frac{\partial F}{\partial x_1} \Delta x_1 + \frac{\partial F}{\partial x_2} \Delta x_2 + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial x_1^2} \Delta x_1^2 + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial x_2^2} \Delta x_2^2 + \frac{\partial^2 F}{\partial x_1 \partial x_2} \Delta x_1 \Delta x_2 + \dots \quad (1.3)$$

Влияние или вклад каждого фактора, например x_1 , также с учетом линейного, нелинейного и совместного воздействий определяется как:

$$\Delta x_1 \left\langle \frac{\partial F}{\partial x_1} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial x_1^2} \Delta x_1 + \frac{\partial}{\partial x_1} \left\langle \frac{\partial F}{\partial x_2} \right\rangle \Delta x_2 + \dots \right\rangle. \quad (1.4)$$

Поэтому, чем больше учитывается факторов и их совместных эффектов линейных и нелинейных воздействий, тем полнее и совершеннее модель и тем достовернее климатическое моделирование. В общем случае структура модели состоит из «строгих конструкций», применяемых для описания крупномасштабной эволюции поля давления и атмосферной циркуляции и «физических параметризаций» для обобщенного описания процессов малого масштаба (конвективные процессы, динамика пограничного слоя, орография и т.п.). При этом главная задача любого исследователя – уменьшать число параметризаций и переводить их в «строгие конструкции».

Линейный параметр чувствительности климатической системы для внешнего фактора x_1 (например, приходящая солнечная радиация) можно представить в виде отклонения глобальной температуры (ΔT) от его равновесного состояния T_s :

$$\frac{\partial F}{\partial x_1} \Delta x_1 = \frac{\partial F}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial T_s} \Delta T_s = f_1 \Delta T_s \quad (1.5)$$

или

$$c \frac{\Delta T_s}{\Delta t} = f_1 \Delta T_s + f_2 \Delta T_s + \dots + \Delta \Phi, \quad (1.6)$$

где c – теплоемкость климатической системы; $f_k \Delta T_s$ – выражение факторов обратной связи («+» – усиливается, «-» – ослабевает); $\Delta \Phi$ – внешние факторы (с «нулевой» обратной связью).

Если выразить линейный параметр чувствительности климатической системы в виде коэффициента пропорциональности λ в выражении $T_s = \lambda \Delta \Phi$, то этот коэффициент и будет показывать на сколько изменится глобальная температура при изменении внешнего фактора на единицу, например на 1 Вт/м². При этом из (1.6) можно получить λ :

$$\lambda = \frac{1}{c / \Delta t - \sum_k f_k}, \quad (1.7)$$

где $\sum_k f_k$ – кумулятивный эффект всех действующих обратных связей; $c / \Delta t$ – поправка на нестационарность.

Если рассматриваемый интервал времени будет очень небольшим $\Delta t \rightarrow 0$, то и параметр чувствительности климатической системы $\lambda \rightarrow 0$, то есть непродолжительные воздействия не ощущаются климатической системой. Если в системе отсутствуют обратные

связи, то изменения T_s определяются только влиянием внешних факторов. Если величина $c/\Delta t$ много меньше кумулятивного эффекта обратных связей [$c/\Delta t \ll \min(f_1, f_2, \dots, f_k)$], то имеет место стационарная реакция системы на внешние воздействия с учетом обратных связей.

В связи с тем, что инерционность атмосферы и океана разная, то мировой океан является главным фактором инерционности и нестационарности. При этом на периодах времени $\Delta t = 30\text{--}80$ лет вклад нестационарного сигнала достигает 70 %, и в этом случае для достижения стационарного состояния требуется время отклика на внешнее воздействие около 100 лет.

Вычисленный на основе палеоданных линейный параметр чувствительности климатической системы составляет $\lambda = T_s/\Delta\Phi = 0,7 \text{ K}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$, полученный как отношение исторического $\Delta T_s = 5 \text{ K}$ на историческое изменение приходящей радиации $\Delta\Phi = 7,1 \text{ Вт}/\text{м}^2$. По результатам математического моделирования на основе МОЦА этот параметр изменяется в достаточно широком диапазоне от 0,3 до 1,4 $\text{K}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$, но в любом случае показывает значимость влияния внешнего фактора в изменении глобальной температуры примерно на 0,7–1,0 К при изменении внешнего фактора на 1 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Расчеты также показывают, что при удвоении CO_2 уходящее излучение уменьшится на 4 $\text{Вт}/\text{м}^2$ и стационарный отклик у поверхности будет +3 °С [при среднем $\lambda = 0,7 \text{ K}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$], то есть при изменении баланса на 1 $\text{Вт}/\text{м}^2$ температура изменяется на 0,7 К.

В заключение следует рассмотреть еще три основные особенности, которые следует иметь в виду при изучении динамики климатической системы:

- возможность существования триггерного механизма передачи внешних воздействий;
- существование «истинной стохастичности» системы;
- квазиритмичный характер пульсаций и существование аттракторов.

Название триггерного механизма произошло из физиологии и биологии [9], где под этим понимались пусковые процессы, обеспечивающие резкий переход клетки, органа или целого организма из одного функционального состояния в другое. Так, например, переход мышцы от спокойного состояния к сокращению осуществляется триггерным действием периферического нерва. В этом случае непосредственную роль триггерного механизма выполняет синаптический потенциал, то есть ничтожно малая эдс, возникающая в месте контакта нерва с мышечным волокном.

Все процессы, характерные для рефлекторной деятельности (например, возбуждение рецепторов, передача возбуждения по периферическим нервам, с нейрона на нейрон), могут рассматриваться как последовательная цепь работы, так как во всех этих процессах обнаруживается явление порога, то есть резкого перехода из одного состояния в другое. Триггерный механизм обеспечивают резкие качественные изменения состояния целого организма, например переход от стадии яйца к личинке, от личинки к куколке, от куколки к взрослому организму, а также суточную и сезонную активность животных. Новое качественное состояние, вызванное триггерным механизмом, может либо сохраняться, либо постепенно утрачиваться, что приводит к возвращению к исходному.

Постепенно понятие триггерного механизма перешло из биологии и физиологии в естественные науки. В климатологии наглядным проявление триггерного механизма является существование разных эпох атмосферной циркуляции и резкие переходы от одних типов преобладающего переноса воздушных масс к другим, например переход от эпохи циркуляции *W* (1900–1928 гг.) к эпохе циркуляции *E* (1929–1939 гг.) и затем к меридиональной циркуляции *C* (1940–1948 гг.) и далее к эпохе комбинированной циркуляции *E + C*: 1949–1972 гг. [2]. Наглядное проявление таких резких изменений в воздушном переносе имеет место в многолетних рядах гидрометеорологических характеристик в виде ступенчатых изменений, как приведено на рис. 1.5. При этом, как показано в различных исследованиях (Лобанов В.А. и др., 2007, 2009, 2012), модель ступенчатых изменений в случае проявления нестационарности является преобладающей по сравнению, например, с моделью линейного тренда.

Применительно к климатической системе можно считать, что в ней преобладают квазистационарные состояния и практически резкие переходы от одного квазистационарного состояния к другому. При этом при стационарных состояниях система сопротивляется изменяющемуся внешнему воздействию до тех пор, пока может, и только после этого переходит на другой уровень, в котором также стремится сохранить стабильность. Это соответствует известному принципу Ле Шателье–Брауна (1884): если на систему, находящуюся в устойчивом равновесии воздействовать извне, изменяя какое-либо из условий равновесия (температуру, давление, концентрацию, внешнее электромагнитное поле), то в системе усиливаются процессы, направленные на компенсацию внешнего воздействия.

Триггерным механизмом пытаются объяснить и влияние малых энергетических воздействий (см. табл. 1.1) на климат, например

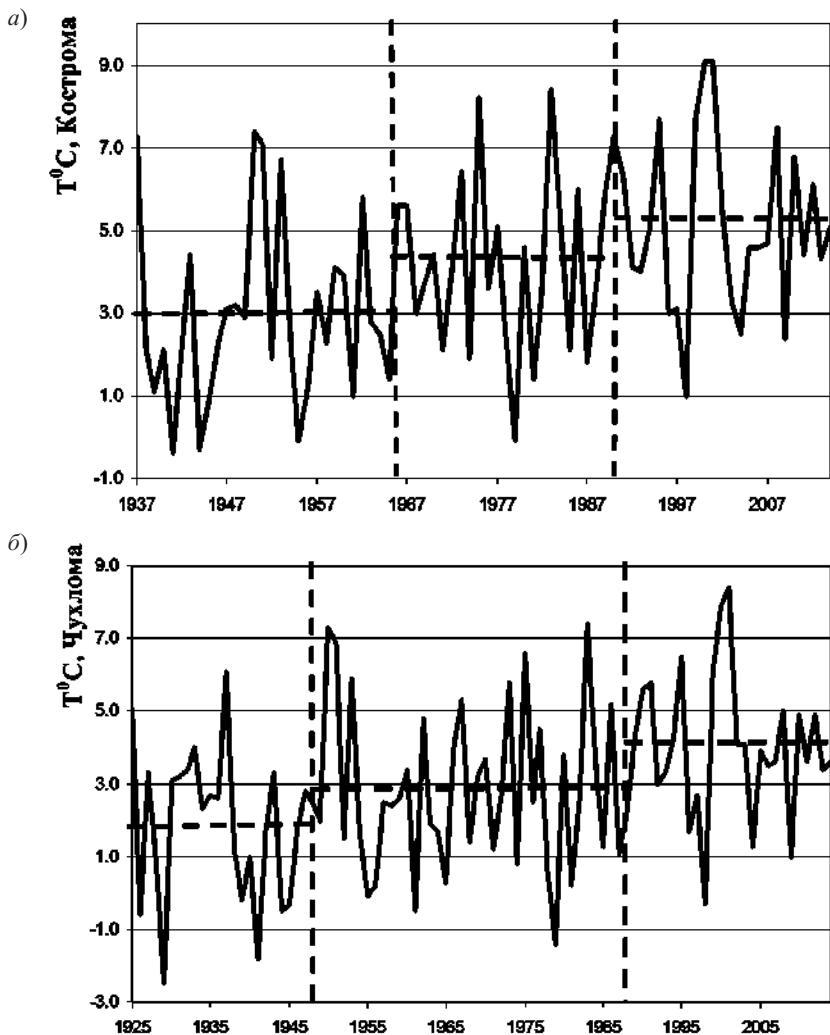


Рис. 1.5. Ступенчатые изменения в многолетних рядах температуры воздуха апреля на метеостанциях Кострома (а) и Чухлома (б)

влияние солнечной активности и космических лучей [1]. Для объяснения воздействия солнечной активности на погоду предлагается радиооптический трехступенчатый триггерный механизм солнечно-тропосферных связей. На первой ступени рассматривается преобразование в ионосфере энергетических факторов солнечной

и геомагнитной активности в поток микроволн, проникающий до земной поверхности. На второй ступени имеет место регулирование микроволновым излучением скоростей преобразования и разрушения кластерных ионов и на третьей ступени происходит участие кластеров в образовании облачных и аэрозольных слоев, отражающих и поглощающих поток лучистой энергии Солнца и поток от подстилающей поверхности.

Еще одним примером применения триггерного механизма является учет воздействия энергии космических лучей (в миллионы раз меньшей, чем солнечной) на климат в следующей последовательности:

- интенсивность космических лучей воздействует на концентрацию ионов в атмосфере;
- изменение концентрации атмосферных ионов воздействует на изменение облачности;
- изменение планетарной облачности вызывает изменение теплового баланса планеты;
- изменение теплового баланса приводит к изменению глобальной температуры и климата.

Следующей важной особенностью климата является его природная, или «истинная стохастичность». Как показано на рис. 1.2, спектр климатических колебаний очень широк, и если перейти к исследованию временных рядов температур воздуха, начиная с межгодовой изменчивости (когда не учитываются внутрисуточные и внутригодовые циклы), то этот спектр будет близок к случайному, а функция спектральной плотности практически непрерывной. Поэтому при обработке и обобщении климатической информации применяют теорию случайных функций, случайных процессов и математическую статистику, а также используют гипотезы эргодичности и стационарности.

Вместе с тем, случайные колебания носят квазиритмический характер, и это позволяет предполагать, что климатическая система способна генерировать стохастические автоколебания [8]. При этом стохастические колебания не являются полностью случайными, а группируются около некоторых более устойчивых состояний, которые получили названия аттракторов Лоренца (от слова *attract* – притягивать), или странных аттракторов. По определению *аттракторы* – это состояния, около которых система может пребывать какое-то время, уходя от них в случайные (непредсказуемые) моменты, а потом также случайным образом возвращаясь обратно. В 1963 г. Эдвард Нортон Лоренц, который исследовал проблему конвекции в земной атмосфере, сумел значительно упростить

гидродинамические уравнения Навье–Стокса, знаменитые своей сложностью, и представить их в виде нелинейной автономной системы обыкновенных дифференциальных уравнений третьего порядка (динамическая система). Эти уравнения описывали движение воздушных потоков в плоском слое жидкости постоянной толщины при разложении скорости течения и температуры в двойные ряды Фурье с последующим усечением до первых-вторых гармоник. Построенная им атмосферная модель имела всего три параметра x , y и z , которые характеризовали состояние атмосферы в каждой точке пространства. Эволюция состояния виртуальной атмосферы заключалась в следовании траекториям векторного поля и в результате моделирования Лоренсом получено, что два близких состояния атмосферы скоро начинают двигаться совершенно по-разному и через некоторое время уже находятся далеко друг от друга. Также им установлено и обратное: что траектории, начинающиеся с большого количества различных начальных условий, все через некоторое время накапливаются на одном объекте в форме бабочки, известном как аттрактор Лоренца, или странный аттрактор. В отличие от обычных аттракторов вблизи неподвижных точек и предельных циклов, поведение которых хорошо прогнозируется, поведение странных аттракторов непредсказуемо. Какие бы близкие начальные условия не были заданы, все равно при времени, стремящемся к бесконечности, решения будут расходиться, удаляясь друг от друга в фазовом пространстве, как показано на рис. 1.6. Как отмечал Лоренц, именно с таким разбеганием траекторий связана принципиальная невозможность прогнозирования погоды на несколько недель вперед [5].

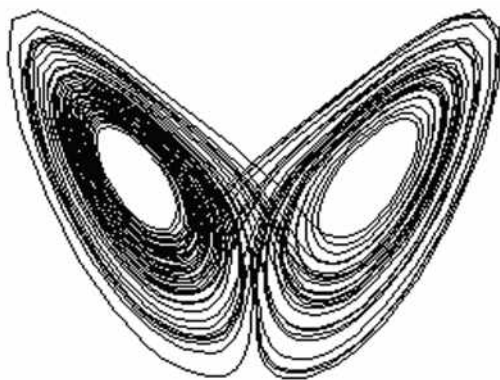


Рис. 1.6. Аттрактор Лоренца в фазовом пространстве

Из существования аттракторов Лоренца следуют основные свойства динамики климата:

1. Крупные изменения климата можно понимать как изменения характеристик аттрактора при изменении параметров системы (переход с одной фазовой траектории на другую).

2. Изменчивость климата можно понимать как проявление временного хаоса при движении системы по определенной фазовой траектории, принадлежащей аттрактору, то есть случайные колебания относительно выбранной фазовой траектории или установившегося климата.

3. Имеет место интранзитивность (неэргодичность) системы, то есть возможность формирования разных характеристик и разных генеральных совокупностей при неизменных внешних воздействиях и начальных условиях.

Литература

1. *Авакян С.В.* Проблема климата как задача солнечно-земной физики // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. – С. 18–27.
2. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоздат, 1971. – 280 с.
3. *Дымников В.П., Филатов А.Н.* Основы математической теории климата. – М.: ВИНТИ, 1994. – 256 с.
4. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 250 с.
5. *Лоренц Э.Н.* Детерминированное непериодическое течение // Странные аттракторы. – М.: Мир, 1981. – С. 88–117.
6. *Монин А.С., Шишов Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеоздат, 1979. – 406 с.
7. *Монин А.С., Сонечкин Д.М.* Колебания климата. – М.: Наука, 2005. – 192 с.
8. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. – М.: УРСС, 2003. – 312 с.
9. *Botts J.* Triggering of contraction in skeletal muscle. The trigger concept in biology. // Physiological triggers and discontinuous rate processes. Wash., 1957.
10. *Jackson R. and A. Jenkins* (17 November 2012). Vital signs of the planet: global climate change and global warming: uncertainties (Earth Science Communications Team at NASA's Jet Propulsion Laboratory / California Institute of Technology).
11. *Mitchell J.M.* (1990) Climate variability: past, present & future. *Climate Change*, 16, 231 – 46 pp.
12. *William James Burroughs* *Climate Change: A Multidisciplinary Approach*. Cambridge University Press, 2007. – 378 pp.
13. [https://books.google.ru/books?id=mCEgAAAQBAJ&pg=PA364&dq=Mitchell+J.+M.+\(1990\)+Climate+variability:+past,+present+%26+future.+Climate+Change+16,+231-46](https://books.google.ru/books?id=mCEgAAAQBAJ&pg=PA364&dq=Mitchell+J.+M.+(1990)+Climate+variability:+past,+present+%26+future.+Climate+Change+16,+231-46).

Лекция 2. Международное сотрудничество в изучении климата

Атмосфера, являющаяся центральной частью климатической системы, представляет собой природное образование, которое не имеет границ и принадлежит всему человечеству. И если другие части климатической системы еще могут более или менее постоянно находиться в границах отдельных государств, то воздушные массы перемещаются по планете на расстояния тысяч километров, не принимая во внимание государственные границы. С другой стороны, выбросы парниковых газов, загрязняющих веществ и других химических соединений, произведенные в одной стране, могут распространяться по всей атмосфере ввиду атмосферной циркуляции и их интенсивного перемешивания с воздухом. Поэтому проблемы воздействия на атмосферу и климат являются не локальными, а глобальными и могут решаться только всем человечеством совместно. И изучение климата невозможно по данным наблюдений только в одной стране и требует обмена информацией, создание международных банков и баз данных, а ввиду сложности климатической системы и соответствующих ей моделей необходимо и интеллектуальное объединение специалистов разных стран. Все это приводит к естественному выводу о необходимости международного сотрудничества в изучении климата, его изменений и воздействий на человечество, так же, как и обратное воздействие людей на климат. По высказыванию доктора физических наук профессора А. Назаретяна: «Цивилизация на нашей планете до сих пор жива благодаря тому, что люди, становясь сильнее, в конечном счете умели становиться и мудрее».

История международного сотрудничества в области изменения климата непосредственно связана с первым международным объединением метеорологов – Международной метеорологической организации (ММО), которая была основана в 1873 г. и с 1950 г. известна как Всемирная метеорологическая организация (ВМО), ставшая специализированным учреждением ООН в 1951 г.

С момента своего создания ВМО играет важную роль в деле содействия безопасности и благополучия для всего человечества. Под руководством ВМО и в рамках программ ВМО национальные метеорологические и гидрологические службы вносят существенный вклад в защиту жизни и имущества от стихийных бедствий, охрану окружающей среды и укрепление экономического и социального благосостояния всех слоев общества в таких областях,

как продовольственная безопасность, водные ресурсы и транспорт. ВМО содействует развитию сотрудничества в создании сетей для проведения метеорологических, климатологических, гидрологических и геофизических наблюдений, а также обмена, обработки и стандартизации соответствующих данных и помогает передаче технологий, подготовке кадров и в научных исследованиях. Она также способствует сотрудничеству между национальными метеорологическими и гидрологическими службами своих членов и применению метеорологии в сельском хозяйстве, авиации, судоходстве, охране окружающей среды, водных ресурсов и в смягчении последствий стихийных бедствий.

ВМО способствует свободному и неограниченному обмену данными и информацией в реальном или почти реальном времени по вопросам, касающимся охраны и безопасности общества, экономического благосостояния и защиты окружающей среды. Она вносит вклад в разработку политики в этих областях на национальном и международном уровнях. В случаях с погодой, климатом и водой, на долю которых приходится почти 90 % всех стихийных бедствий, программы ВМО предоставляют жизненно важную информацию для предупреждения, что спасает жизни и уменьшает ущерб имуществу и окружающей среде. ВМО также способствует снижению воздействия деятельности человека, техногенных катастроф (таких, как те, что связаны с химическими и ядерными авариями), лесных пожаров и вулканического пепла. ВМО играет ведущую роль в международных усилиях по мониторингу и охране окружающей среды в рамках своих программ. В сотрудничестве с другими учреждениями ООН и национальными метеорологическими и гидрологическими службами ВМО содействует реализации ряда экологических конвенций и играет важную роль в предоставлении консультаций и оценок правительствам по соответствующим вопросам. Эти мероприятия – вклад в обеспечение устойчивого развития и благополучия всех народов.

Всемирный метеорологический конгресс является высшим органом организации. Для участия в его работе собираются делегаты стран, вступивших в ВМО. Целью собрания является определение общих направлений деятельности для достижения целей организации и рассмотрение вопросов, связанных с членством, а также выборы президента, вице-президентов и членов Исполнительного совета. Конгресс проводится раз в четыре года. Исполнительный совет является исполнительным органом ВМО. Совет отвечает за исполнение решений организации и проверяет расходы бюджетных средств. Состоит из 37 директоров национальных метеорологических или

гидрометеорологических служб. В их число входят президент и три вице-президента, избираемые конгрессом, а также президенты шести региональных ассоциаций. Остальные 27 членов избираются конгрессом.

В ВМО входят шесть региональных ассоциаций, отвечающих за координацию метеорологической и гидрологической деятельности: «Африка», «Азия», «Южная Америка», «Северная Америка, Центральная Америка и Карибский бассейн», «Юго-западная часть Тихого океана» и «Европа». Президенты региональных ассоциаций являются членами Исполнительного совета. По состоянию на 2013 г. государствами-членами ВМО являются 185 членов ООН, Острова Кука и Ниуэ. Не являются членами ВМО: Андорра, Гренада, Экваториальная Гвинея, Лихтенштейн, Маршалловы Острова, Науру, Палау, Сент-Китс и Невис, Сент-Винсент и Гренадины, Сан-Марино, Ватикан и не полностью признанные государства.

Всего в ВМО восемь технических комиссий:

- комиссия по основным системам (КОС);
- комиссия по приборам и методам наблюдений (КПМН);
- комиссия по гидрологии (КГи);
- комиссия по атмосферным наукам (КАН);
- комиссия по авиационной метеорологии (КАМ);
- комиссия по сельскохозяйственной метеорологии (КСхМ);
- комиссия по климатологии (ККл);
- совместная комиссия ВМО/МОК по океанографии и морской метеорологии (СКОММ).

Комиссия по климатологии впервые была создана в 1929 г., но просуществовала недолго в связи с началом Второй мировой войны и вновь была учреждена в 1950 г. Первым значимым для исследования погоды и климата международным событием является Международный геофизический год (МГГ), который проведен в 1957–58 гг. по призыву Международного совета научных союзов. На протяжении 20 месяцев – с июля 1957 по декабрь 1958 гг. – лучшие научные кадры во всем мире были сосредоточены на одновременном совместном изучении верхней атмосферы и солнечно-земных связей, околоземного космического пространства (магнитные поля и корпускулярная радиация), теплового и водного баланса Земли и циркуляции атмосферы, Мирового океана и литосферы. Наблюдения производились на обширной сети станций, регулярных и специальных, по всему земному шару, включая Арктический бассейн и Антарктиду, и в морских экспедициях; широко применялись ракетные исследования; впервые были применены искусственные спутники Земли.

Период для проведения МГГ совпадал с максимумом солнечной активности: число солнечных пятен в 1957 г. было рекордным за 200 лет. Из числа важных результатов МГГ можно указать открытие радиационного пояса Земли, исследования ледового щита и атмосферной циркуляции в Антарктике, открытие новых океанических течений и подводных хребтов, исследование связей между атмосферной и океанической циркуляцией и другие. Наблюдения по программе МГГ были продолжены в 1959 г. под названием Международного геофизического сотрудничества. Успех МГГ стимулировал ряд таких последующих более частных мероприятий международного характера, как исследования в Антарктике, Международные экспедиции Индийского и южного Атлантического океанов, Мировая магнитная съемка, проект верхней мантии, Международный год спокойного солнца. Предшественниками МГГ были Первый (1882–83 гг.) и Второй (1932–33 гг.) международные полярные годы.

Следующим важным международным сотрудничеством была Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), явившаяся международным научным проектом в области метеорологии, начатым в конце 1960-х гг. [1, 3, 7, 15, 16]. Целью ПИГАП было изучение физических закономерностей в тропосфере и стратосфере, необходимых для понимания неустойчивых атмосферных процессов, проявляющихся в крупномасштабных флуктуациях и обуславливающих перемены погоды, а также факторов, определяющих статистические свойства общей циркуляции атмосферы. Познание этих процессов должно было привести к созданию более совершенных математических методов прогнозирования погоды с заблаговременностью от одних суток до нескольких недель и более глубокому пониманию физических основ климатических явлений. ПИГАП содержал раздел разработки и проверки вычислительными методами теоретических моделей, описывающих соответствующие процессы в атмосфере; наблюдения и эксперименты в атмосфере, необходимые для разработки таких моделей. В ПИГАП участвовали ученые из более 20 стран (СССР, США, Великобритания, Япония, Франция и др.), представивших для проведения наблюдений специальные суда, спутники и самолеты. Крупнейшими мероприятиями, объединяемыми ПИГАП, были [2]:

- Атлантический тропический эксперимент (АТЭ, 1974);
- первый глобальный эксперимент (ПГЭ, 1977);
- полярный эксперимент (ПОЛЭКС, 1971–77);
- комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС, 1972);
- эксперимент по изучению муссонов (МУССОНЭКС, 1973–77).

В качестве подготовительного мероприятия к ПИГАП состоялся Тропический эксперимент (ТРОПЭКС-72), в ходе которого научно-исследовательские суда отрабатывали методику наблюдений и изучали крупномасштабные атмосферные процессы в тропической зоне Атлантики. Этот эксперимент позволил собрать важные данные о взаимодействии Мирового океана с атмосферой и обмене энергией между ними. ПИГАП проводился под руководством Всемирной метеорологической организации и Международного геодезического и геофизического союза.

Параллельно с исследованием климатических процессов природа сама стала демонстрировать проявления начавшегося современного изменения климата. В 1969–74 гг. произошла Сахельская засуха как грозное напоминание от том, что человечество существенно зависит от климатических изменений. Сахель (по-арабски – берег, окраина) – так именуется переходная зона шириной до 400 км, которая простирается к югу от пустыни Сахара до саванн Западной Африки. В конце 1960-х гг. в этой зоне разразилась многолетняя засуха, которая достигла своего апогея в 1973 г.

В результате этой засухи в африканских странах сахельской зоны – Сенегале, Гамбии, Мавритании, Мали и других – погибло около 250 000 человек. Произошел массовый падеж скота – а скотоводство составляет основу хозяйственной деятельности и источник существования большинства населения этих районов. Пересохли многие колодцы и даже такие крупные реки, как Нигер и Сенегал. Поверхность озера Чад сократилась до 1/3 его нормального размера. В последующие 1980-е годы бедствия, приносимые засухой и опустыниванием, приобрели в Африке общеконтинентальные масштабы. Последствия этих процессов испытывали 34 африканские страны и 150 млн людей. В 1985 г. в Африке погибло около 1 млн человек и 10 млн человек стали «экологическими беженцами». Темпы продвижения границ пустыни в Африке местами составляли до 10 км в год.

Следующим климатическим вызовом человечеству стало разрушение защитного озонового экрана Земли, при котором образуются озоновые дыры. Разрушение озонового экрана обнаруживалось каждый год над Антарктидой с 1975 г., а начиная с 1980 г., с сентября по ноябрь, содержание озона в стратосфере этого региона снижается на 50 % ежегодно. В 1987 г. озоновая дыра покрывала территорию, равную площади США. В 1988 г. Национальное управление по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) США опубликовало данные об уменьшении озонового столба над наиболее густонаселенными районами Северной Америки, Европы,

Китая и Японии на 3 %, а над странами Скандинавии и Аляской – на 6 %. Позже над Северным полюсом было также замечено сокращение озонового столба на 10 %.

Все происходившие природные явления в совокупности с информацией о росте глобальной температуры позволили сделать вывод, что климат второй половины XX в. стал иным, и в 1976 г. климатологами было дано предупреждение всему человечеству о современном изменении климата, так же как в 1975 г. было дано предупреждение об уменьшении озонового слоя.

В изучении климата в конце XX и начале XXI в. можно отметить следующие основные вехи:

- 1978/79 гг. – Первый глобальный эксперимент ПИГАП (Программа исследований глобальных атмосферных процессов);
- 1979 г. – Первая Всемирная климатическая конференция, которая привела к учреждению Всемирной климатической программы;
- 1985 г. – Венская конвенция об охране озонового слоя;
- 1985 г. – Венская конференция по парниковым газам;
- 1988 г. – создание Межправительственной группы экспертов ВМО/ЮНЕП по изменению климата (МГЭИК);
- 1990 г. – Вторая Всемирная климатическая конференция, которая положила начало глобальной системе наблюдений за климатом (ГСНК);
- 1992 г. – Конференция ООН по окружающей среде и развитию;
- 1994 г. – Рамочная конвенция ООН об изменении климата;
- 1996 г. – Конвенция ООН о борьбе с опустыниванием;
- 1997 г. – принят Киотский протокол;
- 2001 г. – Третий доклад МГЭИК об оценке;
- 2002 г. – Всемирная встреча на высшем уровне по устойчивому развитию;
- 2009 г. – Третья Всемирная климатическая конференция.

Всемирная климатическая программа (ВКП, или WCP, – World Climate Programme, <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/>) была принята в 1979 г. на Восьмом конгрессе Всемирной метеорологической организации. Задачами ВКП являются: помощь народам в использовании имеющихся данных о климате при планировании и регулировании всех сторон человеческой деятельности; улучшение современных данных о климате и более полное понимание влияния на него различных факторов; разработка методов долгосрочного прогнозирования возможных изменений климата, которые могли бы оказаться неблагоприятными для человечества. В июне 1980 г. Исполнительный комитет ВМО определил содержание всего комплекса работ

по изучению климата земного шара, которые должны выполнять ВМО в сотрудничестве с другими международными организациями в рамках Всемирной климатической программы. Перед ВКП были поставлены следующие основные цели:

- определить физические основы климатической системы, что позволит давать более надежные климатические прогнозы;
- разработать как можно больше полезных приложений климатической информации для повышения экономической эффективности, улучшения здоровья человека, для производства продуктов питания и рационального использования водных ресурсов;
- определить социально-экономические последствия и национальную уязвимость к климатическим колебаниям и изменению климата;
- разрабатывать и поддерживать необходимую глобальную систему наблюдений для реализации всех трех перечисленных выше целей.

ВПК в период своего становления объединяло следующие четыре взаимосвязанные программы:

- 1) Всемирную программу исследования климата (The World Climate Research Programme – WCRP);
- 2) Всемирную программу применения знаний о климате (The World Climate Applications Programme – WCAP);
- 3) Всемирную программу исследования влияния климата на деятельность человека (The World Climate Impact Programme – WCIP);
- 4) Всемирную программу климатических данных (The World Climate Data Programme – WCDP).

Координация всех работ по этим программам возложена на специально созданное при Секретариате ВМО Бюро ВКП. Для обслуживания научных аспектов ВКП создан Объединенный научный комитет ВМО/МСНС. Были определены основные направления намечаемых исследований, например изучение механизма обратной связи между облачностью и радиацией, процессов взаимодействия океана и атмосферы, разработка моделей климата и проведение ряда экспериментов. Сразу же были привлечены к выполнению программы Научный комитет по исследованию океана (СКОР), Комитет по космическим исследованиям (КОСПАР), Международная ассоциация метеорологии и физики атмосферы (МАМФА). Большое внимание уделяется в ВКП совершенствованию методики исследования, расширению работ по прикладной климатологии и удовлетворению потребностей народного хозяйства в климатических данных, подготовке архивных материалов по климату земного шара.

Современная структура ВКП приведена на рис. 2.1, в которой без изменения осталась только Всемирная программа исследования климата, а остальные трансформировались в новые программы: Глобальную систему климатических наблюдений (Global Climate Observing System) и Всемирную программу по климатическому обслуживанию (World Climate Services Programme).

WCP		
Всемирная климатическая программа		
WCRP	GCOS	WCSP
Всемирная программа исследования климата	Глобальная система климатических наблюдений	Всемирная программа по климатическому обслуживанию

Рис. 2.1. Структура Всемирной климатической программы

Помимо ВКП еще одним примером глобальной программы изучения климатической системы во взаимосвязи всех ее подсистем является Международная геосферно-биосферная программа (МГБП), или IGBP (<http://www.igbp.net/>), которая проводится Международным советом по науке (МСНС) с 1987 г. В ней принимают участие научные организации 77 стран, в том числе российские ученые. Основная задача, решаемая в этой программе, состоит в описании и понимании взаимодействия физических, химических и биологических процессов, определяющих всю систему Земли – среду жизни и происходящие изменения в этой системе под влиянием деятельности человека. В качестве основных направлений деятельности МГБП были утверждены следующие проекты и программы:

- Биосферные аспекты гидрологического цикла (БАНС);
- Глобальные изменения и наземные системы (GCTE);
- Глобальная атмосферная химия (IGAC);
- Потоки вещества и энергии в океане (JGOFS);
- Взаимодействие суши и океана в прибрежных зонах (LOICZ);
- Землепользование и изменения покрова суши (LUCC);
- Глобальные изменения в прошлом (PAGES);
- Глобальные анализ, интерпретация и моделирование (GAME);
- Данные и информационные системы (IGBP-DIS);
- Система для анализа, исследований и обучения (START).

Перечисленные направления стали называть ключевыми, а начало работ было приурочено к 1990 г. Предполагалось, что к этому моменту человечество будет располагать мощными техническими

средствами, включая космические системы, наземные геофизические и биофизические обсерватории, и мощную вычислительную технику.

Особый интерес представляет программа GAIM (Глобальный анализ, интерпретация и моделирование), опыт которой сегодня учитывается при разработке динамической модели биосферы. Общие перспективы IGBP до 2025 г. определил руководитель IGBP Берин Мур. Он, в частности, отметил усиление интеграции, междисциплинарности и системности исследований. Кроме того, важным направлением должен стать синтез ключевых проектов.

Основу программы МГБП составят три взаимодополняющих условия:

- ключевые проекты будут выполнять роль фокусов (интеграционных центров) всех проектов МГБП;
- будет осуществляться формально интегрированное изучение Земной системы как целого с точки зрения ее функциональной эффективности и географической сложности;
- будут исследоваться средства и возможности поддержания глобальной системы жизнеобеспечения человечества.

В основу работы должны быть положены программа «Человек и глобальные изменения», а также климатические программы. Новые работы должны будут развивать взаимодействие между дисциплинами, темами, программами и носить межнациональный и межрегиональный характер. В них важным является отношение к Земле как к нелинейной системе, для которой характерно наличие пороговых, контрольных и управляющих точек, наличие неопределенностей и нелинейных процессов. Большая роль также принадлежит биогеохимическим циклам и взаимодействию трех сред – атмосферы, океана, суши, а также динамике границ между ними. Качественный переход к рассмотрению биоты произошел относительно недавно во время совещания GAIM на Гавайях, 31 января – 2 февраля 2000 г. В ходе дискуссии было предложено создать унифицированные формы и термины описания структуры и функции «экосферного механизма», а также его чувствительности и устойчивости к воздействию человека. Такие описания должны лечь в основу обоснования устойчивого развития, коэволюции природы и общества и утверждения этических принципов. В итоге GAIM создаст условия для анализа Земной системы, для построения, поддержания и изучения моделей Земли с учетом их места в иерархической системе. Это означает, в частности, создание моделей различной степени сложности и использование дополнительных

ансамблей моделей для проведения виртуальных планетарных экспериментов, относимых к прошлым, настоящим и будущим изменениям.

Этот принцип рекомендован для проекта EMICs (Earth System Models of Intermediate Complexity), в котором предполагается реализовать подход к моделированию как к поэтапному процессу и подчеркивается важность взаимодействия биотической и абиотической составляющих – оболочек Земли. Здесь вводится понятие так называемой климатической системы, к описанию которой применимы термодинамические понятия, что, как правило, не подходит для психосоциальных компонентов. Показана необходимость объединения программ МГБП и ЧГИ («Человечество и глобальные изменения») для полного описания модели Земли. При этом приходится говорить о необходимости сочетания двух важных типов объектов: оболочек и потоков, а также заслуживают внимания рассмотрение воздействия на регионы и их отклик (обратные связи).

Помимо основных климатических программ ВКП и МГБП наиболее известным международным объединением в области изменения климата является Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК, или Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, <http://www.ipcc.ch>). МГЭИК – это ведущий международный орган по оценке изменения климата, учрежденный Программой Организации Объединенных Наций по окружающей среде (ЮНЕП) и Всемирной метеорологической организацией (ВМО) в 1988 г. для предоставления мировому сообществу ясного научного мнения о текущем состоянии знаний об изменении климата и его потенциальных последствиях, связанных с окружающей средой и социально-экономическими вопросами. В том же году Генеральная ассамблея ООН одобрила действия, предпринятые совместно ВМО и ЮНЕП по созданию МГЭИК. Роль МГЭИК состоит в оценке на всесторонней, объективной, открытой и транспарентной основе имеющейся научно-технической и социально-экономической информации, связанной с пониманием научной основы риска изменения климата, вызванного деятельностью человека, его потенциального воздействия и вариантов адаптации и смягчения последствий.

МГЭИК является научным органом, который проводит обзор и оценку самой последней научной, технической и социально-экономической литературы, выпущенной во всем мире и предназначенной для понимания процесса изменения климата. МГЭИК не проводит каких-либо исследований и не занимается мониторингом

данных или параметров, связанных с климатом. МГЭИК привлекает к своим работам сотни ученых со всего мира и публикует доклады с детально согласованными на межправительственном уровне рекомендациями. Ведущие специалисты оценивают информацию на основе опубликованных материалов. В соответствии с указаниями организации, приоритет отдается работам, прошедшим рецензирование. При этом авторы могут использовать нерцензированные материалы, если они достаточного качества. К таким материалам относятся результаты моделей, отчеты государственных агентств и негосударственных организаций. Основная задача МГЭИК состоит в выпуске с регулярными интервалами оценок состояния знаний об изменении климата. МГЭИК также готовит специальные доклады и технические документы, посвященные вопросам, по которым требуется независимая научная информация и консультации, и поддерживает Рамочную конвенцию ООН об изменении климата (РКИК ООН) посредством своей работы над методологиями составления национальных кадастров парниковых газов.

МГЭИК является межправительственным органом, открытым для всех стран – членов Организации Объединенных Наций и ВМО. В настоящее время членами МГЭИК являются 195 стран. Группа собирается не реже одного раза в год на пленарном заседании на уровне представителей правительств, на котором принимаются основные решения о программе работы МГЭИК и избираются члены Бюро, включая председателя. Правительства также участвуют в определении объема докладов, выдвижении авторов, процессе рецензирования и принимают, утверждают и одобряют доклады на пленарных заседаниях. В 2007 г. совместно с бывшим вице-президентом США Альбертом Гором МГЭИК была присуждена Нобелевская премия мира «За усилия по укреплению и распространению знаний о проблеме антропогенного воздействия на изменение климата и формирование основы для принятия необходимых мер по противодействию этому изменению».

Благодаря тому что МГЭИК является научной и межправительственной организацией, она обладает уникальной возможностью по предоставлению точной и сбалансированной научной информации лицам, принимающим решения. Одобряя доклады МГЭИК, правительства признают авторитетность их научного содержания. В этой связи работа организации является актуальной с точки зрения политики, но при этом политически нейтральной и никогда не предписывающей проведение какой-либо политики.



Рис. 2.2. Организационная структура МГЭИК

Тысячи ученых по всему миру вносят добровольный вклад в работу МГЭИК в качестве авторов, сотрудничающих авторов и рецензентов. Никто из них не получает денежного вознаграждения от МГЭИК. Группа экспертов принимает кардинальные решения на пленарных заседаниях представителей правительств. Центральный Секретариат МГЭИК поддерживает работу МГЭИК.

В организационную структуру МГЭИК в настоящее время входят три рабочие группы и одна целевая группа (рис. 2.2). Этим группам оказывают содействие группы технической поддержки (ГТП), размещение и финансовая поддержка которых обеспечивается правительством развитой страны сопредседателя соответствующей рабочей/целевой группы. Была также создана ГТП для поддержки работы по подготовке обобщающего доклада. Рабочая группа I занимается физическими основами науки об изменении климата, рабочая группа II – последствиями изменения климата, адаптацией и уязвимостью, а рабочая группа III – смягчением воздействий изменения

климата. Рабочие группы проводят пленарные заседания на уровне представителей правительств. Основная задача целевой группы по национальным кадастрам парниковых газов заключается в разработке и совершенствовании методологии для расчетов и представления информации о выбросах и абсорбции парниковых газов.

В дополнение к этим рабочим группам и целевой группе могут создаваться и другие целевые и руководящие группы на ограниченный или более длительный срок для рассмотрения конкретных тем или вопросов. Примером является целевая группа по поддержке данными и сценариями анализа воздействий и климата.

МГЭИК опубликовала пять полноценных докладов, оценивающих последние климатологические результаты, а также ряд докладов на отдельные тематики. Доклады составляются группой исследователей, отобранных организацией из списка, представленного государствами. Проект доклада проходит стадию открытого рецензирования. Каждый доклад публикуется в трех томах, соответствующих трем рабочим группам, и еще публикуется обобщающий доклад для лиц, принимающих решения. Первый доклад был опубликован в 1990 г., второй – в 1995 г., третий – в 2001 г., четвертый – в 2007 г. и пятый доклад – в 2014 г. [20, 21, 22, 26].

В первых двух докладах освещалось потенциальное возрастание температуры и долгосрочное влияние парниковых газов и уже во втором докладе особенно подчеркивалось антропогенное влияние на климат. В третьем докладе высказывалась еще большая убежденность в данном факте, а также была приведена прогнозируемая температура воздуха. В каждой модели, представленной в докладе, прогнозировались значительное возрастание температуры воздуха и подъем уровня моря к концу XXI в. Четвертый доклад содержал самые тревожные данные по росту температуры на 6,4 °C (11,5 °F) к концу XXI в. при сохранении текущего положения дел. Согласно докладу, изменения магнитуды будет достаточно, чтобы спровоцировать глобальное массовое вымирание.

Пятый доклад об оценке развивает прогнозы доклада за 2007 г., сужая возможный диапазон роста температуры и подъема уровня моря, так как появилось больше информации о том, как природные явления реагируют на изменения климата, помогая создавать всестороннюю панораму будущего климата. Доклад рассматривает четыре сценария, при которых концентрация парниковых газов к 2100 г. достигнет 421 ppm (RCP 2.6), 538 ppm (RCP 4.5), 670 ppm (RCP 6.0) и 936 ppm (RCP 8.5). Сценарий RCP 2.6 подразумевает, что пик выбросов парниковых газов придется на 2010–2020 гг.,

после чего произойдет спад. В сценарии RCP 4.5 считается, что пик выбросов произойдет около 2040 г., а RCP 6.0 – 2080 г. Сценарий RCP 8.0 предполагает, что выбросы продолжают расти в течение столетия. Полученные проекции роста средних температур относительно средних значений периода 1986–2005 гг. свидетельствуют о том, что человечество находится на пути к самоуничтожению и время его заканчивается.

Официальный сайт МГЭИК <http://www.ipcc.ch/> представлен на нескольких языках, в том числе и на русском (рис. 2.3).

Изображения отдельных томов пятого оценочного доклада приведены на рис. 2.4 и соответствуют вкладу в отчет каждой рабочей группы.

Содержание отдельных томов пятого доклада следующее.

Изменение климата, 2013 г. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в подготовку Пятого оценочного доклада МГЭИК.

Глава 1. Введение.

Глава 2. Наблюдения: атмосфера и поверхность Земли.

Глава 3. Наблюдения: океан.



Рис. 2.3. Официальный сайт МГЭИК



Рис. 2.4. Пятый оценочный доклад МГЭИК об изменении климата

- Глава 4. Наблюдения: криосфера.
- Глава 5. Информация из архивов палеоклимата.
- Глава 6. Углеродный и другие биохимические циклы.
- Глава 7. Облака и аэрозольные циклы.
- Глава 8. Антропогенное и естественное радиационное воздействие.
- Глава 9. Развитие моделей климата.
- Глава 10. Обнаружение и объяснение изменений климата: от глобального к региональному.
- Глава 11. Ближайшее изменение климата: проекции и предсказуемость.
- Глава 12. Долгопериодное изменение климата: проекции, достоверность и необратимость.

Глава 13. Изменение уровня моря.

Глава 14. Климатические явления и их актуальность для будущего регионального изменения климата.

Приложения.

I. Атлас глобальных и региональных климатических проекций.

II. Таблицы сценариев климатической системы.

III. Словарь.

IV. Сокращения.

V. Вклады членов МГЭИК в пятый оценочный доклад.

VI. Рецензенты пятого оценочного доклада.

Изменение климата, 2014 г. Последствия, адаптация и уязвимость. Вклад Рабочей группы II в подготовку Пятого оценочного доклада МГЭИК.

Часть А: Глобальные и секторальные аспекты.

Глава 1. Отправная точка.

Глава 2. Основания для принятия решений. Естественные и управляемые ресурсы и их использование.

Глава 3. Пресноводные ресурсы.

Глава 4. Водные системы суши и внутренних областей.

Глава 5. Прибрежные системы и низменные области.

Глава 6. Океанические системы.

Глава 7. Системы продовольственной безопасности и производства продуктов. Поселения людей, индустрия и инфраструктура.

Глава 8. Урбанизированные территории.

Глава 9. Сельские территории.

Глава 10. Ключевые экономические сектора и сфера услуг.

Глава 11. Здоровье человека: воздействие, адаптация и сопутствующая выгода.

Глава 12. Безопасность человека.

Глава 13. Средства к существованию и бедность. Адаптация.

Глава 14. Потребности и варианты адаптации.

Глава 15. Планирование и осуществление мер по адаптации.

Глава 16. Возможности адаптации, ограничения и пределы.

Глава 17. Экономика адаптации. Мультисекторальные воздействия, риски, уязвимость и возможности.

Глава 18. Обнаружение и определение наблюдаемых воздействий.

Глава 19. Возникающие риски и ключевые уязвимости.

Глава 20. Климато-стабилизационные пути: адаптация, смягчение, и устойчивое развитие.

Часть Б: Региональные аспекты.

- Глава 21. Региональный контекст.
- Глава 22. Африка.
- Глава 23. Европа.
- Глава 24. Азия.
- Глава 25. Австралия.
- Глава 26. Северная Америка.
- Глава 27. Центральная и Южная Америка.
- Глава 28. Полярные области.
- Глава 29. Малые острова.
- Глава 30. Океан.
- Приложения.

Изменение климата, 2014 г. Смягчение воздействий на изменение климата. Вклад Рабочей группы III в подготовку Пятого оценочного доклада МГЭИК.

- Глава 1. Вводная глава.
- Глава 2. Интегрированный риск и оценка неопределенности политики определения отклика климатического изменения.
- Глава 3. Социальные, экономические и этические понятия и методы.
- Глава 4. Устойчивое развитие и равенство.
- Глава 5. Движущие силы, тенденции и смягчение последствий.
- Глава 6. Оценка путей трансформации.
- Глава 7. Энергетические системы.
- Глава 8. Транспорт.
- Глава 9. Строительство.
- Глава 10. Промышленность.
- Глава 11. Сельское хозяйство, лесное хозяйство и другие виды землепользования.
- Глава 12. Населенные пункты, инфраструктура и территориальное планирование.
- Глава 13. Международное сотрудничество: договоры и инструментарий.
- Глава 14. Региональное развитие и сотрудничество.
- Глава 15. Национальная и субнациональная политика и институты.
- Глава 16. Сквозные инвестиций и финансы.
- Приложения.
- I. Глоссарий.
- II. Метрики и методология.
- III. Параметры конкретных технологических затрат и эффективности.

IV. Авторы рабочей группы МГЭИК по пятому оценочному докладу.

V. Эксперты, государственные рецензенты и другие научные советники рабочей группы по пятому оценочному докладу МГЭИК.

VI. Разрешения на публикацию.

Помимо основных оценочных докладов по изменению климата МГЭИК выпускает также и специальные доклады, которые представляют собой оценку какого-либо конкретного вопроса и как правило имеют такую же структуру, что и тома оценочного доклада. Они проходят через такой же процесс написания, рецензирования и утверждения, что и оценочные доклады. К таким докладам относятся [5, 8, 12, 13, 14, 23, 24, 25, 27, 30]:

- Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (Управление рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата) IPCC, 2012;

- Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation (Возобновляемые источники энергии и смягчение воздействий на изменение климата) IPCC, 2011;

- Carbon Dioxide Capture and Storage (Улавливание и хранение двуокиси углерода) IPCC, 2005;

- Methodological and Technological Issue in Technology Transfer (Методологические и технологические аспекты передачи технологии). IPCC, 2000;

- Emissions Scenarios (Сценарии выбросов) IPCC, 2000;

- Land Use, Land-Use Change, and Forestry (Землепользование, изменения в землепользовании и лесное хозяйство). IPCC, 2000;

- Aviation and the Global Atmosphere (Авиация и глобальная атмосфера). IPCC, 1999;

- The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability (Последствия изменения климата для регионов: оценка уязвимости). IPCC, 1997;

- Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCCIS92 Emission Scenarios (Изменение климата, 1994 г. Радиационное воздействие изменения климата и оценка сценариев выбросов МГЭИКIS92). IPCC, 1994;

- IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations (Технические руководящие принципы МГЭИК по оценке последствий изменения климата и адаптации). IPCC, 1994.

Кроме этого осуществляется выпуск методологических докладов, представляющих собой опубликованные материалы, содержащие

практические руководящие указания для подготовки кадастров парниковых газов. Предназначаются для удовлетворения требований к отчетности о кадастрах Сторон РКИК ООН (Рамочная конвенция ООН об изменении климата) и дополняются программным обеспечением для кадастров. Проходят через такой же процесс написания, рецензирования и утверждения, что и оценочные доклады. Обзорные главы методологических докладов принимаются группой экспертов по разделам, в то время как доклад принимается группой экспертов. Среди таких докладов опубликованы следующие [4, 17, 19, 28, 29, 30, 32]:

- 2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Wetlands (Дополнение 2013 г. к Руководящим принципам МГЭИК национальных инвентаризаций парниковых газов 2006: водно-болотные угодья), 2014;

- 2013 Revised Supplementary Methods and Good Practice Guidance Arising from the Kyoto Protocol (Пересмотренные в 2013 г. дополнительные методы и руководящие указания в отношении передового опыта, вытекающие из Киотского протокола), 2014;

- Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов МГЭИК, 2006;

- Руководящие указания по эффективной практике для землепользования, изменений в землепользовании и лесного хозяйства, 2003;

- Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types (Определения и методологические варианты составления кадастра выбросов в результате непосредственной антропогенной деградации лесов и исчезновения других типов растительности), 2003;

- Руководящие указания по эффективной практике и учету факторов неопределенности в национальных кадастрах парниковых газов, 2000;

- IPCC Greenhouse Gas Inventory Software for the Workbooks (Программное обеспечение МГЭИК для рабочих книг по кадастрам парниковых газов);

- Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories (Пересмотренные руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов МГЭИК, 1996);

- Greenhouse Gas Inventory Reporting Instructions (Указания относительно отчетности по подготовке кадастров парниковых газов).

Большое значение имеют технические документы МГЭИК, подготавливаемые по темам, по которым было сочтено целесообразным представить объективную международную научно-техническую точку зрения. Они основаны на материалах, уже содержащихся в оценочных докладах и специальных докладах МГЭИК, но не принимаются, не утверждаются и не одобряются рабочими группами или группой экспертов. Среди таких технических документов: *Climate Change and Water* (Изменение климата и водные ресурсы); *Climate Change and Biodiversity* (Изменение климата и биоразнообразие); *Implications of Proposed CO₂ Emissions Limitations* (Последствия прогнозируемого ограничения выбросов CO₂); *IPCC Technical Paper II – February 1997* (Технический документ МГЭИК II – февраль 1997 г. на англ. яз.); *IPCC Technical Paper I – November 1996* (Технический документ МГЭИК I – ноябрь 1996 г. на англ. яз.) [10, 11, 18].

Важным средством международного сотрудничества в плане разработки будущих климатических исследований являются и всемирные климатические конференции, которые прошли в 1979, 1990 и 2009 гг. Каждая из этих конференций явилась поворотным пунктом развития международных исследований в области изменений климата. Так, на Первой Всемирной климатической конференции в 1979 г. была учреждена Всемирная климатическая программа. Вторая Всемирная климатическая конференция (ВКК-2) положила начало глобальной системе наблюдений за климатом (ГСНК). ВКК-3 состоялась в сентябре 2009 г. непосредственно перед 15-м совещанием Сторон Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата в Копенгагене в декабре, на котором страны выработали глобальную стратегию по смягчению последствий изменения климата на период после истечения срока действия Киотского протокола.

Целями этих и многих недавних и будущих совещаний по вопросам климата являются координация глобальных мер в отношении снижения выбросов парниковых газов и определение стратегий адаптации. Эта работа имеет важное значение для снижения темпов изменения климата и адаптации к ожидаемым последствиям, однако в этом направлении уже произошло много изменений. Основное внимание на ВКК-3 было уделено усилиям по управлению рисками и возможностями, связанными с изменением климата. Она рассмотрела вопросы, связанные с необходимостью более полного понимания, прогнозирования и решения в наши дни проблем, вызванных изменчивостью и изменением климата благодаря использованию

надежной климатической информации в процессе принятия решений. Целью ВКК-3 являлось ускорение развития различных видов климатического обслуживания и расширение их применения в социально-экономическом планировании. Основное внимание уделяется климатическим прогнозам на период времени от нескольких дней до 50 лет – от сезонного до нескольких десятилетий – в целях адаптации к изменчивости и изменению климата и управления связанными с ними рисками.

В качестве примера одного из последних значимых международных событий можно привести конференцию по климату в Париже, проходившую с 30 ноября по 12 декабря 2015 г., посвященную климатическим изменениям. Это была 21-я конференция, проводимая в рамках Рамочной конвенции ООН об изменении климата (COP 21) и 11-я – в рамках совещания сторон по Киотскому протоколу (CRP-11). Цель конференции – подписание международного соглашения по поддержанию увеличения средней температуры планеты на уровне ниже 2 °С, применительно ко всем странам.

Центральной научной программой в ВПК является Всемирная программа исследования климата (ВПИК), основанная в 1980 г. Всемирной метеорологической организацией и Международным советом научных союзов для координации всей деятельности ученых более 50 стран, занимающихся проблемами погодных и климатических изменений. В рамках ВПИК ведется глобальный мониторинг климата Земли, изучается естественная и антропогенная изменчивость климата, решается проблема предсказуемости климата, влияния Мирового океана на состояние климатических условий, воздействия различных климатических зон на человеческую деятельность, комплексные исследования возникновения климатических колебаний и изменений, моделируются процессы глобальных и региональных климатических катаклизмов с целью их наиболее эффективного прогнозирования в будущем, разрабатывается всеобъемлющая теория климата.

Для достижения поставленных перед нею задач ВПИК организована как сеть ключевых и совместно спонсируемых проектов, рабочих групп и интегрирующих инициатив. В настоящее время ключевыми проектами ВПИК являются:

- Климатическая изменчивость и предсказуемость (CLIVAR): миссия CLIVAR состоит в наблюдении, моделировании и экспериментальном предсказании климатической системы «Земля» с упором на взаимодействие океана и атмосферы.

- Эксперимент по глобальному циклу энергии и воды (GEWEX): GEWEX занимается атмосферными термодинамическими процессами, которые определяют глобальный и региональный гидрологические циклы, балансы радиации и энергии и их роль в глобальных изменениях, например таких, как рост концентраций парниковых газов.

- Климат и Криосфера (CliC): главная цель CliC состоит в определении и количественной оценке воздействия климатических колебаний и изменений на компоненты криосферы, влияния криосферы на климат, а также в определении стабильности мировой криосферы.

- Стратосферные процессы и их роль в климате (SPARC): SPARC уделяет особое внимание той важной роли, которую стратосферные процессы играют в климате Земли, с существенным уклоном во взаимодействие химических процессов и климата.

Проект CLIVAR (<http://www.clivar.org>) был разработан для понимания климатической изменчивости и ее применения для целей прогноза, улучшения моделей климата, для мониторинга и оценки изменений в нашей климатической системе. Проект CLIVAR преследует четыре основные цели:

- описание и понимание физических процессов, отвечающих за колебания и предсказуемость климата во временных масштабах сезона, нескольких лет, десятилетия и столетия путем сбора и анализа наблюдений и разработки и применения совместных моделей климатической системы при сотрудничестве с другими программами по изучению и наблюдению климата;

- выявление климатической изменчивости в интересующих временных масштабах путем составления наборов палеоклиматических и инструментальных данных с контролем их качества;

- увеличение номенклатуры и точности климатических прогнозов в масштабе времени от сезона до нескольких лет за счет развития глобальных совместных прогностических моделей;

- понимание и предсказание реакции климатической системы на увеличение концентрации радиационно активных газов и аэрозолей и сравнение этих предсказаний с наблюдаемыми климатическими показателями для выявления антропогенной составляющей климатического сигнала.

Ключевыми научными темами CLIVAR являются Южное колебание Эль-Ниньо и другие виды тропической изменчивости, муссоны, десятилетние колебания, термохалинная циркуляция океана, антропогенные климатические изменения и роль океанов в климате.

Разработка этих тем представляет весомый вклад CLIVAR в интегрирующие инициативы ВПИК по сезонным и десятилетним прогнозам, предсказанию муссонов, антропогенному изменению климата, подъему уровня моря и экстремальным климатическим явлениям.

В процессе развития проекта и включения в него исследований по океану появились и новые темы: улучшение моделей для океана; улучшение систем наблюдения над океанами; океанические данные, их синтез и информационные системы; передача знаний и обратная связь с заинтересованными сторонами; образование и просветительская деятельность.

А также возникли и новые первоочередные задачи исследования:

- внутрисезонная, сезонная и межгодовая изменчивость и предсказуемость муссонных систем;
- десятилетняя изменчивость и предсказуемость океана и атмосферы;
- морские биофизические взаимодействия и динамика апвеллинга;
- региональное изменение уровня моря и воздействие на побережья;
- понимание и предсказание погодных и климатических исследований;
- соответствие между балансом планетарной энергии и запасом тепла океаном;
- ЭНЮК в условиях изменяющегося климата.

В настоящее время проект включает в свои исследования и океан, и его новое название – «Климат и океан – изменчивость, предсказуемость и изменение» (Climate and Ocean – Variability, Predictability and Change). Современная организационная структура проекта CLIVAR показана на рис. 2.5, из которой следуют тесные взаимосвязи этого проекта с другими ключевыми проектами ВМО и ВКП.

В проекте считается, что атмосфера играет ключевую роль в энергетическом балансе Земли. В результате молекулярного рассеивания и наличия аэрозолей и облаков она рассеивает или отражает около 30 % поступающей солнечной радиации. Часть поступающей коротковолновой радиации отражается от поверхности Земли, а остальная трансформируется в длинноволновый радиационный поток и явные и скрытые потоки тепла. Пропорциональность такого разделения зависит от характера поверхности. Атмосфера также модулирует излучение длинноволновой радиации в космос. Небольшая часть длинноволновой радиации, покидающей поверхность Земли, беспрепятственно проходит сквозь атмосферу, но основная ее часть

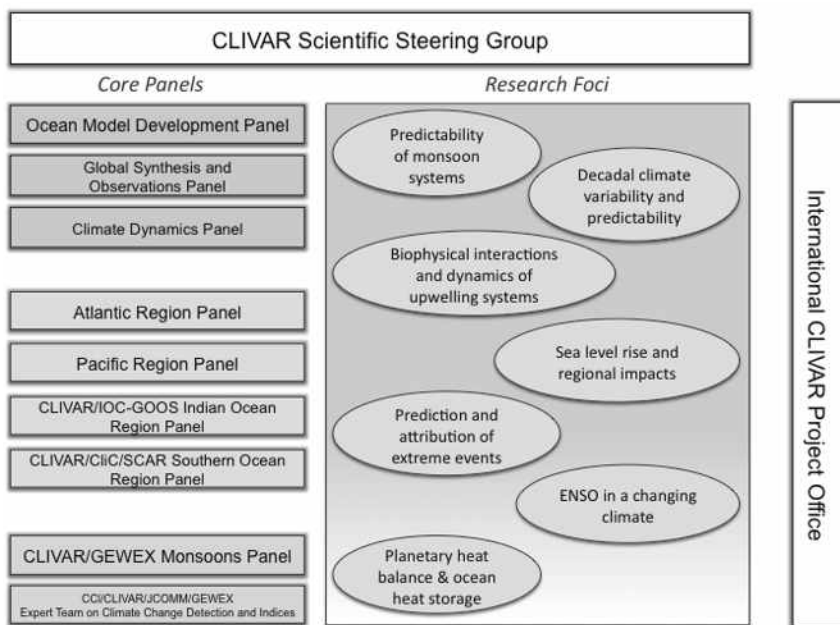


Рис. 2.5. Организационная структура проекта CLIVAR

перехватывается и переизлучается вверх и вниз. Результирующее излучение в космос генерируется на уровнях, гораздо более высоких и холодных, чем поверхность Земли, что приводит к парниковому эффекту. Деятельность человека изменила баланс углерода в атмосфере, отчего парниковый эффект усилился, и создан дисбаланс между поглощенной и излученной лучистой энергией, приводящий к глобальному потеплению поверхности Земли и нижней атмосферы. Облака тоже поглощают и отражают тепловую радиацию и создают эффект одеяла, подобно парниковым газам. Но облака еще действуют как отражатели солнечной радиации и таким образом охлаждают поверхность. Результирующим эффектом на сегодняшний день является небольшое охлаждение поверхности, о чем свидетельствуют спутниковые наблюдения.

Однако эти два противоположных воздействия на глобальный радиационный баланс создают значительную неопределенность в обратных связях, связанных с изменениями облачности в контексте глобального потепления. Другие обратные связи также обусловлены ролью атмосферы в климатических процессах: примером

может служить повышенное содержание водяного пара, который сам по себе является важным парниковым газом в нагревающейся атмосфере.

Распределение суши и океана и поступающая солнечная радиация также вносят свой вклад в образование определенных закономерностей/явлений, наблюдаемых и в погодных, и в климатических временных рамках. Их часто именуют режимами. Например, в Северном полушарии доминирующим видом циркуляции является Северо-Атлантическое колебание (NAO) и связанная с ним Северная Кольцевая Мода (NAM), которые отражают изменения западных ветров, дующих через Атлантику в Европу. Южная Кольцевая Мода (SAM) описывает изменения в силе и широтной привязке преобладающих западных ветров и траекторий циклонов в Южном полушарии. Эти явления – преимущественно атмосферные феномены, но они, несомненно, влияют на изменения во всей климатической системе, и на них, в свою очередь, могут повлиять изменения климата. Понять эти режимы и правильно представить их в климатических моделях является очень важной задачей.

В настоящее время океаны поглощают примерно треть общего количества парниковых газов, выброшенных в атмосферу. Это ведет к окислению океана, наблюдаемому в глобальном масштабе. Начиная с 1950-х гг. благодаря высокой теплоемкости воды и ее колоссальной массе океаны вобрали в себя более 90 % тепла, накопленного в результате повышения концентрации парниковых газов. Соответственно, нагревание атмосферы было пропорционально меньшим, но тем самым была заложена неизбежность долгосрочного потепления в будущем, которое будет происходить, даже если современный уровень выбросов парниковых газов будет сведен к нулю.

Океан поглощает тепло и его течения перемещают его, а также соли и химические соединения, «выдавая» их в атмосферу в разное время и в разных местах. Какие изменения претерпевает в связи с этим океаническая циркуляция – это ключевая проблема, которая рассматривается ниже. Из-за большой массы (средняя глубина 3800 м), высокой теплоемкости и площади поверхности океанов взаимодействие океана и атмосферы и реакция океана на воздействия извне включают ряд «медленных» процессов, поэтому их можно предсказывать в ряде временных масштабов.

Прогнозирование климата на предстоящие столетия невозможно без ответа на один из самых трудных научных вопросов: что со временем будет происходить с запасом углерода в океане? Большинство прогнозов сходится на том, что способность океанов

поглощать углерод в будущем понизится. Чтобы оценить дальнейшую способность океанов поглощать и хранить углерод, необходимо разработать достоверные физические и биогеохимические описания Мирового океана. Наше понимание океана быстро развивается благодаря деятельности многих научных проектов, таких как CLIVAR (ВПИК), SOLAS (IGBP, SCOR, ВПИК и CACGP) и IMBER (IGBP и SCOR), Координационный Проект по Океанскому углероду (IOC, SOLAS, IMBER, CLIVAR), и благодаря общему прогрессу в наблюдениях океана. Также большой вклад вносит Проект ESSP по Глобальному углероду, который выполняет и публикует оценки текущего географического и временного распределения основных компонентов глобального цикла углерода, включая его потоки.

Для всех численных прогнозов климата во временных масштабах от нескольких месяцев до нескольких лет и десятилетий необходимо иметь заданное по наблюдениям начальное состояние атмосферы и океана. Необходимая точность начальных условий зависит от конкретного практического приложения. Два завершившихся эксперимента ВПИК (проект TOGA по Глобальной атмосфере и Тропическому океану и Эксперимент WOCE по Циркуляции Мирового океана) позволили углубить наше понимание океанской циркуляции и ее связей с атмосферой. В результате проведения проекта TOGA, в частности, стало возможным разработать методы прогнозов Южного Колебания Эль-Ниньо и использовать их для прогноза ряда сезонных явлений. Эксперимент WOCE дал в руки беспрецедентный «снимок» глобальной океанской циркуляции. Доступность спутниковых наблюдений, почти глобальное покрытие океана автономными плавучими профилографами Арго, успешная демонстрация способности усвоения информации по океану в рамках Эксперимента по усвоению глобальных данных об океане (GODAE), а также все возрастающая точность пионерного синтеза океанских данных под эгидой CLIVAR позволяют производить более качественные наблюдения, улучшают понимание роли океана в климатических колебаниях и изменениях и дают хорошие перспективы для предсказания климата во многих временных масштабах. Чтобы исследовать предсказуемость совместной климатической системы, крайне важно правильно включить в модели потоки импульса, тепла, влаги, газов и частиц между океаном и атмосферой, чем успешно занимаются SOLAS, CLIVAR и GEWEX. Также необходимо заполнить пробелы в глобальных океанских наблюдениях, включая области, покрытые морским льдом. Решением этой последней задачи занимается проект CliC вместе со своими партнерами.

Результатами деятельности проекта CLIVAR являются как периодические публикации типа ежеквартальных бюллетеней, или новостей (Exchanges, Newsletters), так и отчеты национальных комитетов по проекту и тематические сборники трудов конференций, монографии и справочные пособия, например:

- Exchanges 66, March 2015;
- Exchanges 65, July 2014;
- CLIVAR National Reports 2012 Australia_0.pdf Tuesday, October 1, 2013;
- A prospectus for the CLIVAR research focus «Consistency between planetary energy balance and ocean heat storage (CONCEPT-HEAT)», 2015;
- FluxNews – issue February 2015, 2015;
- WCRP Grand Challenge: Understanding and Predicting Weather and Climate Extremes. Xuebin Zhang, Gabriele Hegerl, Sonia Seneviratne, Ronald Stewart and Francis Zwiers, Lisa Alexander, 2014;
- CLIVAR Brochure 2014. 2013.

По проекту CLIVAR проводится также достаточно много международных конференций, научных семинаров, встреч рабочих групп по отдельным направлениям деятельности, что представлено на сайте проекта <http://www.clivar.org> и регулярно обновляется.

Целью проекта GEWEX (www.gewex.org) является наблюдение, анализ, понимание и предсказание изменений глобального круговорота энергии и гидрологического цикла и их влияния на динамику атмосферы и ее приповерхностного слоя. GEWEX также производит наблюдения за региональными гидрологическими процессами и водными ресурсами для выявления их отклика на изменения в окружающей среде, такие как рост концентрации парниковых газов и изменения в природопользовании.

Задачами проекта GEWEX являются:

- Создание однородных наборов данных высокого качества по энергетическому балансу Земли и круговороту воды с высоким разрешением по времени и пространству (3 ч и 25 км) и оценками погрешностей для исследований соответствующих процессов в масштабах времени до десятилетий, а также их использования для анализа климатической системы и разработки и верификации моделей.
- Углубленное понимание функционирования энергетического и гидрологического циклов и количественное описание их вклада в климатические обратные связи.
- Развитие прогнозирования ключевых переменных, характеризующих водный и энергетический цикл и управляющие им

процессы, путем совершенствования параметризаций гидрометеорологических процессов, а также определение географических и сезонных изменений предсказуемости этих переменных для различных районов суши.

- Совместные работы с оперативными гидрометеорологическими службами, соответствующими проектами ESSP – например Глобальным проектом по системе «Вода» и другими гидрологическими программами для демонстрации новых прогностических возможностей проекта GEWEX, роли созданных наборов данных и методик оценки последствий глобальных изменений.

В настоящее время в проекте GEWEX имеются четыре основные панели, или части:

а) Панель изучения глобальной системы суша/атмосфера (GlobalLand/Atmosphere System Study Panel – CLASS), в которой исследуются энергетические и водные потоки при усиливающемся внимании к глобальному углеродному циклу;

б) Панель изучения глобальной атмосферной системы (Global Atmospheric System Studies Panel – GLASS) для включения в модели климата водного цикла с целью повышения их эффективности;

в) ГЕВЕКС гидроклиматическая Панель (The GEWEX Hydroclimatology Panel – GHP) предназначена для прогнозирования климата для гидрологических приложений и включает в себя региональные гидроклиматические проекты (RHPs), пересекающиеся проекты для прикладных прогнозов и глобальные центры данных для сбора и распространения данных, связанных с гидрологией;

г) Панель данных и оценок (GEWEX Data and Assessments Panel – GDAP) для оценки влияния обратных связей с облачностью, водяным паром и других.

По каждому из четырех направлений деятельности проводятся международные конференции, встречи рабочих групп и публикуются результаты исследований.

Энергия Солнца служит главным двигателем климатической системы Земли, тогда как инфракрасное излучение – это ее «система охлаждения». Экваториальные районы преимущественно нагреваются, а полярные – охлаждаются, что приводит в движение как атмосферную, так и океаническую циркуляцию Земли. Однако сложность и изменчивость системы «Земля» во многом происходят из-за воды – во всех трех ее фазовых состояниях. В частности, от наличия влаги зависит возможность происхождения и поддержания биологической жизни. Энергия и вода в климатической системе неразрывно связаны как в пространстве – от молекулярных

до планетарных масштабов, так и во времени – от мгновений до тысячелетий. Воздействие на климат извне либо путем солнечных эффектов, либо через изменения состава атмосферы или извержения вулканов изменяет водный и энергетический циклы, а также их сложные внутренние взаимосвязи. Эти изменения вызывают отклики в климатической системе, которые и усиливают, и ослабляют различные аспекты исходных изменений. Именно эти обратные связи и их взаимодействия в нелинейной динамике системы «океан – атмосфера» представляют самую большую проблему для понимания климата и предсказания размаха климатических изменений в этом столетии. Ее разрешение требует серьезного улучшения нашего понимания сложных процессов в климатической системе и их взаимосвязей и совершенствования их представления в климатических моделях.

В настоящее время в рамках ВПИК исследования динамики и термодинамики атмосферы, глобального гидрологического круговорота и взаимодействия атмосферы с поверхностью Земли, в особенности над сушей, проводятся под эгидой проекта GEWEX. Океаны играют главную роль в энергетическом и водном циклах, и здесь руководящая роль принадлежит проекту CLIVAR. Ключевые вопросы будущих исследований в этой области могут быть сформулированы следующим образом:

- Как изменяются энергетический баланс Земли и гидрологический цикл?
- Можно ли количественно описать обратные связи в системе «Земля» и понять, как эти процессы связаны с естественной изменчивостью?
- Можно ли прогнозировать климатическую изменчивость во временных масштабах от сезона до нескольких лет?
- Каковы воздействия климатической изменчивости на водные ресурсы в этих временных масштабах?
- Как антропогенные климатические изменения накладываются на естественную климатическую изменчивость и влияют на региональный водный и энергетический баланс, в особенности на его средние и экстремальные значения?
- Можно ли проследить за потоком энергии, проходящим через климатическую систему, и более глубоко понять природу глобального потепления климата?

Основной целью проекта CliC (clic.npolar.no) является оценка и количественная характеристика воздействий, которые климатические колебания и изменения оказывают на компоненты криосферы

и ее общую стабильность, а также влияния криосферы на климатическую систему. CliC и его партнеры стремятся обеспечить:

- расширенные наблюдения и мониторинг криосферы и климата холодных районов Земли в целях изучения природных процессов, верификации моделей, обнаружения изменений и других приложений;
- более глубокое понимание физических процессов и механизмов обратных связей, с помощью которых криосфера взаимодействует с другими компонентами климатической системы;
- более совершенный учет криосферных процессов в климатических моделях с целью уменьшения погрешностей моделирования и прогноза климатических колебаний и изменений;
- содействие и поддержку научной оценки изменений в криосфере и их последствий, в частности для подготовки 5-го Оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК).

Пять комплексных научных разработок CliC включают:

- а) вклад криосферы в пресноводный баланс Арктики и Южного океана;
- б) роль углерода и вечной мерзлоты в климатической системе;
- в) различия между Северным и Южным полушариями с точки зрения распространения морского льда и его сезонного прогноза;
- г) региональное климатическое моделирование и улучшение параметризаций криосферных процессов;
- д) динамику ледниковых щитов и их роль в подъеме уровня моря.

Собирательный термин «криосфера» описывает элементы системы «Земля», содержащие воду в замерзшем состоянии. Криосфера включает в себя снежный покров, твердые осадки, морской лед, озерный и речной лед, ледники, ледяные щиты и шапки, вечную мерзлоту и сезонно-мерзлые грунты. Сюда же входят шельфовые ледники и айсберги. Криосфера является неотъемлемой частью системы «Земля» и особенно чувствительна к потеплению климата. Следовательно, характеристики ее состояния являются чуткими индикаторами изменений в климатической системе. Влияя на потоки поверхностной энергии и влаги, облачность, осадки, гидрологию, атмосферную и океаническую циркуляцию, криосфера играет важную роль в глобальной климатической системе.

Изменения в криосфере вовлечены в важную положительную обратную связь, возникающую при потеплении климата за счет сокращения поверхностного альбедо при таянии снега и льда. Таяние

ледников, темпы которого в последнее время возросли, рассматривается как основная причина отмеченного ускорения подъема уровня Мирового океана. Вероятность ускоренного таяния и разрушения некоторых частей ледяных щитов Гренландии и Антарктиды, могущее привести к подъему уровня моря на несколько метров, – это предмет особой озабоченности мирового сообщества и, следовательно, является приоритетным направлением исследований ВПИК. Крайне важно оценить, в том числе количественно, какие воздействия окажут климатические колебания и изменения на компоненты криосферы и ее общую устойчивость и, в свою очередь, каковы будут последствия результирующих изменений в криосфере с точки зрения дальнейших изменений в климатической системе.

Для развития этих исследований CliC тесно сотрудничает с проектами GEWEX и CLIVAR. Одним из центральных направлений исследований является продолжение интенсивной разработки и испытаний физически обоснованных моделей процессов, происходящих в системе «суша – атмосфера – криосфера». Для того чтобы эти модели можно было использовать в совместных климатических моделях в широком спектре временных и пространственных масштабов, они должны иметь надлежащий уровень сложности и включать взаимодействие вечной мерзлоты и гидрологических процессов с углеродным циклом. Усовершенствование региональных климатических моделей с интерактивными схемами «климат – криосфера – гидросфера» крайне важно для проведения оценок воздействий климатических колебаний и изменений на криосферу и водные ресурсы суши и последствий криосферных изменений для климата горных регионов и бассейнов крупных речных систем. Также необходимо исследовать роль речного и озерного льда в гидрологических процессах, происходящих в речных водоразделах в районах с полярным климатом, в частности в Арктике.

Проект SPARC (www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC, <http://www.sparc-climate.org/>) занимается решением ключевых вопросов климатических исследований по трем основным темам, это:

- взаимодействие химических процессов и климата;
- выявление, объяснение и прогноз стратосферных изменений;
- динамическое взаимодействие стратосферы и тропосферы.

Вместе с Международным проектом по глобальной химии атмосферы (IGAC), являющимся частью Международной программы по геосфере и биосфере (IGBP), SPARC ведет исследовательскую деятельность по химии атмосферы и климату. Разработки SPARC играют ведущую роль в научной оценке разрушения стратосферного

озонового слоя, проводящейся WMO и Программой ООН по окружающей среде (UNEP). С помощью моделирования и усвоения данных SPARC вносит непосредственный вклад в создание базы знаний, необходимой для создания следующего поколения систем метеорологического анализа и моделей для прогноза погоды и климата. Кроме того, исследования динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы, проводимые в рамках SPARC, вносят вклад в разработку моделей следующего поколения для прогнозирования погоды, климата и системы «Земля».

Температура стратосферы Земли преимущественно определяется разностью ультрафиолетовой (УФ) радиации, поглощенной стратосферным озоном и исходящей инфракрасной радиации. Радиационный баланс в стратосфере распределяется так, что температура воздуха с высотой повышается, чем обеспечивается статическая устойчивость этого слоя. Процессы поглощения УФ радиации – это один из механизмов изменяющегося воздействия солнца на климат. Концентрации основных стратосферных газов – в основном озона, двуокиси углерода и водяного пара – в значительной степени определяют условия радиационного воздействия, с той разницей, что озон и водяной пар, в отличие от CO_2 , обладают коротким временем жизни, и их распределение определяется преимущественно переносом в стратосфере.

Сокращение озонового слоя в стратосфере, происходящее с 1970-х гг. и особенно заметное в полярных районах, привело к изменениям в тропосфере и у поверхности Земли. Снижение концентраций озона, одновременно с повышением содержания долгоживущих парниковых газов, привело к общему понижению температуры в стратосфере. Сложившиеся в результате температурные закономерности являются суммарным эффектом химически обусловленного сокращения озона и глобального потепления. Известно, что так называемые внезапные стратосферные потепления и похолодания влияют как на расположенную под ней тропосферу, особенно в полярных районах, так и тропическую стратосферу.

Более глубокое и полное понимание сложных динамических и химических процессов в стратосфере и их более полное и точное представление в моделях, а также учет чувствительности к начальным условиям в сочетании с более продолжительным сроком детерминистической предсказуемости доминирующих в стратосфере процессов могут способствовать повышению успешности прогнозов в целом ряде масштабов – от среднесрочного прогноза погоды вплоть до десятилетних прогнозов. Стратосфера представляет

собой идеальную площадку для систематического исследования полного спектра взаимодействий между химией и динамикой атмосферы. Это объясняется большой чувствительностью содержания озона к температуре, которая приводит к мощному радиационно-химическому взаимодействию в стратосфере. Также в динамике стратосферы и тропосферы имеются двусторонние взаимодействия, модулируемые проходящими волнами и нагреванием, вызванным динамическими процессами. Здесь также отмечаются непрекращающиеся долгосрочные изменения. Поэтому ключевой проект ВПИК по Стратосферным процессам и их роли в климате (SPARC) целенаправленно расширяет исследования для охвата всего спектра динамических и химических процессов в атмосфере.

Кроме того, SPARC проводит совместные исследования по химии атмосферы и климату с проектом IGAC Международной программы по геосфере и биосфере (IGBP).

Литература

1. Бугаев В.А. Программа исследований глобальных атмосферных процессов // Вестник АН СССР. 1970. № 7.
2. Кондратьев К.Я. и др. Некоторые результаты исследований по программе Комплексного энергетического эксперимента (1970–1972 гг.) // Метеорология и гидрология. 1972. № 11.
3. Мейсон Б.Дж. Атлантический тропический эксперимент ПИГАП // Бюллетень ВМО. 1973. Т. 22. № 2.
4. Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов. МГЭИК, 2006.
5. Руководящие указания по эффективной практике для землепользования, изменений в землепользовании и лесного хозяйства. МГЭИК, 2003.
6. Руководящие указания по эффективной практике и учету факторов неопределенности в национальных кадастрах парниковых газов. 2000.
7. Хргиан А.Х., ПИГАП. Глобальный атлантический тропический эксперимент // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9. № 7.
8. Aviation and the Global Atmosphere (Авиация и глобальная атмосфера). IPCC, 1999.
9. Carbon Dioxide Capture and Storage (Улавливание и хранение двуокиси углерода) IPCC, 2005.
10. Climate Change and Biodiversity (Изменение климат и биоразнообразие) IPCC Technical Paper V – April 2002 (Технический документ МГЭИК V – апрель 2002 г., на англ. яз). IPCC Secretariat, Geneva.
11. Climate Change and Water (Изменение климата и водные ресурсы). IPCC Technical Paper VI – June 2008 (Технический документ МГЭИК VI – июнь 2008 г.).
12. Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios (Изменение климата, 1994 г. Радиационное

- воздействие изменения климата и оценка сценариев выбросов МГЭИК IS92). IPCC, 1994. Cambridge University Press, UK. pp 339.
13. *Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types* (Определения и методологические варианты составления кадастра выбросов в результате непосредственной антропогенной деградации лесов и исчезновения других типов растительности). 2003.
 14. *Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types* (Определения и методологические варианты составления кадастра выбросов в результате непосредственной антропогенной деградации лесов и исчезновения других типов растительности.)
 15. *GARP*, Special Reports, № 1–12, World Meteorological Organization, Gen., 1969–1973.
 16. *GARP*, Publications Series, № 1–10, World Meteorological Organization, Gen., 1970–1973.
 17. *Greenhouse Gas Inventory Reporting Instructions* (Указания относительно отчетности по подготовке кадастров парниковых газов). Том 1. Рабочая книга по инвентаризации парниковых газов. Т. 2. *Greenhouse Gas Inventory Reference Manual* (Справочное наставление по кадастрам парниковых газов). Том 3.
 18. *Implications of Proposed CO₂ Emissions Limitations* (Последствия прогнозируемого ограничения выбросов CO₂). IPCC Technical Paper IV – October 1997 (Технический документ МГЭИК IV – октябрь 1997 г., на англ. яз.). IPCC Secretariat, Geneva.
 19. *IPCC Greenhouse Gas Inventory Software for the Workbooks* (Программное обеспечение МГЭИК для рабочих книг по кадастрам парниковых газов).
 20. *IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations* (Технические руководящие принципы МГЭИК по оценке последствий изменения климата и адаптации). IPCC, 1994 – T.R. Carter, M.L. Parry, H. Harasawa, S. Nishioka. Department of Geography, University College London, UK and the Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Japan. Pp. 59.
 21. *IPCC Technical Paper I* – November 1996 (Технический документ МГЭИК I – ноябрь 1996 г., на англ. яз.). IPCC Secretariat, Geneva.
 22. *IPCC Technical Paper II* – February 1997 (Технический документ МГЭИК II – февраль 1997 г., на англ. яз.). J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, D.J. Griggs and K. Maskell (Eds). IPCC Secretariat, Geneva.
 23. *Land Use, Land-Use Change, and Forestry* (Землепользование, изменения в землепользовании и лесное хозяйство). IPCC, 2000.
 24. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* (Управление рисками экстремальных явлений и бедствий для содействия адаптации к изменению климата) IPCC, 2012.
 25. *Methodological and Technological Issues in Technology Transfer* (Методологические и технологические аспекты передачи технологий). IPCC, 2000. Emissions Scenarios (Сценарии выбросов) IPCC, 2000.
 26. *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability* (Последствия изменения климата для регионов: оценка уязвимости). IPCC, 1997.

27. *Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation* (Возобновляемые источники энергии и смягчение воздействий на изменение климата) IPCC, 2011.
28. *2013 Revised Supplementary Methods and Good Practice Guidance Arising from the Kyoto Protocol* (Пересмотренные в 2013 г. дополнительные методы и руководящие указания в отношении передового опыта, вытекающие из Киотского протокола). 2014. Published: IPCC, Switzerland.
29. *Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories* (Пересмотренные Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов МГЭИК, 1996). 1996.
30. *Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons* (Охрана озонового слоя и глобальной климатической системы: вопросы, связанные с гидрофторуглеродами и перфторуглеродами). IPCC/TEAP, 2005.
31. *Stabilization of Atmospheric Greenhouse Gases: Physical, Biological and Socio-economic Implications* (Стабилизация атмосферных парниковых газов: физические, биологические и социально-экономические последствия). IPCC Technical Paper III – February 1997 (Технический документ МГЭИК III – февраль 1997 г., на англ. яз.).
32. *2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Wetlands* (Дополнение 2013 г. к Руководящим принципам МГЭИК национальных инвентаризаций парниковых газов 2006: водно-болотные угодья). 2014, IPCC, Switzerland.

Тема 2. Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата

Лекция 3. Климатическая система Земли и взаимосвязи в системе

К климатической системе (КС) обычно относят атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу (лед, снег, многолетняя мерзлота) и биосферу. Звенья климатической системы или ее подсистемы (рис. 3.1) имеют различные физические свойства.

Атмосфера является ведущим компонентом КС ввиду двух ее главных свойств: масштабности и всепроникновения. Атмосфера находится в любой точке поверхности планеты, тогда как все остальные компоненты проявляются только на части этой поверхности. Так, океан занимает 70,8 % поверхности Земли, суша, соответственно, – 29,2 %, ледники – немногим более 3 % поверхности, а вместе с морскими льдами и снежным покровом расположены примерно на 11 % поверхности. Площадь, занятая биосферой, значительная, но она разорвана на ареалы с различной плотностью распространения. Так, объем атмосферы, содержащий 99,8 % ее массы, ограничивается высотой около 60 км и равен $3,82 \cdot 10^{12}$ км³. Масса воздуха в этом объеме составляет $5,2 \cdot 10^{18}$ кг. Всепроникаемость атмосферы обусловлена тем, что газы, составляющие атмосферу, постоянно и непрерывно обмениваются с другими компонентами КС. Вместе с тем, атмосфера – самая подвижная и изменчивая составляющая КС. Скорость ветра у земли обычно несколько метров в секунду, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков метров в секунду.

Граница верхней атмосферы условно проводится на высоте 2000 км, а сама атмосфера неоднородна и имеет слоистую структуру. Первый нижний слой атмосферы – *тропосфера*, мощность которой составляет 16–18 км над экватором и 8–10 км над полюсами. В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферы. Следующая часть атмосферы – *стратосфера* – простирается до высоты 50–55 км, и в ее нижней части, как и в тропосфере, наблюдается понижение температуры с высотой до 25 км, а выше температура начинает возрастать на 1–2 °С на 1 км. Это повышение температуры связано с тем, что верхняя граница стратосферы совпадает с верхней



Рис. 3.1. Основные составляющие климатической системы

границей озонового слоя, который поглощает и рассеивает ультрафиолетовую (коротковолновую) солнечную радиацию.

Далее, до высоты 80 км, простирается *мезосфера*, где температура понижается до $-75 \dots -90^\circ\text{C}$. Выше расположена термосфера, верхняя граница которой проходит на высоте 800 км, температура резко возрастает до $+1500^\circ\text{C}$, так как воздух разряжен и атомы теряют свои электронные оболочки, превращаясь в ионизированные слои. Отдельно выделяется *ионосфера*, в общем значении – это слой атмосферы планеты, сильно ионизированный вследствие облучения космическими лучами. К ионосфере относится верхняя часть атмосферы, состоящая из мезосферы, мезопаузы и термосферы, главным образом, ионизированная облучением Солнца. Также у Земли выделяется и магнитосфера, которая включает известную авроральную зону, где наблюдаются полярные сияния.

Современная атмосфера состоит, как показано на рис. 3.2, на 78,1 % из азота, на 21 % из кислорода и на 1 % из аргона, но за период существования Земли в 4,6 млрд лет ее состав менялся, и атмосфера Земли на протяжении истории существовала в трех различных составах. Первоначально она состояла из легких газов (водорода

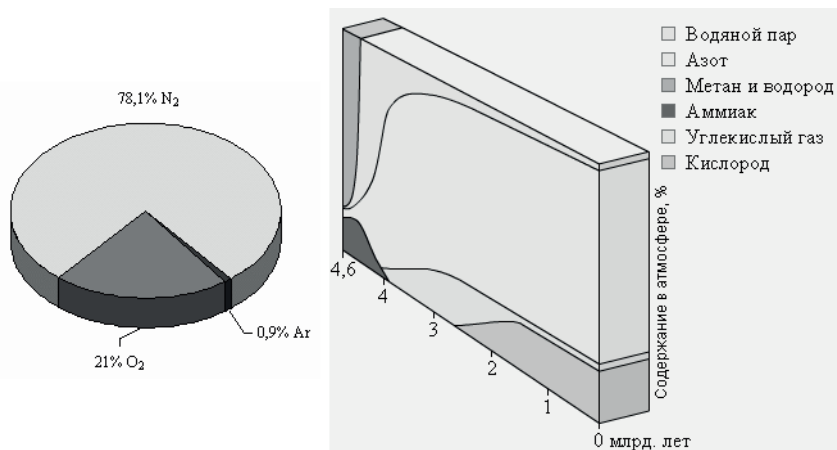


Рис. 3.2. Состав атмосферы и его изменение во времени

и гелия), захваченных из межпланетного пространства. Это так называемая первичная атмосфера, сформированная около четырех миллиардов лет назад в катархее <https://ru.wikipedia.org/wiki/Катархей>. На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами, кроме водорода: углекислым газом, аммиаком, водяным паром. Так, около трех миллиардов лет назад образовалась вторичная атмосфера, которая была восстановительной. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами:

- утечкой легких газов (водорода и гелия) в межпланетное пространство;
- химическими реакциями, происходящими в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозových разрядов и некоторых других факторов.

Постепенно эти факторы привели к образованию третичной атмосферы, характеризующейся гораздо меньшим содержанием водорода и гораздо большим – азота и углекислого газа, образованными в результате химических реакций из аммиака и углеводов.

Азот, кислород и аргон являются газами, прозрачными для солнечного света, проходящего через них и нагревающего поверхность Земли. Теплая земля и океаны, в свою очередь, нагревают нижнюю часть атмосферы, и часть этого тепла снова попадает в космос. Если бы на этом все заканчивалось, то средняя температура на Земле не превышала бы -18°C вместо нынешних $+15^{\circ}\text{C}$. Причина дополнительного тепла в том, что в атмосфере присутствуют парниковые

газы. Для проблемы изменения климата интерес представляют именно парниковые газы, или малые газовые компоненты с высокой прозрачностью в видимом диапазоне и с высоким поглощением в дальнем инфракрасном диапазоне, доля которых составляет всего 0,1 % от общего газового состава атмосферы. Присутствие таких газов в атмосферах планет приводит к появлению парникового эффекта и главным парниковым газом в атмосферах Венеры и Марса является диоксид углерода, а в атмосфере Земли – водяной пар.

Основными парниковыми газами, в порядке их оцениваемого воздействия на тепловой баланс Земли, являются водяной пар (H_2O) с вкладом в 36–72 %, углекислый газ, или двуокись углерода, (CO_2) с вкладом 9–26 %, метан (CH_4) с вкладом 4–9 % и озон (O_3) с вкладом 3–7 %, закись азота (N_2O). Потенциально в парниковый эффект могут вносить вклад и антропогенные галогенированные углеводороды и оксиды азота, однако ввиду низких концентраций в атмосфере оценка их вклада проблематична. Присутствие парниковых газов в атмосфере является причиной того, что часть тепла, излучаемого поверхностью Земли, остается в приземных воздушных слоях. Водяной пар, CO_2 и O_3 также поглощают коротковолновую солнечную радиацию.

Атмосферное распределение озона и его роль в энергетическом (тепловом) балансе Земли уникальна. Озон в тропосфере и нижней части стратосферы выступает как парниковый газ. Выше в стратосфере существует естественный слой озона большой концентрации, который поглощает солнечную ультрафиолетовую радиацию. В этом случае так называемый озоновый слой играет определяющую роль в радиационном балансе стратосферы и в то же время отфильтровывает потенциально опасную часть радиации.

Чем выше концентрация парниковых газов, тем сильнее перегревается поверхность планеты. За многие миллионы лет содержание газов, вызывающих парниковый эффект, установилось на значении, позволяющем поддерживать тепловое равновесие. Помимо этих газов атмосфера также содержит твердые и жидкие частицы (аэрозоли) и облака, которые взаимодействуют с приходящей и уходящей радиацией сложным и очень изменчивым по пространству образом. Наиболее изменчивым компонентом атмосферы является вода в различных ее фазах, таких как пар, облачные капли и ледяные кристаллы. Водяной пар наиболее мощный из парниковых газов. По этим причинам, а также в связи с большим поглощением и выделением энергии при фазовых переходах, водяной пар играет центральную роль в формировании климата, а также его изменчивости и изменения.

До того, как человечество приступило к активному развитию промышленности, основными источниками парниковых газов были испарение с поверхности Мирового океана, вулканическая деятельность и лесные пожары. С началом индустриальной эры парниковые газы стали попадать в атмосферу при сжигании ископаемого топлива (углекислый газ), при выращивании риса и добычи нефти (метан), из-за утечек хладагентов и использования аэрозолей (фторуглероды), вследствие ракетных запусков (оксиды азота), благодаря работе автомобильных двигателей (озон). Кроме того, промышленная деятельность человека привела к сокращению площадей, занятых лесами, – основными природными поглотителями углекислого газа.

Различают следующие основные воздействия парниковых газов на изменение климата.

1) Увеличение концентрации парниковых газов приводит к росту парникового эффекта и увеличению приземной температуры и, соответственно, к снижению температуры стратосферы.

2) Уменьшение озонового слоя, отфильтровывающего опасную часть приходящей радиации и находящегося на высоте 25–35 км, приводит к росту ультрафиолетовой радиации и нарушению радиационного баланса стратосферы [2].

3) Изменение концентрации водяного пара в разных его агрегатных состояниях (пар, облачные капли, ледяные кристаллы) приводит к дополнительному выделению и поглощению энергии при его фазовых переходах, которое является очень значительным.

4) Увеличение или уменьшение атмосферных аэрозолей и облачности приводит к разным и неоднородным в пространстве и во времени воздействиям на климат в связи со сложным взаимодействием с приходящей и уходящей радиацией.

Поэтому основными факторами атмосферы, влияющими на климат и его изменение, можно считать изменение концентрации парниковых газов и отдельно стратосферного озона и водяного пара, приводящего к изменению облачности, а также аэрозолей.

Следующей важной частью климатической системы является *гидросфера*, 97,2 % которой приходится на воды Мирового океана и которая имеет объем $1,37 \cdot 10^9$ км³ и массу $1,43 \cdot 10^{21}$ кг. Таким образом, масса гидросферы в 275 раз больше массы атмосферы, а ее объем меньше объема атмосферы почти в 279 раз. Вода имеет примерно в 4 раза большую удельную теплоемкость, чем воздух, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 20 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть

которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла.

Гидросфера – менее подвижная среда по сравнению с атмосферой, средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с (0,035 м/с). Таким образом, скорость перемещения вещества в гидросфере на два порядка меньше, чем в атмосфере. Несмотря на это гидросферу по сравнению с другими компонентами КС (литосфера, криосфера) следует считать также очень подвижной средой, характеризующейся, как и атмосфера, сложными циркуляционными особенностями. Кроме поверхностных океанических течений, в океане образуются вихри, подобные атмосферным барическим образованиям (циклоны – антициклоны), вихреобразные кольцевые структуры, имеющие диаметр до 100 км и включающие массу воды, отличающуюся по свойствам от окружающей. Обнаружены также подповерхностные течения и движения вод на больших глубинах.

Атмосфера и океан соприкасаются и взаимодействуют на 2/3 поверхности планеты, передавая друг другу тепло, массу и движение. С поверхности океана в атмосферу испаряется основная часть воды, дающая начало влагообороту. Атмосферные ветры формируют поверхностные течения в океане, переносящие огромное количество тепла, гигантским аккумулятором которого является океан.

Гидросфера включает в себя: Мировой океан (96 %), подземные воды (2 %), лед и снег (2 %), поверхностные воды (0,02 %). Из общего объема вод гидросферы преобладают соленые воды Мирового океана (96,5 %), а суммарные запасы пресных вод на Земном шаре оцениваются в 35 млн км³, из них более 68 % – это запасы во льдах Антарктиды и Гренландии, 30 % – подземные воды и только 2 % – это пресная поверхностная вода в реках, озерах и водохранилищах. Гидросфера – это единая оболочка, потому что все воды Земли взаимосвязаны и находятся в постоянных круговоротах.

Полное обновление вод происходит по-разному. Подземные воды возобновляются примерно за 16 000 лет, Мирового океана – за 2500 лет, озер – за 16 лет и рек – за 16 дней. Для сравнения водяной пар в атмосфере возобновляется в среднем за 8 дней. Гидросфера, как и атмосфера, является подвижной оболочкой Земли, хотя скорость перемещения воды в ней на два порядка меньше, чем в атмосфере, и в среднем составляет 3,5 см/с.

Воздействие гидросферы на изменение климата определяется следующими ее основными свойствами:

- океаны запасают энергию;
- океаны транспортируют энергию течениями;

- океаны сглаживают внутригодовые и многолетние колебания температуры;
- океаны запасают и растворяют углекислый газ;
- сток пресных вод в океан изменяет солевой состав и циркуляцию океана.

Все перечисленные воздействия океана на климат группируются в два основных вида: *тепловое* и *химическое*. Очевидно, что тепловое воздействие океана на климат является определяющим. Но также большое значение имеет и обмен газами: кислородом, углекислым газом, азотом и др. Растворенным кислородом насыщена вся толща воды Мирового океана, кроме глубоководных слоев внутриматериковых морей, например Черного. Всего в Мировом океане растворено 7480 млрд т кислорода. За год океан вбирает из атмосферы 54,85 млрд т, а выделяет 61,35 млрд т. Следовательно, в атмосферу ежегодно приходит из океана 6,5 млрд т кислорода, в основном в тропических широтах. Кроме того, в океане растворено углекислого газа в 6 раз больше, чем в атмосфере, откуда он приходит. Наибольшая концентрация углекислого газа – в высоких широтах и в придонных горизонтах холодных вод, где он лучше растворяется. В ходе интенсивного биохимического процесса благодаря углекислому газу образуются органические соединения, а на их базе формируется своеобразная пищевая пирамида, а из донных органогенных отложений образуются углеводородные полезные ископаемые. Зоопланктон в процессе своей жизни потребляет углекислый газ для создания известняковых скелетов, панцирей. Скелетные остатки зоопланктона образуют преимущественно твердые известняковые отложения, наиболее распространенные в экваториально-тропических широтах. Именно этот процесс потребления и выпадения карбонатов на дно поддерживает динамическое равновесие углекислоты в системе «океан – атмосфера».

В результате можно сделать вывод, что циркуляция океана, движимая ветром и плотностными контрастами, обусловленными градиентами солености и температуры (термоклинная циркуляция), много более медленная, чем атмосферная, является источником естественной климатической изменчивости долгопериодных масштабов в десятки и сотни лет.

Следующая значимая для изменения климата подсистема – это **криосфера**, которая является сферой льда и холода и представляет собой прерывистую оболочку Земли неправильной формы в области теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Криосфера занимает примерно 10 % поверхности планеты и выделяется отдельно как часть гидросферы в твердом состоянии.

Криосфере свойственны многочисленные криогенные образования от верхних слоев атмосферы до подземного залегания:

- системы ледяных облаков;
- снежный покров;
- ледяной покров водоемов;
- наледи;
- ледники гор;
- ледниковые покровы и ледниковые щиты;
- сезонномёрзлые почвы;
- горные породы с подземными льдами.

Криосфера простирается от верхних слоев земной коры до нижних слоев ионосферы, и нижняя ее граница совпадает с подошвой слоя мерзлых и охлажденных горных пород. Этот слой характеризуется большой устойчивостью и достигает максимальной глубины в высоких широтах: в Антарктиде – свыше 4 км и в Арктике – около 1,5 км, но отличается сезонной изменчивостью и выклинивается в средних и низких широтах. Верхняя граница криосферы проходит на высотах около 100 км над уровнем моря в разреженных слоях атмосферы, над сильно охлажденной мезопаузой, содержащей серебристые облака.

Ледниковые щиты Гренландии, Антарктики и континентов занимают 11 % площади суши, снежный покров – 14 % суши, морской лед занимает 7 % поверхности океана, айсберги – 19 % океана, вечная мерзлота (подземные льды) – 25 % суши. Ледники и ледниковые покровы распределены по поверхности неравномерно и 90 % всей их массы находится в Антарктиде, 8 % – в Арктике и всего 2 % – в горах. Основные сведения о видах льда, его массе и площади распространения приведены в табл. 3.1.

Каждый вид криогенных образований имеет разную динамику колебаний: от нескольких дней – сезона для снежного покрова, льда

Таблица 3.1

Основные характеристики криосферы

Виды льда	Масса		Площадь распространения	
	г	%	млн км ²	% от поверхности
Ледники и ледниковые покровы	$2,4 \cdot 10^{22}$	97,72	16	11 % суши
Подземные льды	$5 \cdot 10^{20}$	2,04	32	25 % суши
Морские льды	$4 \cdot 10^{19}$	0,16	26	7 % океана
Снежный покров	$1 \cdot 10^{19}$	0,04	72	14 % суши
Айсберги	$8 \cdot 10^{18}$	0,03	64	19 % океана
Атмосферные льды	$2 \cdot 10^{18}$	0,01		
Всего	$2,456 \cdot 10^{22}$	100		

водоемов — до многих тысяч и миллионов — для ледниковых щитов. Вариация по площади криосферных образований, особенно имеющих высокую динамику, также является большой. Например, морские льды в Северном Ледовитом океане летом занимают площадь в среднем $8 \cdot 10^6$ км², а зимой — $18 \cdot 10^6$ км², а в Южном полушарии площадь морских льдов внутри года изменяется уже в 10 раз: от $2 \cdot 10^6$ км² летом до $20 \cdot 10^6$ км² зимой. Пример среднего многолетнего распределения снежного покрова по поверхности планеты показан на рис. 3.3, на котором выделено 5 основных типов снежного покрова.

К элементам снежного покрова относятся:

- территории, постоянно покрытые снегом и льдом: Антарктида, большая часть Гренландии, некоторые острова Северного Ледовитого океана и горные ледники;
- территории, где ежегодно образуется устойчивый снежный покров: в основном Северная Америка, большая часть Азии и Северная и Восточная Европа;

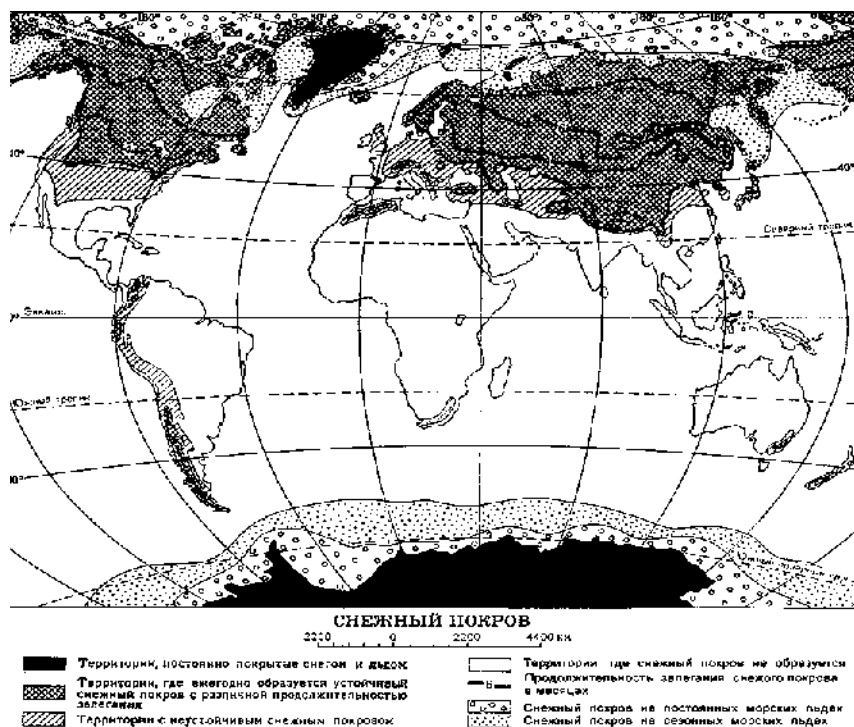


Рис. 3.3. Классификация видов и динамики снежного покрова

- территории с неустойчивым снежным покровом в Западной и Центральной Европе, Средней Азии, в южной части США;
- территории с отсутствием снежного покрова (Африка, Южная Америка, юг Азии, Австралия за исключением горных областей;
- снежный покров на постоянных и сезонных морских льдах (в Арктике и около Антарктиды).

Криосфера характеризуется отрицательной или нулевой температурой, при которой вода, содержащаяся в парообразном, свободном или химически и физически связанном с другими компонентами виде, может существовать в твердой фазе (лед, снег, иней и другие). Температура 0°C определяет равновесие между химически чистыми льдом и водой. В естественных условиях различные примеси и растворенные вещества, а также поверхностные силы и давление понижают точку замерзания воды, в результате чего в границы криолитозоны попадает и жидкая фаза воды во временно или устойчиво охлажденном ниже 0°C состоянии: соленые морские и подземные воды, не замерзшие связанные воды, высоконапорные пресные воды под ледниковыми покровами, переохлажденные капли воды в облаках и туманах. Криолитозона включает также безводные толщи горных пород и относительно сухие воздушные массы с отрицательной температурой, в которых естественными или искусственными путями могут создаваться условия для конденсации воды, а тем самым и формирования ее твердой фазы.

Из всего объема воды, имеющейся на планете, на криосферу приходится всего около 2 %, но ее роль в формировании климата Земли и его изменениях очень велика. Криосфера прежде всего отличается высоким альбедо (до 90 %) и низкой теплопроводностью. Кроме того, треть всего баланса внешнего теплооборота Земли расходуется на фазовые превращения льда. Если сравнить, то влажные экваториальные джунгли, знойные пустыни, поля, плантации и сады, растительные и животные сообщества, Мировой океан – вся природа Земли требует тепла всего вдвое больше, чем уходит его на таяние снега и льда или выделяется при замерзании воды. Теплота кристаллизации, которая высвобождается при формировании атмосферного льда, и теплота таяния, которая поглощается при падении льда к поверхности Земли и его переносе в более низкие широты, – это мощнейшие факторы перераспределения тепла на Земле. Стоит добавить, что затраты тепла на ежегодное таяние накопленного за год снега и льда достигают приблизительно 0,2 % всего потока солнечной радиации, поглощаемой Землей, а затраты тепла океаном на таяние айсбергов и разрушение ледяных берегов соизмеримы с «тепловым стоком» рек в океан.

На земном шаре действует колоссальная природная машина, главные части которой – атмосфера, океан, суша и оледенение. Взаимодействие отдельных частей этой машины формирует климат Земли и оледенение, а также вызывает их колебания [6]. Энергетическими источниками работы служат изменения солнечной радиации на внешней границе атмосферы, корпускулярные и метеорные потоки из околоземного космического пространства, тектонические движения земной коры, выбросы продуктов вулканической деятельности. Если посмотреть на работу этой «машины» в масштабе времени 10–100 тыс. лет, то видно, что вся планетарная система находится в термическом неравновесии. Она испытывает крупные автоколебания с большой инерцией, чему способствуют океан и материковые ледники. Увидеть такие длительные колебания можно по следам прошлых оледенений, среди которых различаются наземное, подземное и морское оледенения, характерные для Земли на протяжении многих тысячелетий.

В результате благодаря своим главным свойствам – высокой отражающей способности (альбедо) солнечной радиации, низкой теплопроводности, большой тепловой инерции, движению глубоководной океанической циркуляции – криосфера способствует автоколебаниям климата с периодами в десятки и сотни тысяч лет и формирует циклы оледенений на планете. В свою очередь, изменения объема ледниковых щитов являются потенциальным источником долгопериодных колебаний уровня моря.

Еще одной важной для климатической системы составной частью является **литосфера**, или твердая оболочка Земли, которая включает в себя земную кору и часть верхней мантии. Толщина литосферы на суше в среднем колеблется от 35–40 км (на равнинных участках) до 70 км (в горных районах). Под древними горами толщина земной коры еще больше: например, под Гималаями мощность ее достигает 90 км. Земная кора под океанами – это тоже литосфера. Здесь она самая тонкая – в среднем около 7–10 км, а в некоторых районах Тихого океана – до 5 км. Толщину земной коры можно определить по скорости распространения сейсмических волн. Последние также дают некоторые сведения о свойствах мантии, расположенной под земной корой и входящей в литосферу. Литосфера, так же как гидросфера и атмосфера, образовалась, в основном, в результате высвобождения веществ из верхней мантии молодой Земли. Ее формирование продолжается и сейчас, главным образом на дне океанов.

Большую часть литосферы составляют кристаллические вещества, которые образовались при охлаждении магмы – расплавленного

вещества в глубинах Земли. По мере остывания магмы образовывались горячие растворы. Проходя по трещинам в земной коре, они охлаждались и выделяли содержащиеся в них вещества. Так как некоторые минералы при изменении температуры и давления распадаются, на поверхности они преобразовывались в новые вещества. Литосфера подвержена воздействию воздушной и водной оболочек Земли (атмосферы и гидросферы), что выражается в процессах выветривания.

Физическое выветривание – это механический процесс, в результате которого порода размельчается до частиц меньшего размера, не меняя химического состава. Химическое выветривание приводит к образованию новых веществ. На скорость выветривания влияет и биосфера, а также рельеф суши и климат, состав воды и другие факторы. В результате выветривания образовались рыхлые континентальные отложения, мощность которых составляет: от 10–20 см – на крутых склонах до десятков метров – на равнинах и сотен метров – во впадинах. На этих отложениях образовались почвы, играющие важнейшую роль во взаимодействии живых организмов с земной корой.

Именно почвы и шероховатость поверхности являются теми основными факторами, которые влияют на климат и его изменения. Почва с имеющейся на ней растительностью контролирует возвращение солнечной энергии и влаги в атмосферу разными способами. Так, длинноволновое (инфракрасное) излучение от нагретой поверхности приводит к нагреванию воздуха над ней и поэтому изменение этого излучения приводит к изменению приземной температуры. Испарение с почвы определяет возвращение воды в атмосферу. В свою очередь, то же испарение с почвы связано с затратами энергии и приводит к изменению температуры поверхности. Шероховатость поверхности оказывает влияние на формирование ветров. Как рельеф, так и почва влияют на формирование пыли и в конечном итоге на поглощение и отражение приходящей солнечной радиации.

В результате литосфера влияет на все три основные климатические свойства: на поглощение и отражение солнечной радиации, на регулирование влагооборота атмосферы и на регулирование газового состава и режима атмосферы.

Пятой составной частью климатической системы, а по значимости для биологической жизни и первостепенной, является **биосфера** – оболочка Земли, заселенная живыми организмами и преобразованная ими. Биосфера начала формироваться не позднее, чем 3,8 млрд лет назад, когда на нашей планете стали зарождаться первые организмы. Она проникает во всю гидросферу, верхнюю часть

литосферы и нижнюю часть атмосферы, то есть населяет экосферу. Верхняя граница биосферы в атмосфере находится на высоте 25–30 км и определяется озоновым слоем, задерживающим коротковолновое ультрафиолетовое излучение, губительное для живых организмов. Нижняя граница биосферы в литосфере находится на глубине 1,5–10 км и определяется температурой перехода воды в пар (+100 °С) и температурой денатурации белков, однако в основном распространение живых организмов ограничивается вглубь несколькими метрами. Граница между атмосферой и литосферой в гидросфере проходит на глубине 10–11 км и определяется дном Мирового океана, включая донные отложения.

Биосфера представляет собой совокупность всех живых организмов. В ней обитает более 3 000 000 видов растений, животных, грибов и бактерий. Человек тоже является частью биосферы, и его деятельность превосходит многие природные процессы. Совокупность всего живого на планете В.И. Вернадский назвал *живым веществом*. Живое вещество, или биомасса, – это вся совокупность тел живых организмов, населяющих Землю, физико-химически едина, вне зависимости от их систематической принадлежности. Масса живого вещества сравнительно мала и оценивается величиной $2,4\text{--}3,6 \cdot 10^{12}$ т (в сухом весе) и составляет менее одной миллионной части всей биосферы (около $3 \cdot 10^{18}$ т), которая в свою очередь представляет собой менее одной тысячной массы Земли. Биомасса на суше на 99,2 % представлена растениями и на 0,8 % животными и микроорганизмами. В океане отношение обратное: растений – 6,3 % от общего объема биомассы, а животных и микроорганизмов – 93,7 %. Суммарная биомасса океана составляет всего 0,13 % биомассы живых организмов. Но биомасса животных и микроорганизмов – это одна «из самых могущественных геохимических сил нашей планеты», поскольку живые организмы не просто населяют земную кору, а преобразуют облик Земли.

Живые организмы населяют земную поверхность очень неравномерно. Их распространение зависит от географической широты. Кроме живого вещества биосфера содержит и биогенное вещество, создаваемое и перерабатываемое живым организмом. На протяжении органической эволюции живые организмы тысячекратно пропустили через свои органы, ткани, клетки, кровь большую часть атмосферы, весь объем мирового океана, огромную массу минеральных веществ. Эту геологическую роль живого вещества можно представить себе по месторождениям угля, нефти, карбонатных пород и т. д. Живое вещество перемещает огромные массы воды, горных пород,

газов. Это постоянное перемещение веществ называется *биогеохимическим круговоротом*. Наиболее активно в биохимические круговороты вовлекаются кислород, углерод (и их соединения – углекислый газ), азот, фосфор, сера, вода. Биогеохимические круговороты действуют очень активно: живое вещество пропускает через себя всю воду Земли за 2 млн лет, весь кислород атмосферы за 2 тыс. лет, а атмосферный углекислый газ – за 300 лет.

Влияние биосферы на изменение климата зависит от основных свойств биоты: это прежде всего поглощение и выброс парниковых газов и влияние на углеродный цикл; отдельно можно выделить процесс фотосинтеза и накопление углерода из углекислого газа морскими и наземными растениями и в основном лесами; летучие органические соединения (VOC) изменяют химический и аэрозольный состав атмосферы; биомасса играет существенную роль в балансе тепла и влаги.

В результате можно сделать вывод, что биосфера влияет как на температурно-влажностные характеристики климата, так, в большей степени, и на изменение химического состава атмосферы, что с учетом обратных связей существенно влияет на те же термические показатели климата [12].

Еще одна важная особенность биосферы заключается в том, что она содержит информацию о климатах прошлого, так как обратное влияние климата на биосферу проявляется в свойствах ископаемых минералов, животных, растений (пыльце), годовых кольцах деревьев и других индикаторах. Поэтому биосфера является естественным накопителем информации о климатах прошлого.

Различные характеристики отдельных подсистем климатической системы, такие как площадь, характерный вертикальный масштаб, плотность субстанции, общая масса, удельная и полная теплоемкости, коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии тепла или скорость переноса тепла, приведены в табл. 3.2. Из сопоставления данных табл. 3.2 следует, что самая большая площадь, вертикальный масштаб и скорость переноса тепла – у атмосферы, но зато небольшая масса и теплоемкость; у океана самая большая масса, удельная и полная теплоемкость; у криосферы и деятельного слоя суши самая низкая скорость передачи тепла и теплоемкость. Таким образом, можно сделать вывод, что каждая из подсистем климатической системы имеет свои факторы, которые и определяют естественную динамику климата, а биосфера в лице человека и его деятельности уже формирует и антропогенную составляющую климатических изменений [5, 10].

Таблица 3.2

Характеристики отдельных подсистем климатической системы
(Saltzman, 1983)

Подсистема	Площадь 10^{12} , м^2	Характерный вертикальный масштаб, м	Плотность, $\text{кг}/\text{м}^3$	Масса, 10^{18} , кг	Удельная теплоемкость, 10^3 Дж/(кгК)	Полная теплоемкость, 10^{21} Дж/К	Коэфф. вертикал. турбул. диффузии тепла, $\text{м}^2/\text{с}$
Атмосфера:							
- свободная атмосфера	510	10^4	0–1	5	1	5	10^2
- пограничный слой	510	10^3	1	0,5	1	0,5	10
Океан:							
- верхний квазиоднородный слой	334	10^2	10^3	34	4	10^2	10^{-2}
- глубинный слой	362	$4 \cdot 10^3$	10^3	1400	4	$5 \cdot 10^3$	10^{-3}
Криосфера:							
- морской лед	30	1	10^3	0,5	2	10^{-1}	10^{-6}
- снежный покров	80	1	$5 \cdot 10^2$	10^{-1}	2	10^{-1}	10^{-7}
- горные ледники	1	10^2	10^3	10^{-1}	2	10^{-1}	10^{-6}
- ледниковые щиты	14	10^3	10^3	10	2	10	10^{-6}
Литосфера:							
- озера и реки	2	10^2	10^3	0,2	4	1	10^{-3}
- деятельный слой суши	131	2	$3 \cdot 10^3$	1	0,8	1	10^{-6}

В целом, динамику климатической системы определяют три основных комплекса климатообразующих процессов: теплооборот, влагооборот, циркуляция атмосферы и океана. Теплооборот, или тепловой баланс Земли, определяется тем, что за продолжительный период количество приходящей солнечной радиации, поглощаемой Землей, компенсируется тем же количеством уходящей длинноволновой радиации. Около половины приходящей радиации поглощается поверхностью. Эта энергия передается в атмосферу, нагревая воздух от поверхности, путем испарения и длинноволновой радиацией, которая поглощается облаками и парниковыми газами. Атмосфера же возвращает длинноволновую энергию как обратно к Земле, так и отражает (излучает) в космос. Схема теплового баланса Земли за год приведена на рис. 3.4, где приток и отток тепла приведен в $\text{Вт}/\text{м}^2$.

Схема глобального влагооборота, или водного цикла, приведена на рис. 3.5. Круговорот воды в природе (гидрологический цикл) – это процесс циклического перемещения воды на Земле. Состоит

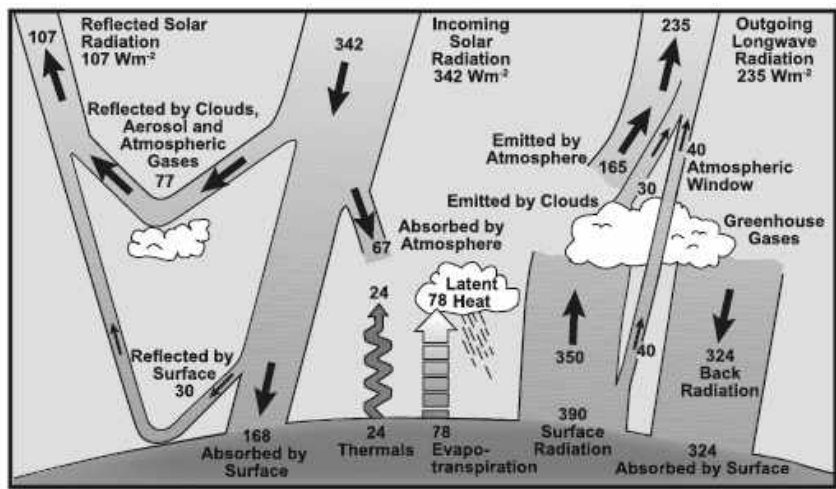


Рис. 3.4. Схема глобального теплового баланса за год

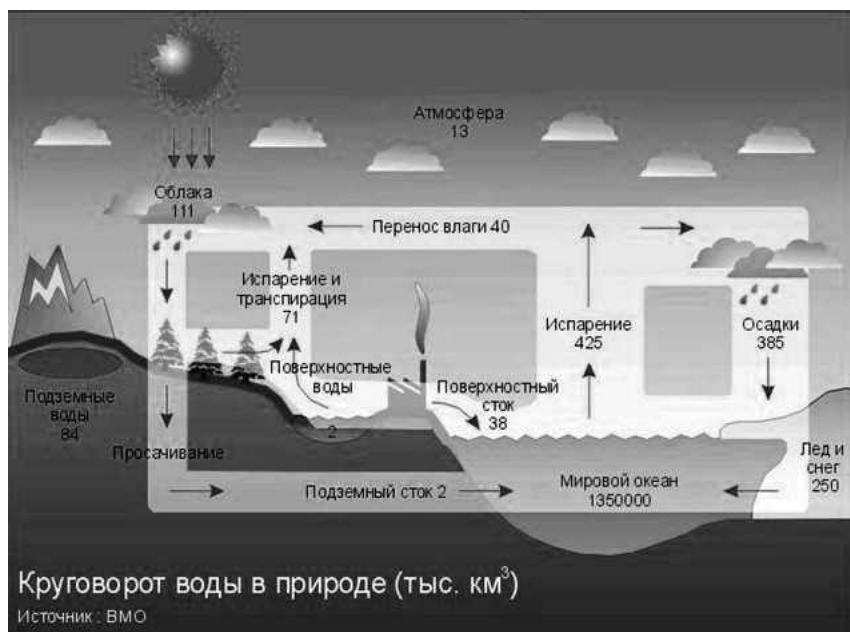


Рис. 3.5. Схема глобального водного цикла

из испарения воды, переноса водяных паров воздушными течениями, их конденсации, атмосферных осадков и переноса воды в реках и других водоемах. Большая часть воды испаряется с поверхности Мирового океана (425 тыс. км^3), но затем возвращается в океан главным образом в виде осадков (385 тыс. км^3), а также поверхностным стоком рек (38 тыс. км^3) и подземным стоком (2 тыс. км^3).

Под общей циркуляцией атмосферы понимают совокупность основных видов воздушных движений в нижней атмосфере, в результате которых осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях. Эти воздушные течения обусловлены прежде всего разницей температур между экваториальными и полярными широтами, материками и океанами, а также вращением Земли вокруг своей оси. Разность температур приводит к разности атмосферного давления, из-за которой начинается движение ветра. Циркуляция океана (рис. 3.6) – это система замкнутых морских течений, проявляющихся в масштабах океанов или всего земного шара.

Подобные течения приводят к переносу вещества и энергии как в широтном, так и в меридиональном направлениях, из-за чего являются важнейшим климатообразующим процессом. Основная причина циркуляции океана – вращение Земли вокруг своей оси и обусловленная этим вращением сила Кориолиса, в соответствии с которой основные циклы океанских течений во всех мировых океанах имеют антициклоническое направление: по часовой стрелке – в Северном полушарии и против часовой стрелки – в Южном полушарии. Кроме того, на поверхностные океанические течения значительное влияние оказывают устойчивые ветры или циркуляция атмосферы.

Все три климатообразующих процесса (теплооборот, влагооборот, циркуляция атмосферы и океана) взаимно связаны. Например, на тепловой режим подстилающей поверхности, а, следовательно, и атмосферы, влияет облачность, задерживающая приток прямой солнечной радиации. Образование облаков – один из элементов влагооборота. Но оно зависит, в свою очередь, от температуры подстилающей поверхности и стратификации атмосферы, а эти последние в определенной степени зависят от адвекции тепла, то есть общей циркуляции атмосферы. Общая циркуляция, кроме того, создает перенос водяного пара и облаков и тем самым влияет на влагооборот, а через него и на тепловые условия. Таким образом, мы все время встречаемся с взаимными влияниями всех трех климатообразующих процессов. Режим каждого элемента климата является поэтому результатом совместного действия всех трех климатообразующих процессов.

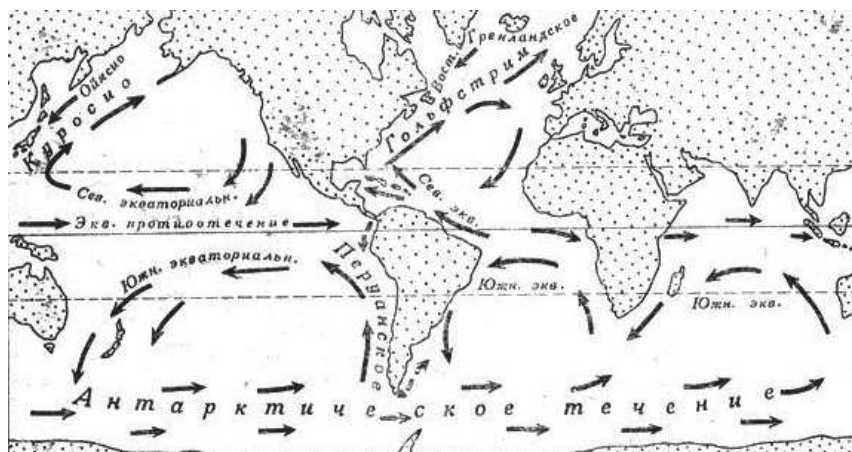


Рис. 3.6. Основные течения Мирового океана

Например, распределение сумм осадков по земному шару является непосредственным следствием влагооборота, поскольку выпадение осадков есть одно из его звеньев. Оно, во-первых, зависит от расположения источников влаги (прежде всего океанов) относительно данного места и, во-вторых, от таких звеньев влагооборота, как испарение, сток, турбулентная диффузия водяного пара, конденсация. Но на режим осадков также влияют тепловые условия подстилающей поверхности и атмосферы, создающиеся в процессе теплооборота. От тепловых условий зависит испарение. Они определяют близость воздуха к насыщению и максимальное влагосодержание воздуха при насыщении, а следовательно, и водность облаков, определяют положение уровней образования и оледенения облаков, а значит, в конечном счете, и выпадение осадков. Кроме того, на влагосодержание и на тепловые условия воздуха влияет перенос влаги и тепла воздушными течениями общей циркуляции атмосферы. Подъем воздуха, необходимый для конденсации, образования облаков и выпадения осадков, совершается в основном в процессе общей циркуляции атмосферы. Следовательно, последняя также принимает участие в создании климатического режима осадков. Итак, в распределении осадков по земному шару участвуют и влагооборот, и теплооборот, и общая циркуляция атмосферы.

Важное значение в климатической системе имеют и обратные связи, которых достаточно много, и наиболее известные из них рассмотрены в лекции 1, а дополнительно к ним в табл. 3.3 приведен и ряд других с кратким описанием механизма и представлением знака связи.

Таблица 3.3

Обратные связи в климатической системе

Вид	Механизм	Знак
1. Альbedo – температура	Уменьшение T – увеличение альbedo – охлаждение	Положительная
2. Температура – уходящее длинноволновое излучение	Увеличение T – увеличение потока радиации – выхолаживание – уменьшение T	Отрицательная
3. Водяной пар – температура	Увеличение T – увеличение поглощения ИК излучения – потепление	Положительная
4. Облачность – температура	Изменение баланса облачности – изменение радиационного баланса – изменение температуры	Неопределенная
5. Изменение свойств поверхности живыми организмами (биоальбедные)	Увеличение доли земной поверхности, занятой растениями, уменьшение альbedo поверхности – увеличение температуры	Положительная
6. Влажность почвы – альbedo	Увеличение влажности – уменьшение альbedo – увеличение поглощения коротковолновой радиации – повышение температуры – усиление испаряемости – уменьшение влажности	Отрицательная
7. Изменение вертикального градиента T – изменение приземной T	Уменьшение T – уменьшение высоты облачности – увеличение уходящего длинноволнового излучения – уменьшение T	Положительная
8. Тепловая инерция океанов	Поглощение и выделение тепла при изменениях T	Отрицательная
9. Парниковый эффект за счет увеличения содержания CO_2 в атмосфере	Увеличение T за счет парникового эффекта – увеличение скорости поглощения CO_2 – уменьшение парникового эффекта	Отрицательная

Так, примером отрицательной обратной связи может служить связь между влажностью почвы и альbedo поверхности суши: увеличение влажности почвы приводит к уменьшению альbedo поверхности суши (влажная почва имеет альbedo меньше сухой). Это в свою очередь приводит к увеличению поглощения коротковолновой солнечной радиации, повышению температуры поверхности почвы, усилению испарения и в итоге – к уменьшению влажности почвы.

Обратные связи в КС как раз и определяют чувствительность климата, то есть оценку реакции глобальной климатической системы на заданное внешнее воздействие, рассмотренную в Лекции 1. Они усиливают или подавляют радиационное воздействие на климат. Наиболее часто в качестве такой характеристики используется равновесное изменение средней за год глобальной приземной температуры

воздуха при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере. Равновесная чувствительность обычно рассчитывается с помощью моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА). Помимо «равновесной» чувствительности используется также так называемый неравновесный отклик климата, который определяется как разность средних глобальных значений приземной температуры воздуха, осредненной за 20 лет в окрестности момента удвоения концентрации CO_2 при ее ежегодном 1-процентном приросте и полученной в контрольном расчете при постоянной концентрации CO_2 . В экспериментах с МОЦАО при увеличении концентрации CO_2 на 1 % в год удвоение достигается через 70 лет. Неравновесный отклик климата зависит как от чувствительности, так и от поглощения тепла океаном.

Рассмотренные компоненты КС непрерывно взаимодействуют и обмениваются между собой энергией и веществом. Временные масштабы этих взаимодействий весьма различны и лежат в пределах от месяцев до сотен миллионов лет. Так, поверхностные слои суши взаимодействуют с расположенной над ними атмосферой в масштабах времени от нескольких недель до месяцев, а изменения циркуляции атмосферы, создаваемые дрейфом континентов, происходят на протяжении десятков и сотен миллионов лет. Наиболее обобщенная схема взаимодействий в климатической системе показана на рис. 3.7, где черные стрелки представляют внешние процессы, светлые стрелки – внутренние процессы, приводящие к изменениям климата.

Как видно из рис. 3.7, к внешним процессам можно отнести: приток солнечной радиации и его возможные изменения; изменения состава атмосферы, вызванные вулканическими и орогенными процессами в литосфере и притоком аэрозолей и газов из космоса; изменения очертаний океанических бассейнов, солености, характеристик суши, орографии, растительности и др. К внутренним процессам относятся взаимодействие атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки, напряжение ветра), взаимодействие лед – океан, изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков [11]. Сопоставление внешних и внутренних процессов показывает, что некоторые из них присутствуют и в тех, и в других, что зависит от рассматриваемого периода времени и перехода внешних процессов во внутренние при его увеличении, о чем говорилось в Лекции 1.

Одна из первых конструктивных схем взаимосвязей в климатической системе, предназначенная для целей моделирования климата, показана на рис. 3.8 и была представлена на Международной

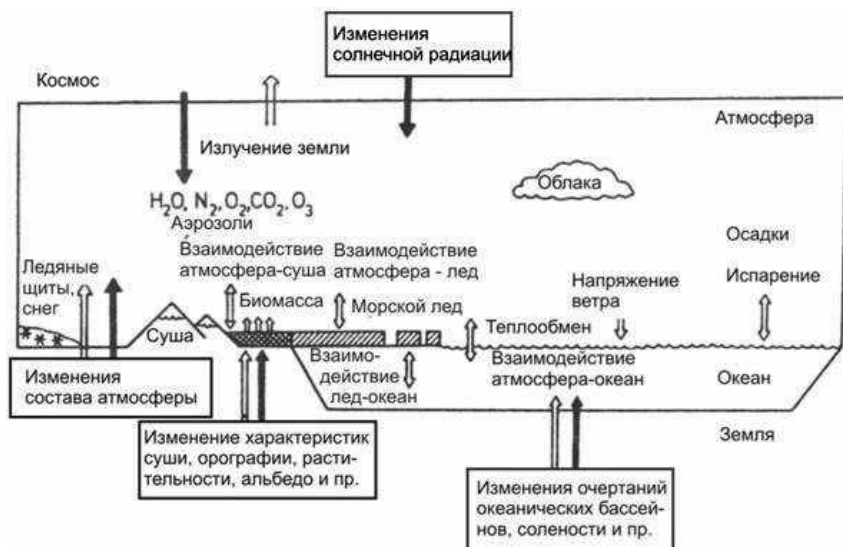


Рис. 3.7. Схема взаимодействия компонентов климатической системы «атмосфера – океан – поверхность снега, льда и суши – биомасса» [10]

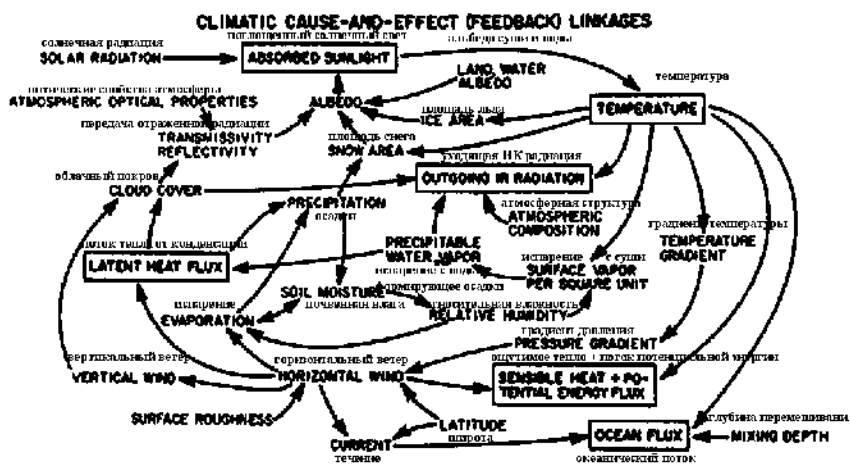


Рис. 3.8. Одна из первых схем (1974 г.) причинно-следственных прямых и обратных взаимосвязей в климатической системе

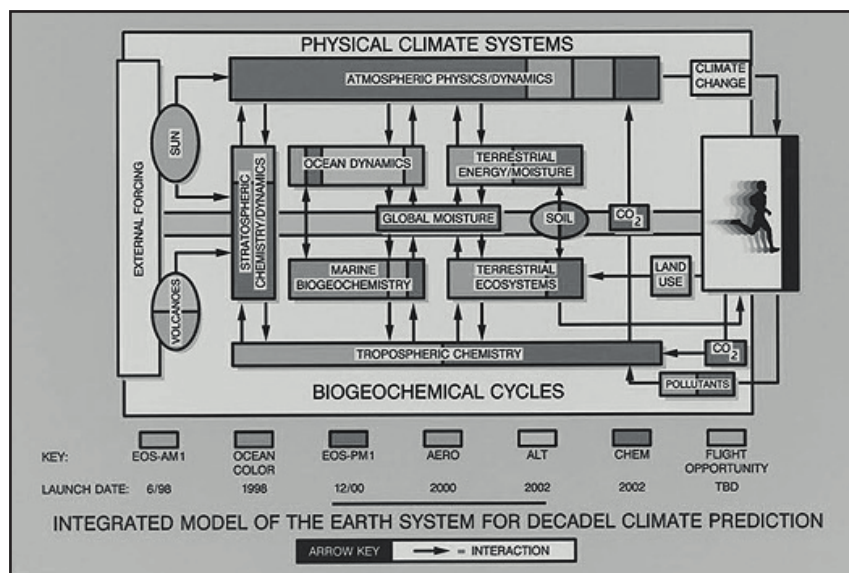


Рис. 3.9. Схема взаимосвязей в климатической системе, используемая для разработки климатических моделей конца XX в.

научной конференции по Физическим основам климата и его моделирования (Стокгольм, 29 июля – 10 августа 1974 г.).

Впоследствии схемы взаимосвязей в КС усложнялись, и примеры более реалистичной схемы 1980–1990-х гг. для создания МОЦАО показаны на рис. 3.9, в которых уже учитывается динамика океана, биохимические циклы в океане и тропосфере, антропогенные загрязнители и эмиссия углекислого газа, растительность, речной сток и другие процессы.

Помимо исследования взаимосвязей в климатической системе важной проблемой является и выбор тех параметров и характеристик каждой подсистемы, которые необходимо включать в климатические модели и мониторинг которых следует осуществлять, также как и устанавливать закономерности в их многолетних колебаниях [7, 8]. Например, в атмосферной подсистеме помимо температуры воздуха и осадков необходимы наблюдения и базы данных по давлению, скорости ветра как у земли, так и на различных высотах, влажность воздуха и ее вертикальный профиль, индексы циркуляции атмосферы и другие. Первые такие требования к данным, их пространственно-временному разрешению и точности были сформулированы на Международной конференции по климату в 1974 г. Так, например,

к температуре поверхности океана были высказаны следующие требования: необходимое разрешение во времени – не более 5 суток, желательная погрешность 0,5 °С, допустимая предельная – 1,5 °С. Примеры компонент и параметров климатической системы, необходимых для исследования динамики климата, ее моделирования и мониторинга приведены в табл. 3.4.

Таблица 3.4

Компоненты и переменные для системы геоинформационного мониторинга

Подсистема и тип данных	Компоненты и параметры, подлежащие исследованию и включению в модели
Метеорологические данные	Ветер, температура, влажность, давление, функции тока воздуха и потенциал скорости ветра на различных высотах, индексы состояния и циркуляции атмосферы
Океаны	Температура поверхности океана и ряды индексов температуры, температура и соленость на различных глубинах, уровень океана, ветровое воздействие, поверхностные течения, цвет моря и объем биомассы, глубинная циркуляция
Криосфера	Снежный покров, морской лед, границы распространения льда и его толщина, мощность и изменение границ развития континентального льда, перемещение масс ледяных покровов и ледников
Суша, гидрологический цикл и растительность	Осадки, испарение, сток. Температура и влажность почвы, подземные воды, растительность, растительный покров, тип и состав питательных веществ в почве, эрозия, минерализация
Радиационный баланс	Компоненты радиационного баланса вблизи поверхности Земли и в верхней атмосфере, потоки ультрафиолетового излучения
Атмосфера	Концентрация и распределение CO, CO ₂ , O ₃ , хлористо-фтористых соединений, галогенов, окислов азота и серы, аэрозолей; прозрачность стратосферы и тропосферы; параметры химического обмена между атмосферой, океаном, биосферой и литосферой
Геосфера	Изменения рельефа суши и дна океана, вращение Земли, взаимодействие мантии и коры Земли, движение литосферных плит, вулканизм, геомагнитные вариации
Солнце	Солнечные вариации, солнечная постоянная
Внешние воздействия	Совокупность социальных, экономических и биологических параметров, несущих информацию об изменениях глобальной геосистемы

Целями разработки такой системы геоинформационного мониторинга являются:

- регулярное слежение за состоянием КС, включая сбор и обобщение климатических данных и определение характеристик текущего климата Земного шара;
- вероятностная оценка степени аномальности КС;

- выявление естественных и антропогенных причин наблюдаемых аномалий;
- оценки масштабов вероятных изменений и колебаний климата в будущем.

С понятием «динамика климата» напрямую связано и время наступления равновесного состояния для отдельных компонент КС, под которым понимают время, необходимое подсистеме для возвращения в устойчивое равновесное состояние, после того как она была выведена из него каким-либо внешним воздействием. В табл. 3.5 приведены времена установления равновесного состояния для отдельных подсистем КС, и чем меньше это время, тем меньше периоды циклических колебаний и меньше инерционность системы.

Таблица 3.5

Времена установления состояния равновесия для подсистем КС Земли
(Henderson – Sellers, McGuffie, 1987)

Область влияния КС	Время установления равновесного состояния
Атмосфера: - свободная - пограничный слой	11 суток 24 ч
Мировой океан: - перемешанный слой - глубокий океан - морской лед	7–8 лет 300 лет от суток до 100 лет
Континенты: - озера и реки - почвенно-растительные формации - снежный покров и поверхностный лед	11 суток 11 суток 24 ч
Горные ледники	300 лет
Ледяные щиты	3000 лет
Мантия Земли	30 млн лет

Так, самое малое время установления состояния равновесия в 24 ч имеет пограничный слой атмосферы, снежный покров и поверхностный лед. Самое большое время установления равновесного состояния имеют ледяные щиты (3000 лет) и мантия Земли (30 млн лет). Глубокий океан и горные ледники имеют время установления равновесия в 300 лет, а свободная атмосфера, озера, реки и почвенно-растительные формации – 11 суток. Различная инерционность разных компонент КС и определяет ее сложную цикличность.

Несмотря на свою множественность все факторы, влияющие на формирование климатической изменчивости и изменений

климата, можно сгруппировать по нескольким типам, или классифицировать. Так, в книге «Предстоящие изменения климата: совместный советско-американский отчет о климате и его изменениях» (1991) выделены следующие группы факторов и причин, определяющих эволюцию глобального климата [1]:

1) Изменение потоков солнечной радиации, связанное с изменением излучения Солнца.

2) Изменения в распределении суши и моря, определяемые тектоникой плит и связанные с этими процессами изменения орографии суши, изменения циркуляции океана и его уровня.

3) Изменение газового состава атмосферы, в первую очередь концентрации углекислого газа и метана.

4) Изменение альбедо.

5) Изменение орбитальных параметров Земли.

6) Изменения катастрофического характера – земного и космического.

В публикации Клименко А.В., Клименко В.В. (1998) перечислены главные факторы, ответственные за изменение климата [3]:

1) Концентрация парниковых газов в атмосфере.

2) Концентрация тропосферных аэрозолей (серно-кислотные и сульфатные).

3) Тепловой поток от Солнца на внешнюю границу атмосферы (солнечная постоянная).

4) Вулканическая активность (насыщение стратосферы аэрозолями серной кислоты).

5) Аперiodические колебания в системе «атмосфера – океан» (Эль-Ниньо – Южное колебание).

6) Параметры орбиты Земли.

А в последующих работах (Клименко В.В., 2009) эти факторы были разделены на естественные и антропогенные [4]. К естественным причинам климатических колебаний относятся параметры гелиоцентрической орбиты, солнечная активность, движение Луны, движение тяжелых планет, вулканическая активность, автоколебания в атмосфере и океане, геомагнитная активность, скорость вращения Земли, океаническая циркуляция, тектоническая активность. К антропогенным причинам современного изменения климата относятся: сжигание органического топлива (теплоэнергетика, транспорт, коммунально-бытовое хозяйство), промышленность, сельское хозяйство, лесное хозяйство, гидростроительство и мелиорация. Согласно Энциклопедии (2010), колебания климата формируют [14]:

- изменение размеров и взаимного расположения материков и океанов;
- изменение светимости Солнца;
- изменения параметров орбиты Земли;
- изменение прозрачности атмосферы и ее состава в результате изменений вулканической активности Земли;
- изменение концентрации парниковых газов в атмосфере;
- изменение отражательной способности поверхности Земли;
- изменение количества тепла, имеющегося в глубинах океана.

В настоящих лекциях тема «Основные факторы, влияющие на динамику климата» будет представлена следующими разделами:

- Влияние астрономических факторов (параметры орбиты, солнечная активность, скорость вращения Земли).
- Влияние геофизических факторов (движение материков, магнитных полюсов Земли, вулканические извержения, природные катастрофы).
- Изменение газового состава атмосферы (углеродный цикл, парниковые газы, аэрозоли).
- Автоколебания в системе «океан – атмосфера» (Эль-Ниньо, Северо-Атлантическое колебание, криосфера и другие).
- Антропогенные факторы.

Факторы разделены на 5 основных категорий в зависимости от их типа, происхождения и связанного и временного масштаба их проявления. На рис. 3.10 представлены основные процессы,

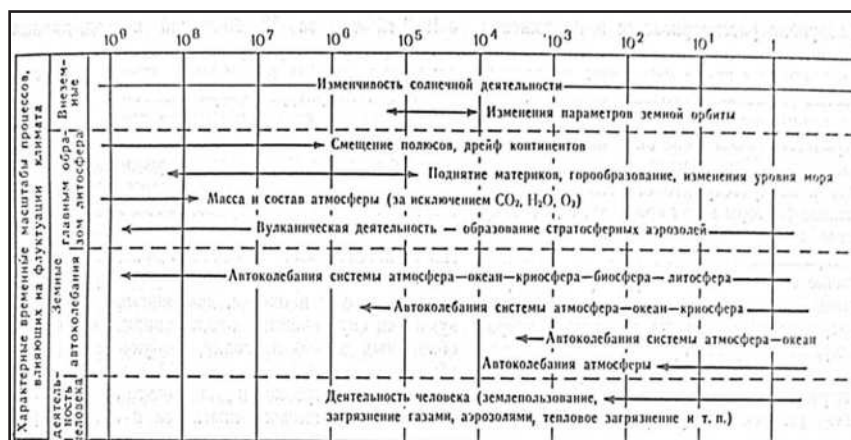


Рис. 3.10. Процессы, влияющие на изменение климата и характерные временные масштабы их проявлений в годах [14]

влияющие на изменение климата и их временные масштабы. Из рисунка следует, что временные масштабы процессов влияния могут пересекаться и варьируют в широком диапазоне от 1 года до многих миллионов лет.

Литература

1. *Израэль Ю.А., Будыко М.И. и др.* Предстоящие изменения климата: совместный советско-американский отчет о климате и его изменениях. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 272 с.
2. *Израэль Ю.А., Александров Э.Л., Кароль И.Л., Хргиан А.Х.* Озонный щит Земли и его изменения. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 287 с.
3. *Климченко А.В., Климченко В.В.* Виновато ли человечество в глобальном изменении климата // Россия в окружающем мире: 1998 (Аналитический ежегодник) / под общ. ред. Н.Н. Моисеева, С.А. Степанова. – М.: Изд-во МНЭПУ, 1998. – С. 53–66.
4. *Климченко В.В.* Климат: непрочитанная глава истории. – М.: Изд. Дом МЭИ, 2009. – 408 с.
5. *Кривенко В.Г.* Концепция внутривековой и многовековой изменчивости климата как предпосылка прогноза // Климаты прошлого и климатический прогноз. – М., 1992. – С. 39–40.
6. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 408 с.
7. *Очерки по истории гидрометеорологической службы России* / Ю.А. Израэль, А.И. Бедрицкий, Ю.С. Цатуров, В.В. Челюканов. Т. 3. Кн. 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. – 339 с.
8. *Очерки по истории гидрометеорологической службы России* / Ю.А. Израэль, А.И. Бедрицкий, Ю.С. Цатуров, В.В. Челюканов. Т. 3. Кн. 2. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. – 390 с.
9. *Семенов С.М., Ясюкевич В.В., Гельвер Е.С.* Выявление климатогенных изменений. – М.: Изд. центр «Метеорология и гидрология», 2006. – 324 с.
10. *Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений* / Ю.А. Израэль, Г.М. Черногаева, Г.В. Груза и др. – М.: Наука, 2001. – 242 с.
11. *Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. – Л.: Наука, 1969. – 244 с.
12. *Янишин А.Л., Будыко М.И., Израэль Ю.А.* Глобальные проблемы биосферы. – М.: Наука, 2001.
13. *Kutzbach J.* Fluctuations of climate – monitoring and modeling. WMO Bulletin, Vol. 23, Is. 3, 1974, pp.155–162. Reprint # 2200.
14. *Кругосвет* Энциклопедия 2010. [Электронный ресурс] <http://www.mediahouse.ru> (дата обращения: 10.10.2016).

Лекция 4. Влияние астрономических факторов на динамику климата

Внешние процессы, формирующие климат, в основном обусловлены изменением солнечной радиации и параметров орбиты Земли. Так, к *астрономическим факторам климата* относятся:

- прецессия, или предварение равноденствий;
- угол наклона земной оси;
- эксцентриситет орбиты ϵ ;
- солнечная активность;
- нестабильность вращения Земли.

Астрономическая гипотеза изменения климата состоит в том, что климат Земли в далеком прошлом изменялся главным образом под влиянием колебаний притока солнечной радиации к земной поверхности, или за счет астрономических факторов. Подробное теоретическое описание механизмов влияния астрономических циклов на земной климат было предложено в первой половине XX в. выдающимся сербским астрономом и геофизиком Милутином Миланковичем, который разработал теорию периодичности ледниковых периодов [10]. Миланкович выдвинул гипотезу, что циклические изменения эксцентриситета орбиты Земли (ее эллиптичность), колебания угла наклона оси вращения планеты и прецессия этой оси могут вызывать существенные изменения климата на Земле. Например, около 23 млн лет назад совпали периоды минимального значения эксцентриситета земной орбиты и минимального изменения наклона оси вращения Земли, который ответствен за смену времен года. В течение 200 тыс. лет сезонные изменения климата на Земле были минимальными, так как орбита Земли была практически круговой, а наклон земной оси почти не менялся. Как итог, разница в летних и зимних температурах на полюсах составляла всего несколько градусов, льды за лето не успевали таять и произошло заметное увеличение их площади.

По теории Миланковича, увеличение эксцентриситета орбиты ϵ приводит к увеличению разности между количеством радиации в летнее и зимнее калорические полугодия, что создает условия для потепления климата. При уменьшении ϵ (или увеличении произведения $\epsilon \lambda_{\Pi}$, где λ_{Π} – геоцентрическая долгота перигелия земной орбиты) происходит уменьшение разности между количеством радиации в летнее и зимнее калорические полугодия, при этом лето становится холоднее, а зима теплее. В таком случае зимнее потепление

существенно не увеличивает запасы тепла из-за отрицательной температуры, а летнее похолодание заметно их снижает, что в сумме приводит к росту ледников и оледенению. Миланкович применил теорию к изучению колебаний климата Земли в прошлые геологические эпохи и глобальные колебания климата в плейстоцене и впервые успешно объяснил изменениями параметров орбиты Земли (эксцентриситета и долготы перигелия) и угла наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты.

4.1. Влияние характеристик орбиты

К характеристикам орбиты Земли относятся прецессия, угол наклона земной оси и эксцентриситет орбиты. Прецессия Земли – медленное движение оси вращения Земли по круговому конусу с осью, перпендикулярной плоскости эклиптики. За счет прецессии расстояние от Земли до Солнца в разные сезоны года не остается постоянным, а меняется в пределах 147,3–152,1 млн км, соответственно, изменяется и приток солнечной радиации к Земле. При уменьшении угла наклона полярные области получают в течение года тепла меньше, а при увеличении – больше.

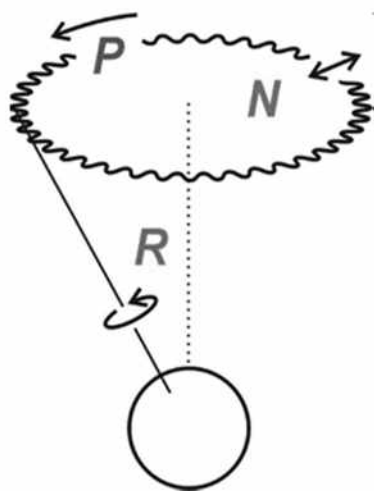


Рис. 4.1. Представление прецессии в виде конического волчка, где *P* – прецессия; *R* – вращение Земли вокруг своей оси; *N* – нутация

Основная причина предвращения равноденствий – прецессия, периодическое изменение направления земной оси под влиянием притяжения Луны, а также (в меньшей степени) Солнца. Как указал Ньютон в своих «Началах», сплюснутость Земли у полюсов вдоль оси вращения приводит к тому, что гравитационное притяжение тел Солнечной системы вызывает прецессию земной оси. Позже выяснилось, что к аналогичным последствиям приводит неоднородность плотности распределения масс внутри Земли. В результате земная ось описывает в пространстве конус, как показано на рис. 4.1. Существуют и другие причины поворота земной оси, в первую очередь – нутация,

периодическое быстрое относительно периода прецессии «покачивание полюсов». Период нутации земной оси равен 18,61 лет, и ее амплитуда составляет около 17 угловых секунд. Имеются и другие факторы, возмущающие направление земной оси: изменения океанических течений, движение атмосферных масс, сильные землетрясения, изменяющие форму геоида и т. п. Однако их вклад в смещение земной оси по сравнению с прецессией и нутацией ничтожен.

На небесной сфере ось описывает окружность так называемого малого круга небесной сферы с центром в Северном полюсе эклиптики для Северного полушария и в Южном полюсе эклиптики – для Южного полушария и радиусом примерно $23,5^\circ$, полный оборот по этой окружности происходит с периодом (по современным данным) примерно 25 776 лет [8]. При этом угол наклона земной оси к плоскости эклиптики сохраняется неизменным (рис. 4.2). Поворот земной оси смещает и связанную с Землей экваториальную систему небесных координат примерно на $50,37''$ в год, или 1° за 71,5 года относительно удаленных, практически неподвижных на небесной сфере звезд. В каждом полушарии сезоны приходятся на разные положения Земли на орбите. В настоящее время перигелий (ближайшее расстояние) в Северном полушарии приходится на зиму. Из-за этого климат Северного полушария Земли несколько мягче, чем Южного (зима мягче, а лето несколько прохладнее). Через 10 000 лет сезоны из-за прецессии сдвинутся, и мягче станет климат Южного полушария.

Прецессия, или предварение равноденствий (лат. *praecessio aequinoctiorum*), – историческое название для постепенного смещения точек весеннего и осеннего равноденствий (то есть точек пересечения небесного экватора с эклиптической) навстречу видимому годовичному движению Солнца. Исходя из наблюдений звезд, предварение

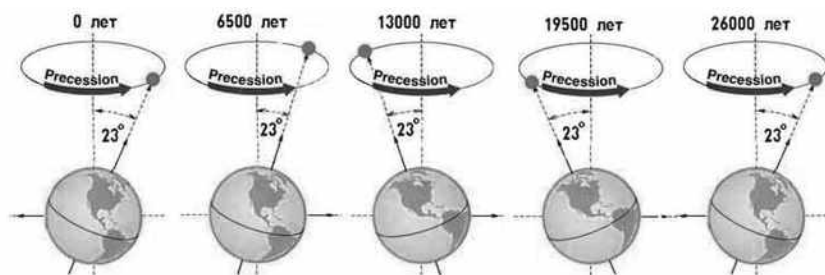


Рис. 4.2. Полный цикл прецессии Земли

равноденствий было открыто выдающимся древнегреческим астрономом Гиппархом во II в. до н. э. В его распоряжении были результаты наблюдений греческого астронома III в. до н. э. Тимохариса, из которых Гиппарх обнаружил, что все долготы звезд увеличиваются примерно на 1° каждые 100 лет. Во II в. н. э. существование прецессии подтвердил Клавдий Птолемей, причем скорость прецессии по его данным составляла все те же 1° в 100 лет. Коперник первым понял, что смещается не небесный экватор, а земная ось, и получил скорость прецессии, близкую к современным представлениям — 1° за 72 года. Причина смещения была подробно объяснена в «Началах» Ньютона; рассуждения Ньютона были качественно верны, однако его математическая модель содержала неточности. В XVIII в. большой вклад в изучение вопроса внес Даламбер, исправивший модель Ньютона, а в XIX — Фридрих Вильгельм Бессель и Отто Вильгельм Струве.

Особенность современного положения прецессии Земли влияет на то, что поток приходящей за год радиации (S) в декабре — феврале в Южном полушарии несколько выше, чем в Северном в июне — августе. На рис. 4.3 (слева) показаны широтные распределения

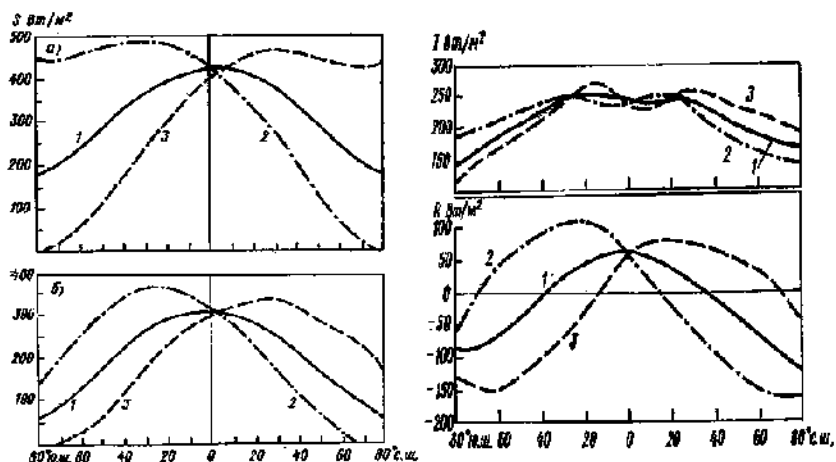


Рис. 4.3. Слева — изменение с широтой среднезональной солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы (а) и поглощенной (б), где широтные распределения: 1 — среднегодовой радиации; 2 — за декабрь — февраль; 3 — за июнь — август. Справа — среднширотные распределения уходящей радиации из системы «Земля — атмосфера» (I , верхний) и радиационного баланса этой системы (R , нижний)

приходящей радиации (S) на верхнюю границу атмосферы и поглощенной радиации, из которых следует, что Южное полушарие в теплый период года получает больше энергии, чем Северное также в свой теплый период.

Об этом же свидетельствуют и широтные распределения уходящей в космос из системы «Земля – атмосфера» длинноволновой (инфракрасной – ИК) радиации (I) и ее радиационного баланса ($R = S - I$), приведенные в правой части рис. 4.3. Причина неравномерного притока тепла к полушариям в том, что в январе Земля находится в перигелии, то есть на ближайшем расстоянии от Солнца, а в июне – в афелии, на максимальном удалении от него, как показано на рис. 4.4, *а*. На этом же рисунке отмечены даты летнего и зимнего солнцестояния и весеннего и осеннего равноденствия, которые характеризуют узлы орбиты Земли. Однако положение этих узлов не остается постоянным и изменяется во времени.

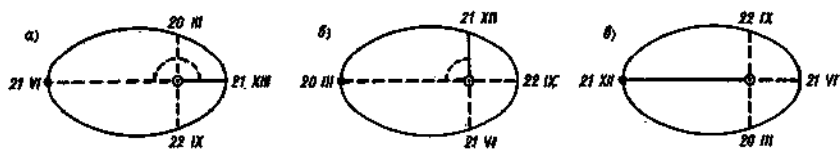


Рис. 4.4. Процессия перигелия вдоль орбиты Земли: *а* – современное состояние; *б* – положение 5,5 тыс. лет назад; *в* – положение 11 тыс. лет назад

На рис. 4.4, *б* и *в* показаны положения узлов орбиты соответственно 5,5 тыс. лет и 11 тыс. лет назад. Наиболее благоприятная ситуация для Северного полушария была 11 тыс. лет назад, когда летом имело место наименьшее расстояние до Солнца. Вследствие прецессии спустя 12 900 лет земная ось успеет описать ровно половину своего пути вокруг перпендикуляра к плоскости земной орбиты. Однако, одновременно в пространстве немного повернется и большая ось земной орбиты – из-за притяжений планет. Поэтому потребуется не 12 900, а 11 000 лет, чтобы современная ситуация сменилась на противоположную: летнему периоду в Северном полушарии будет соответствовать малое расстояние от Солнца (здесь лето станет более коротким, но зато и более жарким). Хронологический график колебания прецессии за последний миллион лет приведен на рис. 4.5, из которого следует, что, хотя периоды колебаний более или менее устойчивы, но амплитуды циклов могут изменяться в несколько раз.

Вследствие движения земной оси по конусу происходят следующие события:

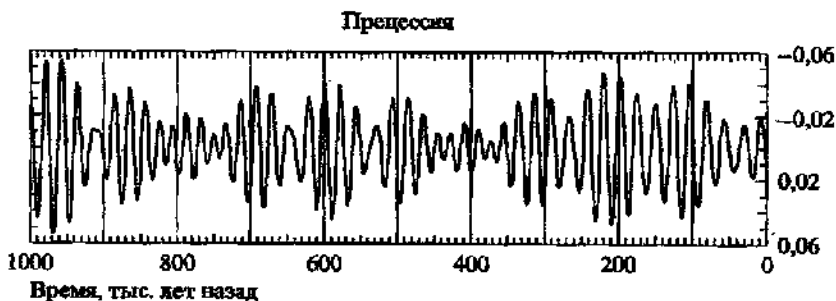


Рис. 4.5. Колебания прецессии в отклонениях от современного состояния

- изменяется положение небесного экватора;
- точки весеннего и осеннего равноденствия медленно перемещаются по эклиптике навстречу видимому годовому движению Солнца на 50,24 с в год;
- полюс мира перемещается между звездами;
- экваториальные координаты звезд непрерывно изменяются.

Фактически, как показано на рис. 4.6, спектр колебаний прецессии достаточно сложный, и в нем наибольший вклад дают циклы с периодами 19; 22,4 и 23,7 тыс. лет воздействий Солнца, Луны, Юпитера и Сатурна.

Помимо движения по конусу земная ось периодически изменяет и свой наклон. При этом период колебания оси составляет 40–41 тыс. лет, а сам наклон оси внутри этих циклов, то есть амплитуда циклов колебаний, изменяется от 0,5 до 2,5° (см. рис. 4.6). Причины изменения угла наклона оси такие же, как и для прецессии, – влияние других небесных тел. Причем из-за стабилизирующего действия Луны колебание оси еще небольшое по амплитуде по сравнению с другими планетами, у которых оно может составлять десять и более градусов. В настоящее время угол наклона земной оси составляет 23,5°, но, как следует из рис. 4.7, за последний миллион лет он изменялся от 21°58' до 24°36', то есть на 2,5°. Для примера, угол наклона оси Меркурия равен 0,01°, Венеры – 177,3°, Луны – 1,5424°, Марса – 25,19°, Юпитера – 3,13°, Сатурна – 26,73°, Урана – 97,77°, Нептуна – 28,32° и Плутона – 119,61°.

Если угол наклона оси планеты близок к нулю, то на ней отсутствуют времена года и температурный режим внутри года остается стабильным. Чем больше угол наклона оси, тем больше температурный контраст между сезонами года или тем больше амплитуда

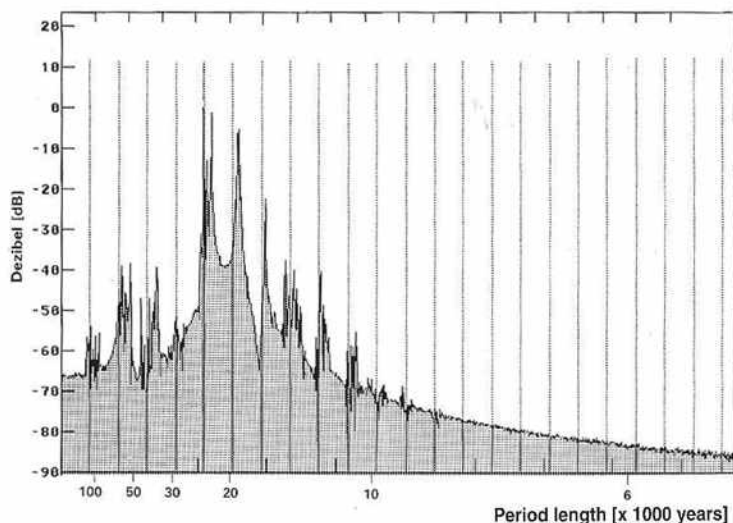


Рис. 4.6. Спектральная плотность колебаний прецессии за последние 5 млн лет на 50 °с. ш. в июне

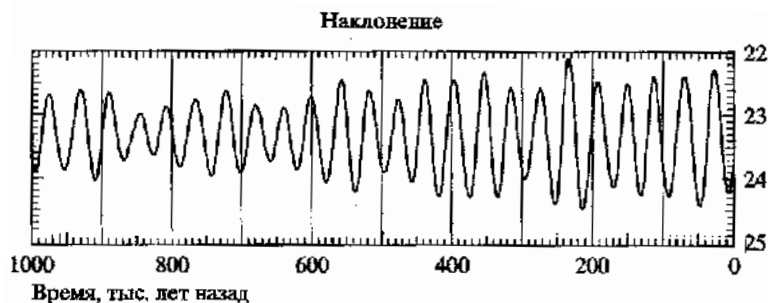


Рис. 4.7. Колебания наклона земной оси за последний миллион лет

годового хода. При увеличении угла наклона оси вращения увеличивается приход радиации в полярные районы, то есть происходит сглаживание широтной контрастности в полушариях и усиление сезонных различий. При уменьшении угла наклона происходит увеличение радиации, поступающей в приэкваториальные районы, и широтные контрасты возрастают, а сезонные различия сглаживаются. Если же угол наклона уменьшается, то уменьшается и амплитуда годового хода, лето становится холоднее, а зима теплее, и это

приводит к снижению температуры, росту ледников и оледенению главным образом из-за влияния обратной альбедной связи. В настоящее время идет тенденция к уменьшению угла и следовательно – к похолоданию.

Спектр колебаний наклона земной оси, как видно на рис. 4.8, так же, как и прецессии, не является однородным, и в нем можно выделить преобладающие циклы с периодами 29,41 и 54 тыс. лет.

Еще одной важной астрономической характеристикой, влияющей на количество приходящей радиации, является показатель формы орбиты Земли – ее эксцентриситет (ϵ). В зависимости от величины эксцентриситета орбита имеет форму: эллипса при $\epsilon < 1$, параболы при $\epsilon = 1$, гиперболы при $\epsilon > 1$ и окружности при $\epsilon = 0$. Эксцентриситет Земли $\epsilon = 0,01671123$, и под влиянием на Землю притяжения планет он испытывает квазипериодические колебания с характерным временем около 100 тыс. лет. В настоящее время разность между максимальным и минимальным расстояниями Земли от Солнца составляет 5 млн км, но благодаря колебаниям эксцентриситета она может достигать 19,7 млн км, что уже существенно влияет на величину приходящей радиации. На рис. 4.9 показаны колебания эксцентриситета Земли за последний миллион лет,

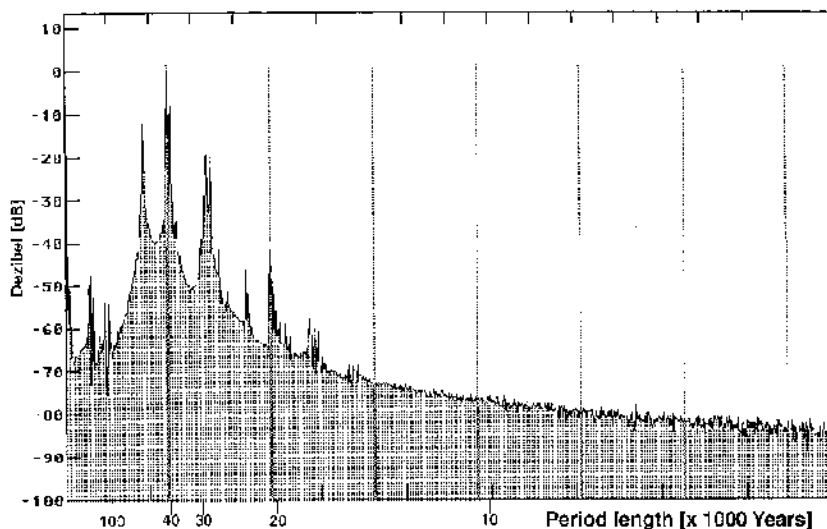


Рис. 4.8. Спектральная плотность колебаний наклона земной оси за последние 5 млн лет на 50 °с. ш. в июне

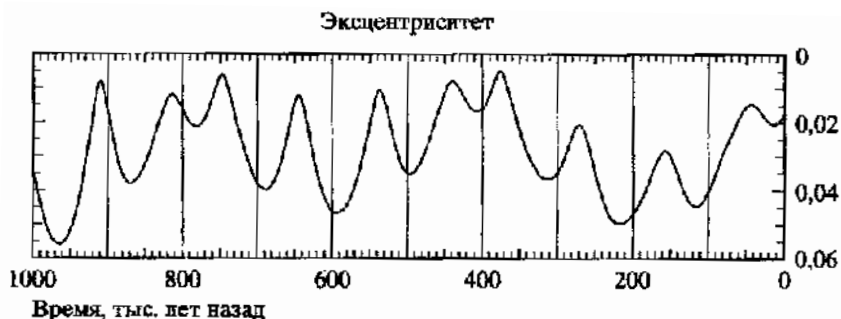


Рис. 4.9. Колебания эксцентриситета Земли за последний миллион лет

на котором выделяются характерные периоды колебаний в среднем равные 92–93 тыс. лет, но также с разной амплитудой, отличающейся в несколько раз. Изменение эксцентриситета влечет за собой изменение среднегодового количества солнечной радиации, так как при орбите, близкой к круговой (при уменьшении ϵ), среднее расстояние от Земли до Солнца наибольшее, а следовательно, солнечная радиация минимальна. Если величина ϵ увеличивается, то есть орбита Земли становится более узкой и поэтому среднее расстояние от Земли до Солнца уменьшается, то солнечная радиация возрастает. Зависимость получаемой суммарной радиации от эксцентриситета следует и из известной формулы расчета годовой инсоляции (I):

$$I = I_0 T_0 / 4 \sqrt{1 - \epsilon^2}, \quad (4.1)$$

где I_0 — солнечная постоянная; T_0 — продолжительность года.

В настоящее время, как видно из рис. 4.9, эксцентриситет орбиты имеет тенденцию к уменьшению и поэтому следует ожидать уменьшение приходящей радиации.

В теории Миланковича влияние всех трех орбитальных параметров на приходящую инсоляцию рассматривается совместно, и их вклад определяется продолжительностью рассматриваемого периода времени. На рис. 4.10 приведена декомпозиция функции инсоляции на 3 орбитальные компоненты на верхней границе атмосферы на 50° с. ш. в июне за последние 400 тыс. лет, где ΔS (вклад в инсоляцию) составляет: 100 Вт/м^2 — для прецессии, 20 Вт/м^2 — для угла наклона экватора к эклиптике, 5 Вт/м^2 — для эксцентриситета.

Основное назначение теории Миланковича состоит в расчете приходящей радиации за продолжительные периоды времени в сотни тысяч и миллионы лет и оценке на ее основе оледенений и периодов теплого климата [26].

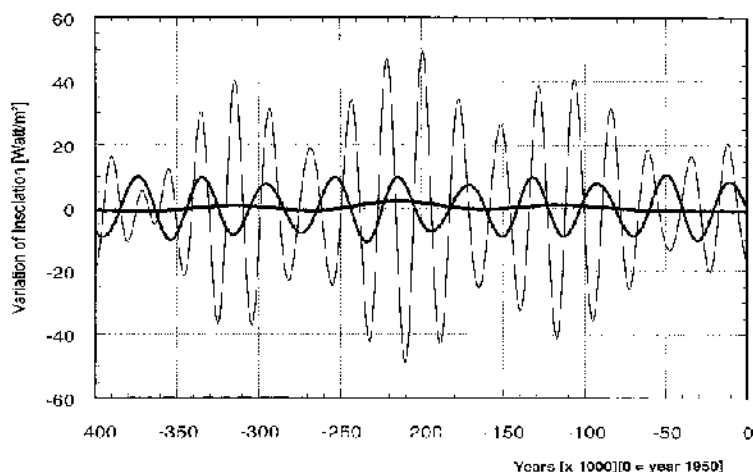


Рис. 4.10. Вклады орбитальных параметров в приходящую инсоляцию за 400 тыс. лет

Изначально орбитальная гипотеза была предложена Ж. Адемаром [20] для объяснения оледенений геологического прошлого. Он связывал изменения климата с прецессией равноденствий и полагал, что оледенение будет в том полушарии, день зимнего солнцестояния которого приходится на афелий (наименьшее расстояние до Солнца). Это приводит к наличию увеличенных сезонных контрастов инсоляции, соответствующих в данном полушарии холодной длительной зиме и жаркому короткому лету. В противоположном полушарии контрасты инсоляции будут понижены и мягкая короткая зима будет сопровождаться прохладным длительным летом. По мнению Адемара, именно холодная длинная зима и является причиной оледенения в первом полушарии. Соответственно, в другом полушарии в это время будет межледниковье.

Однако его теория была опровергнута немецким естествоиспытателем А. Гумбольдтом [22], который указывал, что средняя температура полушария определяется количеством калорий солнечной энергии, которое оно получает за весь год, а не за полугодие. А в связи с тем, что прецессионное изменение годового количества солнечной энергии равно нулю для любого из полушарий (поскольку, например, понижение зимней инсоляции компенсируется увеличением летней инсоляции), то нет причин для противоположных изменений климата (температуры) в этих полушариях.

Соответственно, нет причин и для наступления оледенений в одном полушарии и межледниковий – в другом.

Тем не менее через два десятилетия орбитальная гипотеза Ж. Адемара была вновь востребована Дж. Кроллем в его «Теории вековых изменений земного климата» [20]. Несмотря на то что Кролль также считал, что к оледенению в данном полушарии приводят климатические условия, характеризуемые холодными длительными зимами, его теория была намного более обстоятельной. Он учитывал модулирующее влияние эксцентриситета на вариации прецессионной инсоляции, впервые обосновал механизм климатического влияния вариаций наклона земной оси. Но самое главное, выдающееся открытие Дж. Кролля – введение в рассмотрение влияния положительных обратных связей, усиливающих климатическое воздействие вариаций инсоляции. Именно благодаря обратным связям условия с длительной холодной зимой приводили к оледенению в рассматриваемом полушарии, несмотря на то, что понижения зимней инсоляции сопровождались столь же интенсивным повышением летней. Теория Кролля объясняла множественность оледенений (и межледниковий), но была отвергнута впоследствии из-за противоречий с эмпирическими данными.

Полстолетия спустя, в двадцатые годы XX в., новая версия орбитальной теории была выдвинута М. Миланковичем [27]. К этому времени наука еще больше продвинулась вперед, специалистами по небесной механике были рассчитаны на длительные периоды времени вариации всех трех орбитальных элементов. Используя их расчеты, Миланкович вычислил изменения приходящей на верхнюю границу атмосферы инсоляции за последние 600 тыс. лет. В своих вычислениях он учитывал прямой вклад в инсоляцию только от двух элементов: наклона земной оси и прецессии. Непосредственным эксцентриситетным вкладом Миланкович, как и задолго до него Кролль, пренебрег, так как вызванные изменениями ϵ , вариации годовой инсоляции всей Земли не превышали за последний млн лет 0,2 %. Поэтому в изменениях суммарной инсоляции, по Миланковичу, отсутствуют гармоника эксцентриситетной периодичности, около 100 и 400 тыс. лет. Миланкович вычислил изменения инсоляции для летнего и зимнего «калорических» полугодий и для различных широт обоих полушарий. По совету климатолога В.П. Кёппена он полагал, что оледенению в рассматриваемом полушарии благоприятствует не длительная холодная зима, а длинное прохладное лето.

Расчеты осуществлялись для широты в 65° с. ш., при этом оценивалось, какой эквивалентной широте соответствовал приток

радиации в летнее калорическое полугодие в эпохи с другим значением орбитальных параметров. В результате рассчитанная Миланковичем кривая (диаграмма) инсоляции для летнего калорического полугодия (Q_s) и 65° с. ш. была признана палеоклиматически значимой (рис. 4.11) и определялась по формуле:

$$Q_s = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left(\sin \epsilon \sin \varphi - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{\Pi} \cos \varphi \right), \quad (4.2)$$

где Q_0 — инсоляция за год; φ — широта.

Наиболее глубокие минимумы этой инсоляционной диаграммы трактовались как соответствующие во времени главным фазам оледенений, которых было выделено четыре, что хорошо соответствовало известной альпийской схеме Пенка и Брюкнера с оледенениями Вюрм, Рисс, Миндель и Гюнц. Это соответствие еще больше усиливалось тем, что наибольший временной интервал между оледенениями на диаграмме Миланковича как раз соответствовал наиболее длительному, миндельрисскому, межледниковью в альпийской схеме [28].

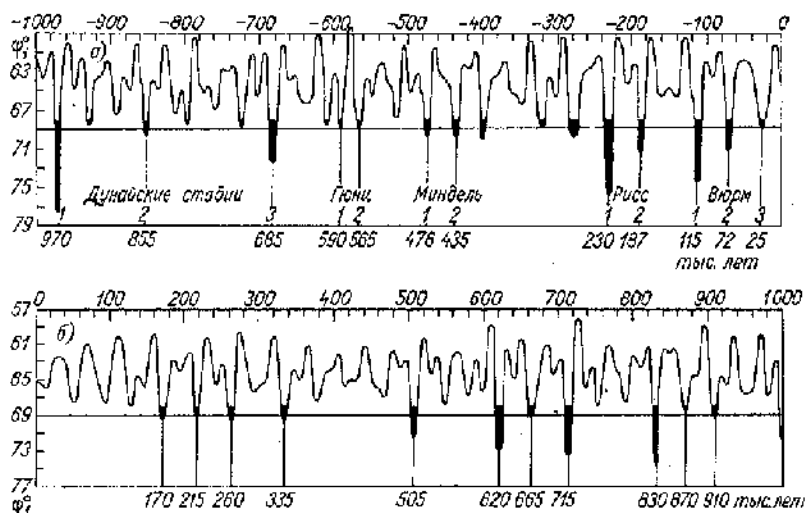


Рис. 4.11. Эквивалентные широты для Q_s за последний миллион лет (верхний рисунок) и за будущий миллион лет (нижний рисунок)

После этого теория Миланковича, поддержанная В.П. Кёппеном и А. Вегенером, была принята и его современниками, правда, это мнение не оказалось окончательным и прежде всего из-за того,

что Миланкович для объяснения глобальных колебаний климата использовал вычисления полугодовой инсоляции, да еще для одной широты. Основная критика теории Миланковича состоит в том, что вариации приходящей радиации относительно невелики, и она имеет ряд существенных противоречий с эмпирическими данными [30]. В частности, одно из главных противоречий, получившее название «Проблема 100-тысячелетнего периода», состоит в том, что эта периодичность, связанная с динамикой эксцентриситета, отсутствует в инсоляционной кривой Миланковича, однако она преобладает во многих палеоклиматических записях, таких, например, как изотопно-кислородная кривая (ИК), полученная по ледяным кернам Гренландии, Антарктиды и по данным глубоководных океанических колонок [27, 29]. Кроме того, колебания климата изменяются синхронно в обоих полушариях, а не асинхронно, как в теории Миланковича.

Однако Миланкович разработал строгую математическую теорию расчета инсоляции в зависимости от параметров орбиты Земли и оси ее вращения. Более детальные расчеты на основании этой теории были выполнены для определения инсоляции за 100 тыс. лет в прошлом и будущем Е.П. Борисенковым, А.В. Цветковым и С.А. Агаповым, их результаты показаны на рис. 4.12. Таким образом было установлено, что в настоящее время имеет место межледниковье, и в высоких широтах Северного полушария и во всех Южного летняя инсоляция уменьшается, а в низких широтах Северного полушария инсоляция переходит от падения к росту [4].

Теория Миланковича соответствовала традициям науки XIX в. В ней реализована попытка установления детерминированных связей, которые позволили бы с абсолютной определенностью сказать о будущем климате Земли. Однако оказалось, что знания о прошлом климата даже в настоящее время недостаточны для решения этой задачи, и главный из недостатков состоит в том, что небольшие колебания инсоляции не могут объяснить размах колебаний палеоклимата от ледниковых эпох до почти тропических условий.

В XX в. при решении орбитальной задачи за большие интервалы времени получили расходящиеся орбиты планет и пришли к выводу о неустойчивости Солнечной системы, поэтому утвердилось мнение о невозможности рассчитать инсоляцию за периоды большие 20 млн лет [21]. Однако в последние десятилетия был разработан новый метод численного интегрирования уравнений орбитального движения, который позволил решить орбитальную задачу за период в 100 млн лет [2, 3, 26]. Были получены все периоды и амплитуды

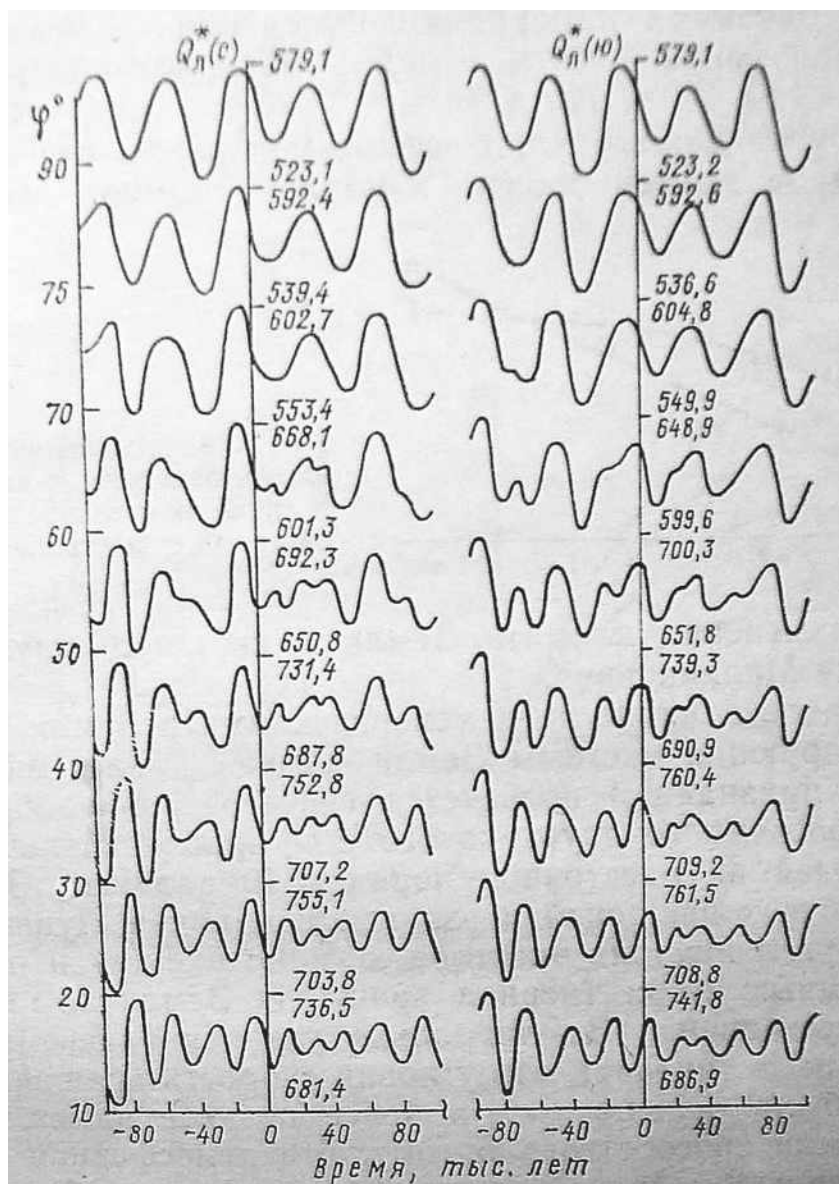


Рис. 4.12. Колебания инсоляции (кДж/см²) за летнее калорическое полугодие на различных широтах Северного (слева) и Южного (справа) полушарий за 100 тыс. лет в прошлом и будущем

колебаний параметров орбит планет и оказалось, что орбиты всех планет устойчивы и нет признаков их нарушения [25, 32].

Эпохи, способствующие возникновению оледенений, наступают при сочетании следующих факторов [9]: когда эксцентриситет орбиты Земли достигает умеренных и высоких значений и дата прохождения Земли перигелия близка к дате зимнего солнцестояния в Северном полушарии.

При таком сочетании Земля движется по удаленной части своей орбиты тогда, когда в Северном полушарии лето. В результате лето Северного полушария становится более длительным (интервал между датами весеннего и осеннего равноденствия становится больше полугода, так как орбитальная скорость Земли при движении по удаленной части эллиптической орбиты становится меньше средней) и прохладным (расстояние от Земли до Солнца больше среднего), что является фактором, способствующим росту ледников. За холодное лето снег на поверхности возвышенных мест не успевает растаять, возникает обратная альбедная связь и температура понижается еще быстрее.

Спустя примерно 11 тыс. лет, с перигелием совпадает момент летнего солнцестояния, а эксцентриситет не успевает существенно измениться. Теперь лето в Северном полушарии становится коротким и жарким, что ведет к уменьшению ледникового покрова. При этом в Южном полушарии устанавливаются условия, способствующие оледенению. Но там почти нет суши в умеренных и субантарктических широтах, где могли бы увеличиваться ледники. В целом по Земле, площадь ледников сокращается, альбедо планеты сокращается, среднегодовая температура растёт.

В нынешнюю эпоху разница между зимним солнцестоянием (21 декабря) и прохождением перигелия (3 января) составляет всего 13 дней, но эксцентриситет сейчас равен 0,0167, что существенно меньше среднего (максимальное значение 0,0658), и продолжает уменьшаться. В связи с этим сезонные колебания орбитальной скорости Земли и расстояния до Солнца невелики, и вносимые ими сезонные изменения приходящей к Земле солнечной энергии незначительны. Поэтому в настоящее время Земля переживает пик температуры – межледниковье, которое является одним из самых теплых за последний миллион лет. Подобный пик с аналогичными значениями можно видеть 400 тыс. лет назад. Хотя периоды межледниковья продолжаются от 10 до 30 тыс. лет, климатический оптимум держится всего несколько столетий. Вполне возможно, он уже закончился вместе со средневековым климатическим оптимумом, который был

1000 лет назад. В ближайшие десятилетия, если не учитывать антропогенного фактора, должен был бы начаться резкий спад среднегодовой температуры, который будет продолжаться несколько тысяч лет и достигнет минимума грядущего ледникового периода через 50–80 тыс. лет.

Конечно, дать полное объяснение изменениям климата только исходя из орбитальной инсоляционной теории невозможно, так как на него влияют и многие другие факторы, в частности автоколебания в самой климатической системе.

4.2. Влияние солнечной активности на динамику климата

Активная область на Солнце – это совокупность изменяющихся структурных образований в некоторой ограниченной области солнечной атмосферы, связанная с усилением в ней магнитного поля от значений 10–20 до нескольких (4–5) тыс. эрстед. В видимом свете наиболее заметным структурным образованием активной области являются темные, резко очерченные солнечные пятна, часто образующие целые группы (рис. 4.13). Наиболее известным индексом, характеризующим вспышечную деятельность Солнца, является число Вольфа, вычисляемое по формуле

$$W = k(f + 10g), \quad (4.3)$$

где W – число Вольфа; f – количество наблюдаемых пятен; g – количество наблюдаемых групп пятен; k – нормировочный коэффициент.

Число Вольфа, или «международное число солнечных пятен», «относительное число солнечных пятен», «цюрихское число», названо в честь швейцарского астронома Рудольфа Вольфа. За международную систему приняты числа Вольфа, которые в 1849 г. начала публиковать Цюрихская обсерватория ($k = 1$). В настоящее время определение среднемесячных и среднегодовых чисел Вольфа производится в Центре анализа данных по влиянию Солнца (Бельгия). Существуют ряды чисел Вольфа, восстановленные по косвенным данным для эпохи, предшествующей 1849 г.

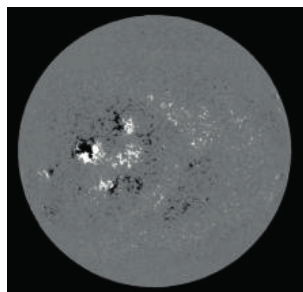


Рис. 4.13. Солнечные пятна (темные) и факелы (светлые) на диске Солнца

Невооруженным глазом пятна на Солнце люди наблюдали по меньшей мере несколько тысячелетий. Первое известное письменное свидетельство об их наблюдении – комментарии китайского астронома Гань Дэ в звездном каталоге – относится к 364 г. до н. э. С 28 года до н. э. астрономы Китая вели регулярные записи наблюдений пятен в официальных хрониках. Наиболее ранние упоминания о «местах черных» на Солнце в Никоновской летописи относятся к 1365 и 1371 гг.

Первые телескопические наблюдения в начале XVII в. выполнены независимо друг от друга Галилео Галилеем в Италии, Иоганом Холдсмитом в Голландии, Христоформ Шейнером в Германии и Томасом Харриотом в Англии. В начале XVII в. с изобретением телескопа астрономы начали систематические наблюдения и исследования солнечных пятен, однако 11-летняя цикличность ускользнула от их внимания. Частично это может объясняться тем, что солнечная активность была сравнительно низка даже в начале XVII в., а к его середине начался минимум Маундера (1645–1715) и количество солнечных пятен на Солнце на многие десятилетия снизилось. В XVIII в. Горребовым замечено, что наличие пятен на Солнце влияет на магнитное поле Земли.

На периодичность в поведении солнечных пятен астрономы впервые обратили внимание только в первой половине XIX в. Первым эту закономерность отметил в 1844 г. немецкий астроном-любитель Генрих Швабе из Дессау, по профессии аптекарь, который в течение 25 лет каждый ясный день наблюдал Солнце и отмечал количество замеченных им солнечных пятен. Когда он убедился в том, что это число регулярно увеличивается и уменьшается, он в 1851 г. опубликовал свои наблюдения и указал на 10-летний период в их появлении [31]. Статья Швабе осталась почти незамеченной, тем не менее она привлекла внимание другого немецкого астронома Р. Вольфа, который с 1847 г. начал собственные наблюдения пятен и ввел индекс их количества – «цюрихское число», которое ныне часто называют числом Вольфа. Наконец, на результаты Швабе обратил внимание немецкий энциклопедист А. фон Гумбольдт, который в 1851 г. опубликовал таблицу Швабе, продолженную последним до 1850 г., в своей энциклопедии «Космос». Директор обсерватории в Цюрихе Р. Вольф подробно изучил более ранние данные о наблюдении пятен на Солнце и организовал дальнейшую систематическую их регистрацию. Он ввел для характеристики пятнообразовательной деятельности Солнца специальный индекс, пропорциональный сумме числа всех отдельных пятен, в данный момент

наблюдаемых на солнечном диске, и удесятеренного числа образованных ими групп.

С солнечной активностью (СА) напрямую связана проблема солнечно-земных связей, которая представляет собой систему прямых или опосредованных физических связей между гелио- и геофизическими процессами. Земля получает от Солнца не только свет и тепло, но и подвергается комбинированному воздействию УФ- и рентгеновского излучения, солнечного ветра, солнечных космических лучей. Вариации мощности этих факторов при изменении уровня солнечной активности вызывают цепочку взаимосвязанных явлений в межпланетном пространстве, в магнитосфере, ионосфере, нейтральной атмосфере, биосфере, гидросфере и, возможно, литосфере Земли. Изучение этих явлений и составляет суть проблемы солнечно-земных связей. Воздействие солнечной активности сводится либо к переносу от Солнца к Земле энергии, выделяющейся в нестационарных процессах на Солнце, либо к перераспределению уже накопленной энергии в магнитосфере, ионосфере и нейтральной атмосфере Земли. Перераспределение энергии может происходить либо плавно (ритмические колебания геофизических параметров), либо скачкообразно (триггерный механизм).

В конце XIX в. В.О. Биркелан (Норвегия) предположил, что Солнце кроме волнового излучения испускает и частицы. В 1915 г. А.Л. Чижевский установил связь между эпидемиями и пятнами на Солнце и высказал мысль, что колебания поступающей на Землю энергии, связанные с циклами солнечной активности, неминуемо отражаются на большинстве земных процессов, что между проявлениями гелиофизических и геофизических явлений есть причинно-следственная связь [18]. Для А.Л. Чижевского был очевидным факт, что «земная жизнь и ее продукция есть превращенная энергия солнечного излучения», в частности он установил, что колебания деятельности Солнца воздействуют на биосферу. Однако механизм такого воздействия не прямой, местные геофизические, метеорологические и другие особенности вносят своеобразие в характер влияния Солнца на органический мир [5, 19].

Важнейшим проявлением солнечной активности (СА) являются солнечные вспышки – внезапные плазменные взрывы на Солнце, начинающиеся обычно в его хромосфере и привносящие в Солнечную систему огромную дополнительную энергию. Наиболее мощные события равносильны взрывам миллионов атомных бомб. Примерно половина этой энергии переходит в кинетическую энергию потоков и выбросов [14] намагниченной корональной плазмы. Другая

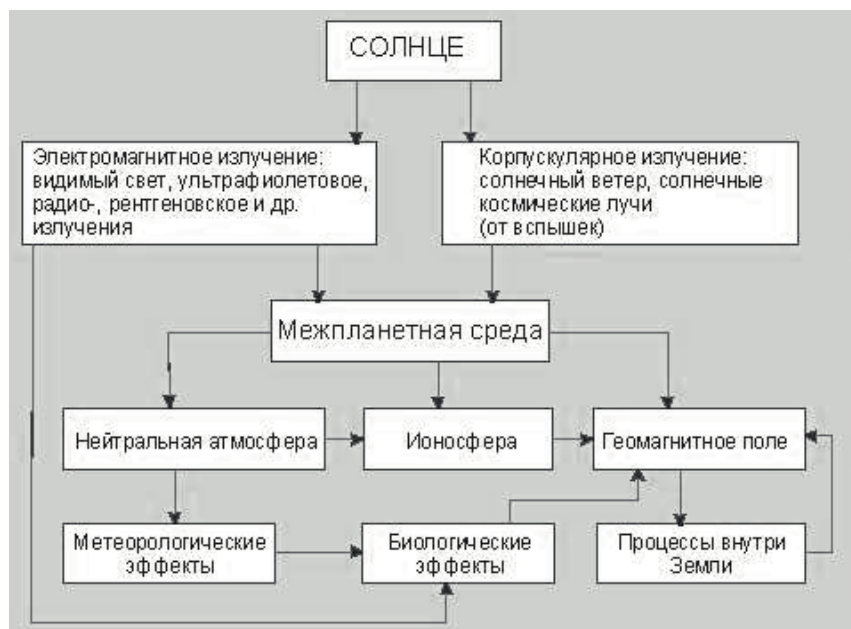


Рис. 4.14. Общая схема солнечно-земных связей

половина – жесткое ионизирующее электромагнитное и проникающее корпускулярное излучения. Поток протонов в солнечном ветре спокойного Солнца на расстоянии 1 астрономической единицы составляет $2,4 \cdot 10^8$ через 1 см^2 за 1 с. Во время солнечных вспышек этот поток внезапно возрастает в десятки раз [34]. Встречаясь с геомагнитным полем, он образует ударную волну, которая деформирует земную магнитосферу и вызывает магнитную бурю на Земле, в то время как энергичное ультрафиолетовое и рентгеновское излучения Солнца воздействуют на все оболочки атмосферы Земли, включая ионосферу и озоносферу, вызывают появления магнитных бурь, полярных сияний и изменений условий распространения радиоволн.

Передача солнечных возмущений осуществляется с помощью солнечного ветра, что доказано в 1960-х гг. спутниковыми данными. Общая схема воздействия солнечной активности на Землю как в виде электромагнитного, так корпускулярного излучения, показана на рис. 4.14. Воздействие активных процессов на Солнце (солнечных бурь) на геофизические явления осуществляется как коротковолновой радиацией, так и через посредство магнитного поля Земли.

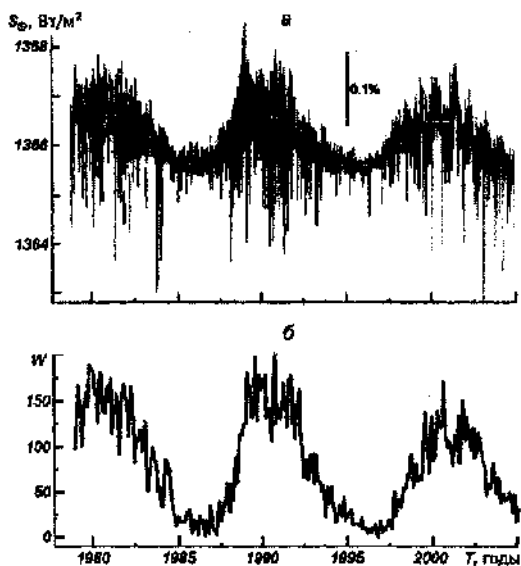


Рис. 4.15. Вариации солнечной постоянной и чисел Вольфа по спутниковым данным

Внеатмосферные измерения последних двух десятилетий показали, что вариации солнечной активности за 11-летний цикл изменяют среднее значение «солнечной постоянной» не более чем на 0,2 %, причем это изменение происходит в фазе с числом пятен на Солнце (рис. 4.15).

Исследование высокоточных измерений солнечной постоянной показывает, что ее колебания с амплитудой в $1,3 \text{ Вт м}^{-2}$ или 0,1 % в течение 11-летнего цикла Солнца аналогичны соответствующему колебанию уровня активности как по фазе, так и по амплитуде [17, 33]. Наряду с такими 11-летними вариациями непосредственно обнаружено наличие также и вековой составляющей в вариациях солнечной постоянной, скоррелированных с вековыми вариациями уровня его активности [14]. Синхронность колебаний солнечной постоянной и чисел Вольфа свидетельствует об одинаковой природе процессов изменения температуры ядра Солнца. Имеет место зависимость между солнечной постоянной S_0 и параметрами Солнца [1]:

$$S_0 = \sigma R_0^2 T^4 / A^2, \quad (4.4)$$

где A – астрономическая единица, обусловленная изменениями радиуса Солнца R_0 и эффективной температуры T фотосферы.

Установлено, что долговременная циклическая вариация солнечной постоянной S_0 фактически целиком является результатом соответствующего изменения площади излучающей поверхности фотосферы Солнца при сохранении ее эффективной температуры практически неизменной:

$$\Delta S_0 / S_0 = 2\Delta R_0 / R_0 + 4\Delta T / T. \quad (4.5)$$

Из (4.5) следует, что больший радиус Солнца связан с высоким уровнем активности, меньший – с низким, поэтому считать, что Солнце – это пульсирующая звезда с периодами 11, 80 и 200 лет и со связанными между собой вариациями активности, радиуса и потока радиации. Еще одной формулой для оценки изменения солнечной постоянной в зависимости от вспышечной деятельности Солнца является формула Е.П. Борисенкова [4]:

$$\Delta S_0 = c \sum f_j - a \sum s_i F(v), \quad (4.6)$$

где f – относительная площадь проекции отдельных факелов; c – их контрастность; s – проекция на диск Солнца индивидуальных пятен; a – их контрастность, $F(v)$ – уменьшение яркости диска к его краю.

Последовательность событий в системе «Солнце – Земля» можно проследить, наблюдая цепочку явлений, сопровождающих мощную вспышку на Солнце – высшее проявление солнечной активности [7, 11]. Последствия вспышки (рис. 4.16) начинают сказываться в околоземном пространстве почти одновременно с событиями на Солнце, так как время распространения электромагнитных волн от Солнца до Земли чуть больше 8 мин. В частности, ультрафиолетовое и рентгеновское излучения вызывают дополнительную ионизацию верхней атмосферы, что приводит к ухудшению или даже полному прекращению радиосвязи (эффект Деллинджера) на освещенной стороне Земли. Обычно мощная вспышка сопровождается испусканием большого количества ускоренных частиц – солнечных космических лучей (СКЛ). Самые мощные из них с энергией более 108–109 эВ начинают приходить к Земле спустя 10 мин после максимума вспышки. Повышенный поток СКЛ с энергией менее 108 эВ у Земли может наблюдаться через несколько десятков часов. Вторжение СКЛ в ионосферу полярных широт вызывает дополнительную ионизацию и, соответственно, ухудшение радиосвязи на коротких волнах. Усиленные потоки СКЛ представляют собой

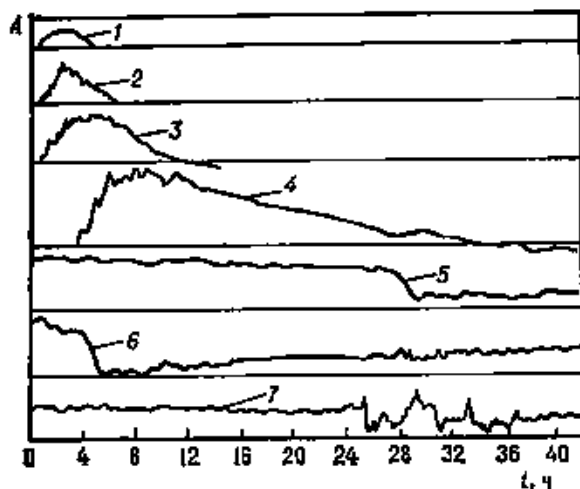


Рис. 4.16. Схематическое изображение эффектов, наблюдаемых на Земле после мощной вспышки: 1 – видимое излучение вспышки; 2 – радиоизлучение высокой частоты; 3 – радиоизлучение низкой частоты; 4 – солнечные космические лучи; 5 – вариации галактических космических лучей (эффект Форбуша); 6 – поглощение космических радиопомех в полярных областях Земли; 7 – вариации геомагнитного поля (магнитная буря). По вертикальной оси отложена условная амплитуда эффектов, по горизонтальной – время в часах после начала солнечной вспышки

также один из главных источников радиационной опасности для экипажей и оборудования космических кораблей.

Вспышка генерирует мощную ударную волну и выбрасывает в межпланетное пространство облако плазмы. Двигаясь со скоростью свыше 100 км/с, ударная волна и облако плазмы за 1,5–2 суток достигают Земли и вызывают магнитную бурю, понижение интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ), усиление полярных сияний, возмущения ионосферы и т.д. Имеются статистические данные о том, что через 2–4 суток после магнитной бури происходит заметная перестройка барического поля тропосферы. Это приводит к увеличению нестабильности атмосферы, нарушению характера циркуляции воздуха. Мировые магнитные бури представляют собой крайнюю степень возмущенности магнитосферы в целом. Более слабые, но более частые возмущения, называемые суббурями, развиваются в магнитосфере полярных областей. Еще более слабые возмущения возникают вблизи границы магнитосферы с солнечным

ветром. Причиной возмущений последних двух типов являются флуктуации мощности солнечного ветра. При этом в магнитосфере генерируется широкий спектр электромагнитных волн с частотами 0,001–10,0 Гц, которые свободно доходят до поверхности Земли. Во время магнитных бурь интенсивность этого низкочастотного излучения возрастает в 10–100 раз. Большую роль в геомагнитных возмущениях играет межпланетное магнитное поле (ММП), особенно его южный компонент, перпендикулярный плоскости эклиптики. Со сменой знака радиального компонента ММП связаны асимметрии потоков СКЛ, вторгающихся в полярные области, изменения направления конвекции магнитосферной плазмы и ряд других явлений.

Хотя не все звенья цепочки солнечно-земных связей (см. рис. 4.14) одинаково изучены, в общих чертах картина влияния представляется качественно ясной. Количественное исследование этой сложной проблемы с плохо известными начальными и граничными условиями затруднено из-за незнания конкретных физических механизмов, обеспечивающих передачу энергии между отдельными звеньями.

Главная критика значимого воздействия солнечной активности на динамику атмосферы и климата состоит в том, что энергетический вклад вспышечной активности небольшой по сравнению с общей приходящей радиацией, как показано в табл. 4.1 [12, 13]. Поэтому обычно рассматривается не прямое воздействие солнечной активности на рост глобальной температуры, а опосредованное, связанное с изменением электрических и химических показателей атмосферы и последующим включением триггерного механизма, приводящего к скачкообразному изменению климатических характеристик [6].

В настоящее время рассматриваются следующие основные механизмы воздействия гелиогеофизических факторов на нижнюю атмосферу:

- прямое влияние изменения солнечной постоянной и инфракрасного излучения во время магнитных бурь;
- озоновый механизм;
- воздействие солнечной активности на параметры атмосферного электричества;
- конденсационный механизм;
- гидродинамическое взаимодействие верхних и нижних слоев атмосферы.

Таблица 4.1

Источники радиации, их энергетический вклад, вариации
и уровень поглощения в атмосфере

Источник	Общая энергия, Вт/м²	Изменения в солнечном цикле		Уровень поглощения в атмосфере, км
		Вт/м²	%	
Солнечная радиация				
Общая радиация	1366	1,3	0,1	Поверхность и вся атмосфера
Видимая и инфракрасная (300–1200 нм)	1090	1,1	0,1	Поверхность и вся атмосфера
УФ (200–300 нм)	15,4	0,16	1,0	10–50
Рентген и УФ (0–200 нм)	0,1	0,02	–20	50–500
Энергетические частицы				
Солнечные протоны	0,002			30–90
ГКЛ	0,000007			0–90
Солнечный ветер	0,0003			???

1) Прямое влияние изменения солнечной постоянной. Наиболее простым для понимания является механизм, основанный на изменении солнечной постоянной, который основан на соотношении:

$$\Delta T_0 = \beta_{s_0} \Delta S_0, \quad (4.7)$$

где ΔT_0 – изменение глобальной температуры; ΔS_0 – изменение солнечной постоянной; β_{s_0} – коэффициент чувствительности климатической системы.

Как было показано в Лекции 1, коэффициент β_{s_0} пока не может быть точно определен, он зависит от типа и полноты климатической модели, степени учета обратных связей и других факторов и изменяется практически на порядок: $\beta_{s_0} = 0,03\text{--}0,3 \text{ К}/(\text{Вт} \cdot \text{м}^2)$. Поэтому если исходить из нижнего предела $\beta_{s_0} = 0,03$, то для изменения глобальной температуры на 1° , то есть $\Delta T_0 = 1 \text{ К}$, требуется изменение солнечной постоянной $\Delta S_0 = 33,3 \text{ Вт}/\text{м}^2$, или 2,4 %, что бывает очень редко. Однако при верхнем пределе $\beta_{s_0} = 0,3$ для изменения температуры на градус требуется всего $\Delta S_0 = 3,3 \text{ Вт}/\text{м}^2$, или 0,2 %, что наблюдается довольно часто. При этом по палеоданным получено, что $\beta_{s_0} = 0,7 \text{ К}/\text{Вт м}^2$, и изменение $\Delta T_0 = 1 \text{ К}$ имеет место уже при $\Delta S_0 = 1,4 \text{ Вт}/\text{м}^2$, или 0,1 %, что из рис. 4.15, и является естественной вариацией солнечной постоянной.

2) Механизмы, связанные с радиационно-химическими процессами. Концентрация озона в стратосфере зависит от интенсивности вариаций ультрафиолетового излучения в различных длинах

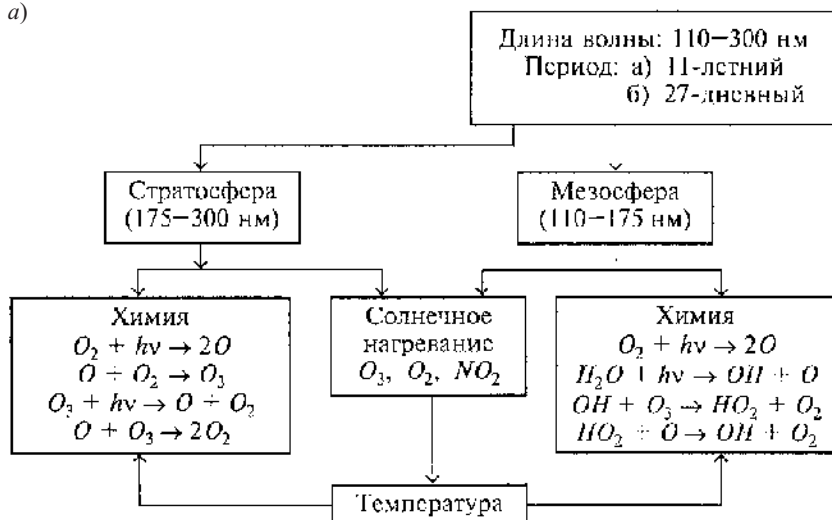
волн. Если ультрафиолетовое излучение при $\lambda < 230$ мк приводит к росту концентрации озона, то при больших длинах волн (полосы Хартли и Хюгенса) озон разрушается и температура растёт. Поэтому СА может изменять содержание озона в стратосфере (25 км) и его вертикальное распределение, что влияет на температуру и циркуляцию атмосферы путем триггерного механизма. Вспышки приводят к увеличению рентгеновского излучения и разрушению озона, а 10-процентное уменьшение озона приводит к похолоданию поверхности и тропосферы на 0,1 К. С другой стороны, 10-процентное увеличение озона приводит к потеплению поверхности и тропосферы на 0,1 К. Возможные механизмы влияния солнечной активности на нижнюю атмосферу, связанные с изменением радиационных и химических процессов, систематизированы В. Раманатаном и представлены на схемах рис. 4.17.

3) Механизм, связанный с воздействием на атмосферное электричество. К объяснению короткопериодической изменчивости температуры в нижней атмосфере может быть привлечен механизм, связанный с изменением электрических параметров нижней атмосферы, в обоснование которого приводятся следующие положения:

- реакция электрических характеристик на СА является практически мгновенной;
- нет необходимости в притоке больших количеств энергии в нижнюю атмосферу, так как ее источником является тепло конденсации, выделяемое в тропосфере, где погодные процессы прямо зависят от электрического поля;
- вариации электрического поля проявляются во всей толще атмосферы;
- ионизация является единственным процессом, напрямую контролируемым СА.

Поскольку ионосфера и поверхность Земли являются значительно лучшими проводниками, чем нижняя атмосфера, то их можно рассматривать как области однородного электрического потенциала. Эти области образуют обкладки сферического конденсатора, внутри которого расположена атмосфера, имеющая плохую проводимость. При этом обычную грозу можно рассматривать в качестве генератора, поддерживающего зарядку конденсатора «атмосфера – Земля». Экспериментальные данные показывают, что после солнечных вспышек плотность тока «атмосфера – Земля» увеличивается на 12–50 %, а напряженность электрического тока на высоте 3–6 км – на 30–60 %.

а)



б)



Рис. 4.17. Схемы озонового механизма передачи воздействия СА в нижнюю атмосферу

4) Конденсационный механизм. Этот механизм является естественным продолжением механизма воздействия СА на атмосферное электричество, и поэтому часто их рассматривают совместно.

Механизм связан с дополнительной конденсацией на кластерных ионах, которые являются устойчивыми. В результате СА формирует дополнительную облачность заряженными частицами, которая определяет потепление климата, так как облачность в зависимости от сезона и района Земного шара обеспечивает либо отражение солнечной радиации (альбедный эффект облаков), либо интенсификацию парникового эффекта в результате возрастания противои兹лучения атмосферы (в холодное время года в высоких широтах).

5) Гидродинамические механизмы взаимодействия верхней и нижней атмосферы. В связи с тем, что верхняя и нижняя атмосфера динамически связаны, эта связь может осуществляться, в частности, через планетарные волны Россби, которые генерируются рельефом и долготными термическими особенностями земной поверхности. Вертикальная структура волн определяется радиационными потоками и стоками тепла в основном через изменение скорости зонального ветра. Планетарные волны могут распространяться вертикально через стратосферу и мезосферу только в случае зональной западной циркуляции в стратосфере, что имеет место в основном зимой. Летом средняя зональная компонента является восточной, планетарные волны быстро затухают с высотой, и взаимодействие верхних и нижних слоев атмосферы осуществляется слабо.

Хайнс установил, что изменение термодинамического режима в мезосфере и стратосфере, связанное с СА, будет приводить к изменению отражения и поглощения планетарных волн и изменению условий в тропосфере. На моделях Шмицем и Грейгером показано, что индекс отражения планетарных волн чувствителен к среднему зональному ветру в верхней атмосфере.

Многолетние ряды чисел Вольфа привлекают внимание исследователей по двум причинам: они очень продолжительны (с XVIII в.) и имеют хорошо выраженную 11-летнюю цикличность. На рис. 4.18 приведен многолетний ряд чисел Вольфа с середины XVIII в., причем с 1650 г. по начало 1700-х гг. пятна на Солнце совсем отсутствовали ($W = 0$), и этот период получил название минимума Маундера. Все циклы СА пронумерованы, а последний полный 23-й цикл закончился в январе 2009 г. и продолжался 12,2 года.

Несмотря на то что периоды циклов достаточно стабильные и составляют в среднем 11,1 года (при вариации от 9,0 – для 2-го цикла до 13,7 лет – для 4-го цикла), их спектр не является простым, как видно по рис. 4.19, и включает также достаточно много

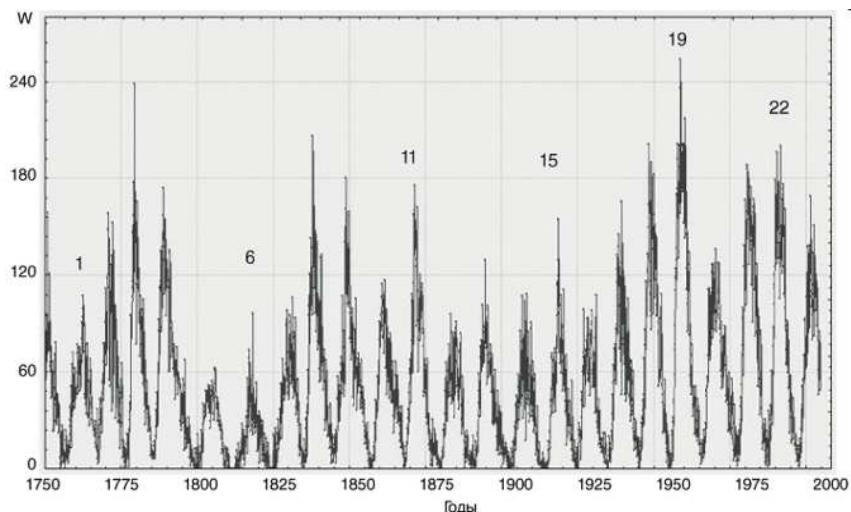


Рис. 4.18. Многолетний ряд среднегодовых чисел Вольфа

других гармоник. Некоторым из этих гармоник на рис. 4.19 поставлены номера, соответствующие периодам обращения планет Солнечной системы.

Из рис. 4.18 также следует, что амплитуды циклов непостоянны и изменяются в несколько раз: от 50 до 190. Причем, как следует из рис. 4.20, если периоды циклов стремятся к стабильности при вариации всего в 1 год (от 10 до 12 лет), то амплитуды циклов варьируют существенно в виде двухвершинных циклов, причем циклы с наибольшими амплитудами имели место в середине и конце XX в., и в XXI в. следует ожидать спада солнечной активности.

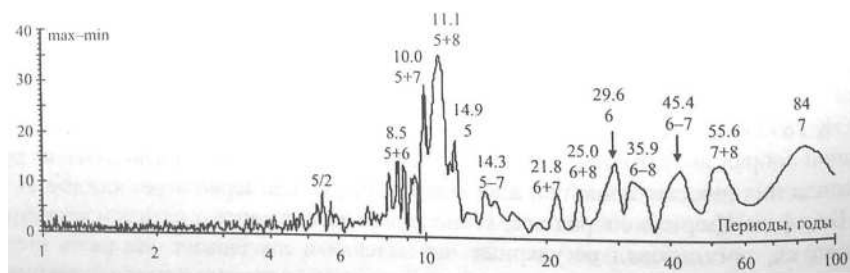


Рис. 4.19. Периодограмма чисел Вольфа за 1750–2005 гг.
(около пиков совпадающие с ними периоды и номера планет:
5 – Юпитер; 6 – Сатурн; 7 – Уран; 8 – Нептун)

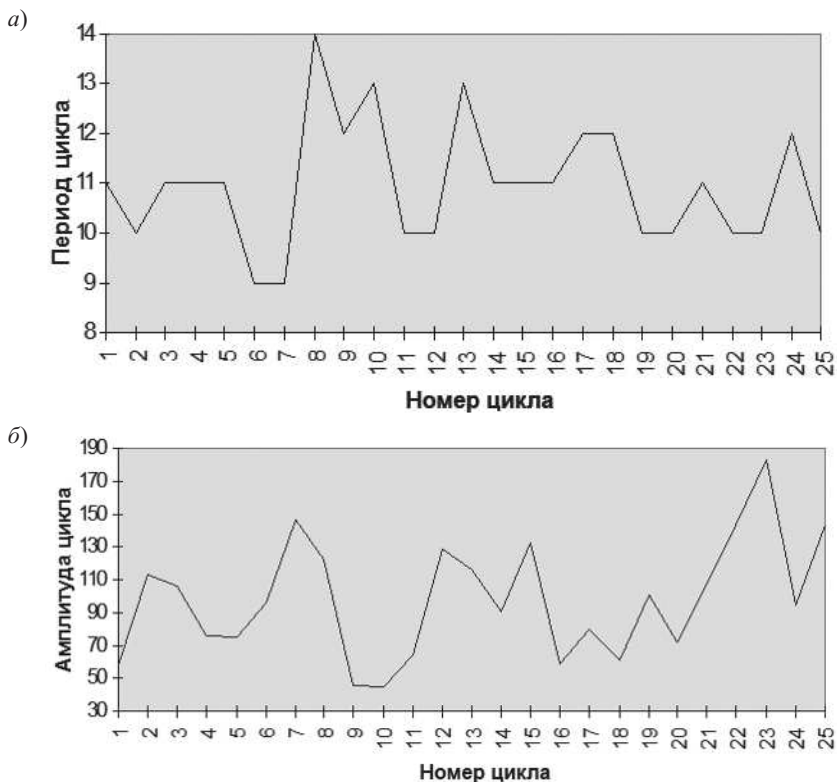


Рис. 4.20. Временные графики периодов (а) и амплитуд (б) циклов СА

В связи с тем, что СА имеет достаточно хорошие закономерности во времени, ее пытаются прогнозировать, и примеры таких экстраполяций приведены на рис. 4.21. Практически все предлагаемые экстраполяции СА дают спад до середины XXI в.

Помимо экстраполяции на будущее, осуществляется также и восстановление циклов СА в прошлом и попытки ее связи с изменением глобальной температуры или температуры Северного полушария, как показано на рис. 4.22. Вместе с тем надежность таких прямых зависимостей между СА и глобальной температурой очень низкая.

Попытки установления прямых взаимосвязей СА с климатом и другими процессами на Земле предпринимались многократно. Устанавливались корреляции с землетрясениями, колебаниями

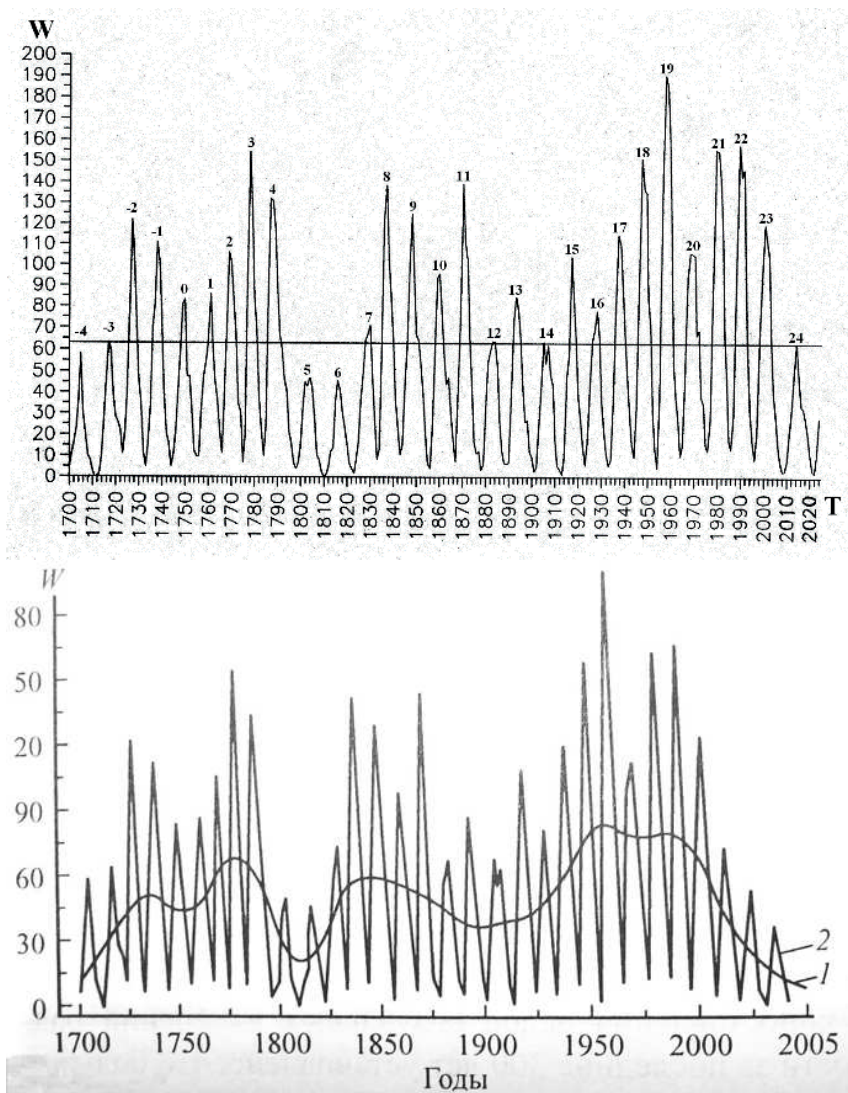


Рис. 4.21. Примеры экстраполяции циклов СА на будущее
(внизу – ожидаемый спад солнечной активности в 24, 25 и 26 циклах
по Х.И. Абдусаматову)

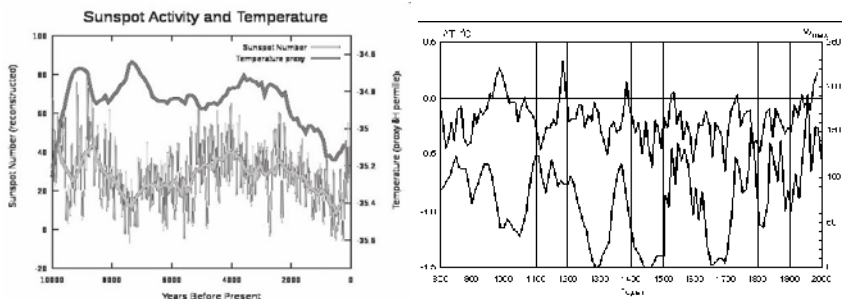


Рис. 4.22. Восстановленные ряды СА за исторический период и связь с температурой (слева – реконструкция солнечных пятен и температуры на основании радиометрии, справа – изменение солнечной активности и среднеполушарной температуры в 800–2000 гг., по данным В.В. Клименко)

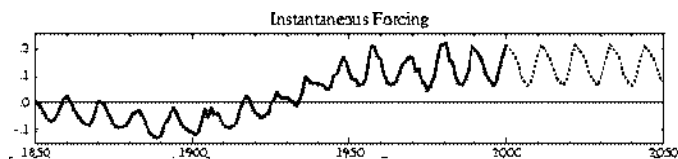


Рис. 4.23. Влияние СА на климат в период 1850–2050 гг., согласно климатическим моделям НАСА

уровня озер, урожаями сельскохозяйственных культур, размножением и миграцией насекомых, эпидемиями гриппа, тифа, холеры, числом сердечно-сосудистых заболеваний, с поведением стратосферы и погодой в тропических широтах Тихого океана и т.д. Однако уже в Третьем оценочном докладе МГЭИК сделан вывод, что вариации солнечного излучения не оказывают решающей роли в современном изменении климата, так как ее величина менее значима по сравнению с парниковыми газами. Увеличение солнечной активности ответственно за половину температурного роста с 1900 г., но не может объяснить рост на $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ с 1980 г. Изменение солнечной активности играло доминирующую роль в начале XX в., а парниковый эффект ответственен за потепление в конце столетия и будет играть все усиливающуюся роль в климате планеты. Вклад вариаций солнечной активности в современный климат оценивается на уровне 16–36 % или, как показано на рис. 4.23, энергетический вклад СА составляет всего $0,1\text{--}0,2\text{ Вт/м}^2$.

4.3. Влияние на климат нестабильности вращения Земли

К малым внешним климатообразующим факторам относятся изменения скорости вращения и колебания полюсов Земли, а также долгопериодные приливные силы. Приливные силы приводят к постепенному увеличению периода вращения Земли вокруг оси, что подтверждается геологическими данными.

Вращение Земли вокруг своей оси испокон веков используется человеком для измерения времени. В астрономии и геодезии оно лежит в основе введения различных систем координат. Однако при вращении Земли меняется ее скорость, движутся географические полюса, колеблется ось вращения в пространстве. Эта нестабильность искажает координаты небесных и земных объектов. Неравномерность вращения и движение полюсов вызываются процессами, протекающими на планете, и зависят от особенностей строения и физических свойств земных недр.

В 123 г. до н.э. Гиппарх открыл явление предварения равноденствий, или прецессию. В 1755 г. Джеймс Брайлей открыл явление нутации оси вращения Земли. Сомнения в постоянстве скорости суточного вращения Земли возникли после открытия Э. Галлеем в 1695 г. векового ускорения движения Луны. Мысль о вековом замедлении вращения Земли под действием приливного трения была впервые высказана И. Кантом в 1755 г. Во второй половине прошлого столетия появились свидетельства нерегулярных флуктуаций скорости вращения Земли и движения географических полюсов. С тех пор за неравномерностью вращения Земли и движением полюсов ведутся регулярные наблюдения.

Скорость вращения Земли можно охарактеризовать отклонением длительности земных суток от эталонных, равных 86 400 с. Чем короче земные сутки, тем быстрее вращается Земля. До создания очень точных атомных часов скорость вращения контролировалась благодаря сравнению наблюдаемых и вычисленных в соответствии с небесно-механическими теориями координат планет. Так удалось получить представление об изменении скорости вращения Земли в течение последних трех столетий (рис. 4.24).

С начала XVIII до середины XIX в. скорость вращения Земли менялась мало. Со второй половины XIX в. и по настоящее время наблюдаются значительные нерегулярные флуктуации угловой скорости вращения с характерными временами порядка 60–70 лет. Быстрее всего Земля вращалась в 1870 г., когда длительность

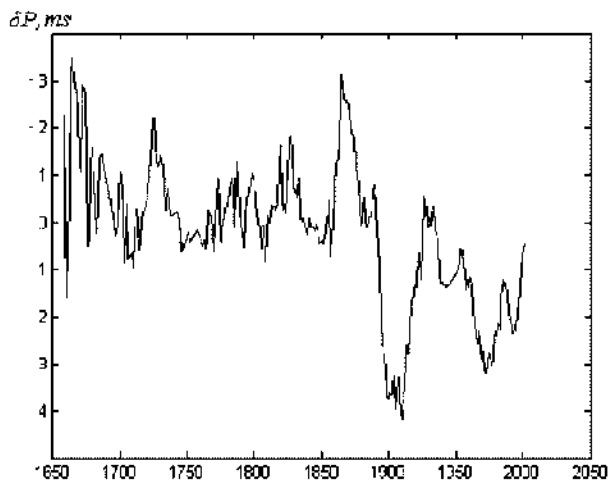


Рис. 4.24. Отклонения δP длительности суток (в миллисекундах) от эталонных за последние 350 лет

суток была на 0,003 с короче эталонных, а медленнее всего – в 1903 г. (земные сутки были длиннее эталонных на 0,004 с). С 1903 по 1934 г. происходило ускорение вращения Земли, с конца 1930-х до 1972 г. наблюдалось замедление, а с 1973 г. по настоящее время Земля ускоряет свое вращение. Колебание угловой скорости вращения Земли, наблюдавшееся в XX в. (с 1903 по 1972 гг.), часто называют 60–70-летним. В XIX в. колебание примерно того же периода было зафиксировано с 1845 по 1903 гг. В более раннюю эпоху 60–70-летние колебания не прослеживаются. К сожалению, данные XVII–XVIII вв. имеют низкую разрешающую способность, так как тогда интервалы времени между наблюдениями иногда достигали 29 лет.

Точность определения неравномерности вращения Земли улучшилась в 1955 г. – после того, как стали использоваться атомные часы. С этого момента появилась возможность регистрировать колебания скорости вращения Земли с периодами более одного месяца. Ход среднемесячных величин скорости вращения за период 1955–2000 гг. показан на рис. 4.25 слева. Скорость вращения Земли бывает наименьшей в апреле и ноябре, а наибольшей – в январе и июле. Январский максимум значительно меньше июльского. Разность между минимальной величиной отклонения длительности земных суток от эталонных в июле и максимальной в апреле или

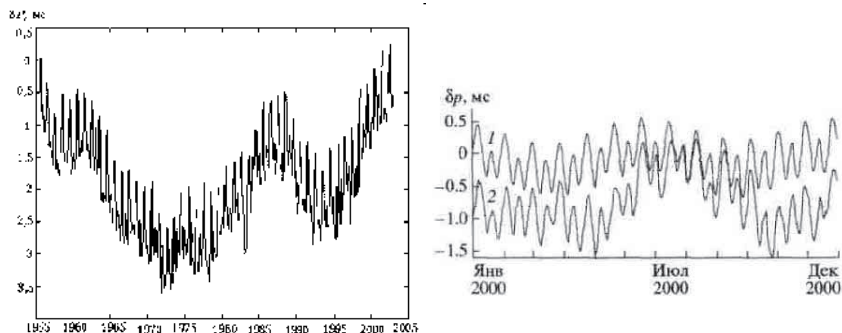


Рис. 4.25. Слева – среднемесячные отклонения δP длительности суток от эталонных с 1955 по 2003 гг. Справа – ход суточных значений отклонений δP длительности суток от эталонных в 2000 г. Кривая 1 (вверху) – прогноз приливных колебаний величин δP , а кривая 2 (внизу) – данные наблюдений

ноябре составляет 0,001 с. В 1980-е гг. астрооптические наблюдения были заменены новыми методами измерений: лазерной локацией спутников (ЛЛС) и Луны (ЛЛЛ), системой глобального позиционирования (СГП) и т. д. Точность определения Всемирного времени увеличилась на два порядка. В итоге появилась возможность изучать колебания скорости вращения Земли с периодами до суток, а в отдельные моменты специальных серий наблюдений – до нескольких часов. На рис. 4.25 справа воспроизведен суточный ход значений отклонений длительности суток в 2000 г. Здесь помимо сезонных изменений, обусловленных гидрометеорологическими процессами, хорошо видны приливные колебания скорости вращения Земли. По величине размаха они немного уступают сезонным колебаниям, но их периоды в десятки раз короче сезонных (близки к 14 суткам).

В приливных колебаниях скорости вращения Земли выделяют-ся составляющие с периодами в год, полгода, 13,7; 27,3; 9,1 суток. Спектральный анализ 350-летнего ряда среднегодовых значений дает максимум спектральной плотности на периоде около 70 лет. Колебание с этим периодом особенно заметно проявлялось в последние 150 лет. В начале XX в. амплитуда 70-летнего колебания достигала 2 месяцев.

Изменяется не только угловая скорость Земли. Наша планета совершает небольшие колебания относительно оси вращения – нутация. Поэтому движутся точки, в которых ось пересекает земную поверхность (мгновенные полюса Земли). Они перемещаются

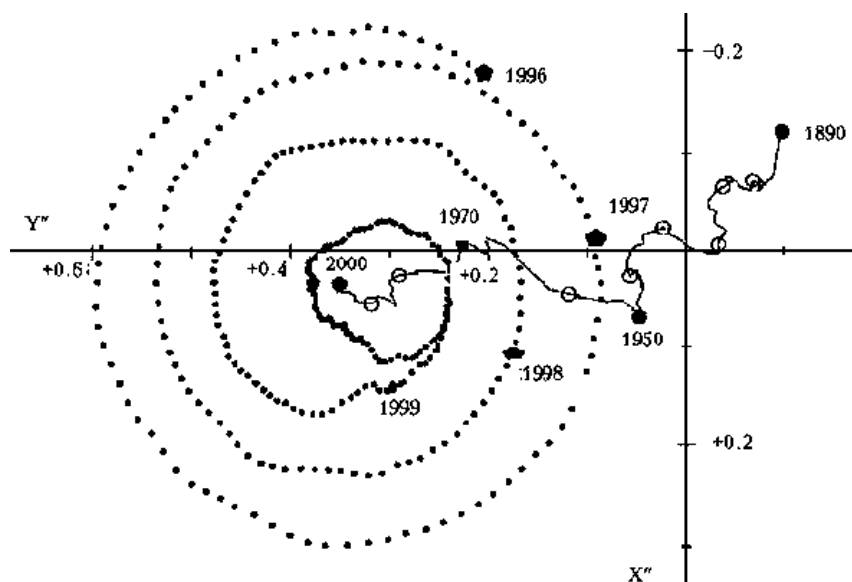


Рис. 4.26. Траектория движения Северного полюса в 1996–2000 гг. Траектория среднего полюса (сплошная) с 1890 по 2000 гг. (IERS Annual Report, 2000)

по земной поверхности вокруг среднего полюса в направлении вращения Земли, то есть с запада на восток. Траектория движения полюса имеет вид спирали, которая периодически то закручивается, то раскручивается. На рис. 4.26 показана траектория движения мгновенного Северного полюса за 1996–2000 гг. Его максимальное удаление от среднего отмечалось в мае – июле 1996 г. Затем полюс стал закручиваться, и это продолжалось до 2000 г., когда он подошел на минимальное расстояние к центру спирали. Сейчас полюс раскручивается и удаляется от своего среднего положения.

Самое большое удаление мгновенного полюса от среднего не превышает 15 м. Закручивание и раскручивание траектории полюса объясняется тем, что он совершает два периодических движения: свободное, или чандлеровское (названо в честь открывшего его в 1891 г. С. Чандлера), с периодом около 14 месяцев и вынужденное – с годовым периодом. Чандлеровское движение полюсов возникает, если ось вращения Земли отклонена от оси ее наибольшего момента инерции. Движение полюсов, вызванное действием на Землю периодических сил атмосферы и гидросферы, называется вынужденным. Период свободного движения зависит не от периода возбуждающей

силы, как это характерно для вынужденного движения, а от динамического сжатия и упругих свойств планеты. Сложение этих движений и дает наблюдаемую картину. Анализ координат полюса за последние 110 лет показывает, что вынужденное движение происходит по эллипсу с запада на восток. Величины больших полуосей эллипса колебались в пределах от 3,4 до 2,7 м, малых полуосей – от 2,5 до 1,8 м, эксцентриситетов – от 0,15 до 0,46.

Чандлеровское движение полюса имеет почти круговую траекторию. Оно характеризуется еще большей изменчивостью параметров. Радиус свободного движения обладает амплитудной модуляцией с периодом около 40 лет. Максимальные значения радиуса (9 м) наблюдались в 1915 и 1955 гг., а минимум (2 м) – в 1930 г. Центр спирали находится в стороне от международного условного начала координат. Причина тому – вековое движение полюса. Если из координат полюса выделить годовую и чандлеровскую составляющие, то останутся координаты среднего полюса. Он тоже смещается. Траектория движения среднего полюса за 1890–2000 гг. изображена на рис. 4.26. В течение периода наблюдений средний полюс смещался по сложной зигзагообразной кривой с преобладающим направлением в сторону Северной Америки (меридиан 290° в. д.) со скоростью около 10 см в год.

В связи с тем, что колебания вращения Земли имеют разные периоды, то и их природа тоже различается [15]. В колебаниях с периодом, равным или менее одного месяца (полмесяца), главную роль играют земные приливы. Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль прямой, соединяющей ее центр с центром возмущающего тела – Луны или Солнца. При этом сжатие Земли увеличивается, когда ось растяжения совпадает с плоскостью экватора, и уменьшается, когда ось растяжения отклоняется к тропикам. Момент инерции сжатой Земли больше, чем недеформированной. А поскольку момент импульса Земли (то есть произведение ее момента инерции на угловую скорость) должен оставаться постоянным, то и скорость вращения сжатой Земли меньше, чем недеформированной. При движении Луны и системы «Земля – Луна» склонения Луны и Солнца и расстояния от Земли до Луны и Солнца постоянно меняются, поэтому приливообразующая сила колеблется во времени соответствующим образом, что в конечном итоге и вызывает приливную неравномерность вращения Земли.

Главной причиной сезонной неравномерности вращения Земли является атмосферная циркуляция и перераспределение момента импульса между атмосферой и Землей. Момент импульса ветров

всей атмосферы не равен нулю (преобладают западные ветры), а составляет в среднем за год $+14 \cdot 10^{25}$ кг м²/с. Его величина меняется в течение года от $+16,1 \cdot 10^{25}$ в апреле и ноябре до $+10,9 \cdot 10^{25}$ кг м²/с в августе. При увеличении момента импульса атмосферы вращение Земли замедляется, при уменьшении – ускоряется. Период обращения атмосферы вокруг оси составляет в апреле и ноябре 23 ч 36 мин, а в августе – 23 ч 45 мин. В среднем за год сутки для атмосферы длятся 23 ч 38 мин, а не 23 ч 56 мин, как для Земли.

Свободное движение полюсов поддерживается межгодовыми колебаниями системы «Земля – океан – атмосфера». Десятилетние колебания координат полюса и скорости вращения обусловлены изменениями масс льда в Антарктиде и Гренландии и вод Мирового океана. Масса ледников значительно меняется во времени. Например, 12 тыс. лет назад растаял громадный ледниковый щит, покрывавший в четвертичном периоде почти всю Русскую равнину и значительные пространства Западной Европы и Северной Америки. Во время малого климатического оптимума, который имел место около тысячи лет назад, у ледникового щита Гренландии была существенно меньшая масса, чем ныне. Такое перераспределение влаги между Мировым океаном и ледниковыми щитами неизбежно сопровождалось изменением момента инерции Земли и должно приводить к неравномерности вращения Земли и движению полюсов.

Теория приводит к системе алгебраических уравнений, связывающих скорость вращения Земли и координаты полюса с массами льда в Антарктиде и Гренландии, а также воды в Мировом океане. Эти уравнения позволяют решать две задачи. Если известны массы льда в Антарктиде, Гренландии и воды в Мировом океане, то можно вычислить характеристики вращения Земли – координаты полюса и скорость вращения Земли. Если же эти массы неизвестны, но имеются данные о нестабильностях вращения Земли, то можно решить обратную задачу: по координатам полюса и скорости вращения вычислить ежегодные значения масс льда в Антарктиде, Гренландии и воды в Мировом океане. Российский ученый Н.С. Сидоренков [15, 16] решил обратную задачу, воспользовавшись данными о вращении Земли за последние 110 лет. Сопоставление результатов расчета с данными измерений массы льда для Антарктиды дало хорошее согласие.

Также было установлено, что периоды ускорений вращения Земли совпадают с эпохами отрицательных аномалий частоты появления типа *C* атмосферной циркуляции и положительных аномалий комбинированного типа (*W* + *E*). Поэтому зная, что в ближайшие

годы наступит период замедления вращения Земли, можно сказать, что начнется новая климатическая эпоха. В одних районах земного шара станет теплее и суше, а в других – прохладнее и влажнее. Типы атмосферной циркуляции S начнут появляться чаще, а $(W + E)$ реже обычного, масса льда в Антарктиде будет уменьшаться, снизится темп роста глобальной температуры, и будут отмечаются отрицательные аномалии глобальной облачности.

Литература

1. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. – СПб.: «Logos», 2009. – 197 с.
2. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. – М.: Изд-во МГУ, 2003.
3. Большаков В.А., Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН. 2011. № 7.
4. Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека. – М.: Наука, 1982.
5. Владимирский Б.М., Кисловодский Л.Д. Солнечная активность и биосфера. – М., 1982.
6. Витинский Ю.И., Оль А.И., Сазонов Б.И. Солнце и атмосфера Земли. – Л., 1976.
7. Гордиец Б.Ф., Марков М.Н., Шелепин Л.А. Солнечная активность и Земля. – М., 1980.
8. Жаров В.Е. Математическое описание прецессии // Сферическая астрономия. М.: Век 2, 2002.
9. Мельников В.П., Смутьский И.И. Астрономическая теория ледниковых периодов: новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. – Новосибирск: Изд-во «Гео», 2009.
10. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.; Л.: ГОНТИ, 1939. – 207 с.
11. Мирошниченко Л.И. Солнечная активность и Земля. – М., 1981.
12. Монин А.С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 246 с.
13. Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики // Успехи физ. наук. – 2000. Т. 170. № 4. – С. 419–445.
14. Пудовкин М.И. Основы физики Солнца. – СПб., 2001.
15. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. – М.: Наука, 2002.
16. Сидоренков Н.С. Межгодовые колебания системы «Атмосфера – океан – Земля» // Физика. № 25/98.
17. Федоров В.М. Теоретический расчет межгодовой изменчивости солнечной постоянной // Астроном. вестник. 2012. Т. 46. № 2. – С. 184–189.
18. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь, 2-е изд. – М., 1976.
19. Чижевский А.Л. Космический пульс жизни. – М.: Мысль. 1995. – 776 с.
20. Adhemar J.A. *Revolutions de la mer: Deluges Periodiques*, Carilian-Goeury et V. Dalmont. P., 1842.
21. Berger A.L., M.F. Loutre. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. 1991. Vol. 10. – P. 297–317.
22. Croll J. Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate. L.: Edward Stanford, 1875.

23. *Imbrie J., Hays J., Martinson D. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // *Milankovitch and Climate*. NATO ASI Ser. C. 126 / A.L. Berger et al (Eds.). – Reidel. Dordrecht, 1984. – P. 269-305.
24. *Hays J.D., J. Imbrie, and N. Shackleton.* Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // *Science*. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.
25. *Laskar J.* Marginal stability and chaos in the Solar System // *Dynamics, ephemerides and astrometry of the Solar System* / Ferraz Mello S. et al. (eds.). IAU: Netherlands, 1996. P. 75–88.
26. *Laskar J., Robutel P., Joutel F. et al.* A Long-term numerical solution for the Earth // *Icarus* 170. 2004. Iss. 2.
27. *Milankovitch M.* Kanon der Erdbestrahlungen und Seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Belgrade, 1941 (Canon of Insolation and the Ice Age Problem. Alven Global, 1998).
28. *Milankovitch and Climate*, NATO ASI Ser. C. 126/ A.L. Berger et al (Eds.). – Reidel. Dordrecht.
29. *Petit. J., Jouzel J., Raynaud D. et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. Vol. 399. P. 429–436.
30. *Roe G.* In defence of Milankovitch // *Geophys. Res. Letters*. 2006. Vol. 33. L24703, doi: 10.1029/2006GL027817.
31. *Schwabe H.* Sonnenbeobachtungen im Jahre 1843 // *Astronomische Nachrichten*. – 1844. Vol. 21. – C. 233.
32. *Smulsky J.J.* Galactica Software for Solving Gravitational Interaction Problems // *Applied Physics Research*. 2012. № 2.
33. *Федоров В.М.* Солнечная радиация и климат Земли [Электронный ресурс] / В.М. Федоров. URL: <http://www.solar-climate.com> (дата обращения: 27.11.2014).
34. *Ямианов В.А.* Планеты и солнечная активность // *Виртуальный мир*. 2005. № 1. – С. 5–11 – URL: <http://att-vesti.narod.ru> (дата обращения: 27.11.2014).

Лекция 5. Влияние геофизических факторов на климат

К геофизическим факторам, которые, как и астрономические, являются внешними по отношению к климатической системе и определяют динамику климата разных временных масштабов, относятся:

- перемещение материков по Земному шару и горообразование;
- движение магнитных полюсов Земли;
- вулканические извержения;
- природные катастрофы.

5.1. Перемещение материков по земному шару и горообразование

Современный геологический календарь выделяет следующие основные стадии в динамике материков [9, 13, 16]:

- 1,1 млрд лет назад возник суперконтинент Родиния, который омывался гигантским океаном Мировия;
- 750 млн лет назад Родиния распалась;
- в эпоху палеозоя (500 млн лет назад) из частей Родинии возник протоконтинент Пангея;
- 150–220 млн лет назад Пангея распалась на два континента – Лавразию и Гондвану;
- 135–200 млн лет назад Лавразия распалась на современные континенты – Евразию и Северную Америку;
- 30 млн лет после распада Пангеи Гондвана распалась на современные континенты – Африку, Южную Америку, Антарктиду, Австралию и субконтинент Индия, который впоследствии соединился с южной Евразией;
- через 300 млн лет, если сохранится современная скорость движения континентов, возможно возникновение нового суперконтинента – Пангеи Ультимы.

Первым свидетельством движения континентов издавна считалось сходство очертаний западного берега Африки и восточного берега Южной Америки. Неслучайность этого сходства отмечал еще английский философ Фрэнсис Бэкон в своем сочинении «Новый Органон» (1620). Он первым подметил, что все материки и значительные полуострова напоминают по своей форме обращенные остроконечиями на юг треугольники. Затем Рейнгольд Форстер указал, что западные берега всех континентов обрывисто сходят в глубокую

воду и изрезаны многими заливами и бухтами. На востоке у всех материков, напротив, имеются выступы в сторону океана с сильно изогнутыми дугами островов. В 1658 г. Плассе высказывал предположение, что Старый и Новый Свет разделились в результате всемирного потопа, и эта точка зрения просуществовала по меньшей мере до XIX столетия. Географ Карл Риттер (1779–1859) обратил внимание, что если на глобусе через какую-либо точку земной суши мысленно провести диаметр через земной шар, то противоположная (антиподная) точка в 19 случаях из 20 окажется не на суше, а в океане или море. Первым пришел к выводу, что атлантические побережья были когда-то едины, французский мыслитель Бюффон (1708–1788). Сложены они из одинаковых кристаллических пород и перекрывающих их осадочных слоев с одними и теми же окаменелостями растений и животных. Александр фон Гумбольдт (1769–1859) продемонстрировал столь замечательную параллельность между берегами Атлантического океана, что весь он обрел вид гигантской горной долины.

В 1858 г. итальянский ученый Антонио Снидер-Пеллегрини обосновывал идею об образовании Атлантики в результате раскола единого праматерика и раздвижения его осколков сходством очертаний противоположных берегов Атлантики, а также ископаемых растений и месторождений угля в Европе и Америке. В 1965 г. Э. Буллард, Дж. Эверетт и А. Смит при помощи вычислительной техники подобрали наилучший вариант совмещения естественных границ приатлантических континентов – их материковых склонов (рис. 5.1). Показанные на рисунке черным цветом зоны несовпадения материковых склонов очень узки по сравнению с размерами самих континентов; так, среднее квадратичное отклонение двух контуров между устьем Амазонки и мысом Доброй Надежды составляет всего 88 км. Несколько хуже, но все же приемлемо полученное совпадение границ Северной Атлантики; правда, оно потребовало небольшой деформации континентов – поворота Испании относительно Европы, частично закрывающего Бискайский залив, а также неучета Мексики и Центральной Америки.

Д. Дарвин и Фишер (1880 г.) предлагали объяснять движение континентов перестройкой формы Земли после гипотетического отрыва от нее Луны на месте современного Тихого океана (в результате резонанса при совпадении периодов вращения Земли и ее собственных колебаний), однако теперь эта гипотеза о происхождении Луны признана несостоятельной. В 1908 г. американский ученый Ф. Тэйлор выдвинул ряд аргументов в пользу движения континентов

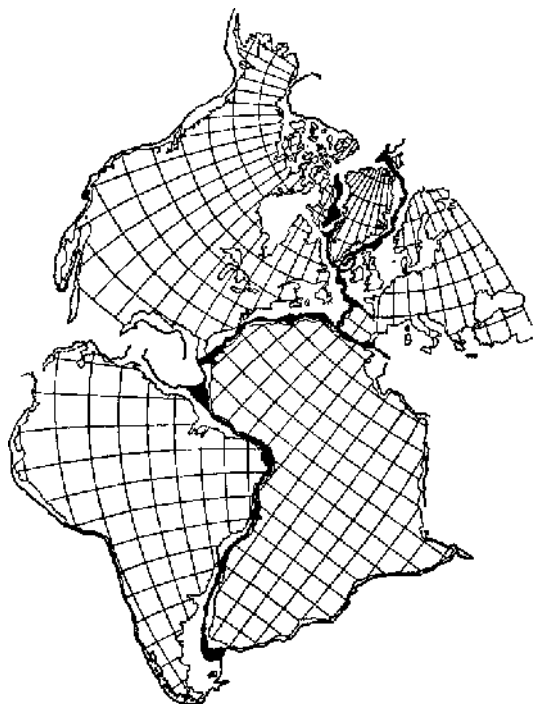


Рис. 5.1. Совмещение границ приатлантических континентов по Э. Булларду, Дж. Эверетту и А. Смиту (1965 г.)

(по направлению к экватору, но с отклонениями и на запад, и на восток), объясняя им образование и складчатых гор, и островных дуг. В серии статей за 1911–1928 гг. американского геолога Бейкера движение континентов обосновывалось соответствием горных систем (каледонид) на противоположных берегах Атлантики и предлагалась реконструкция единого праматерика, обеспечивающая непрерывность этих горных систем.

Наибольшую популярность идея о движении континентов приобрела в результате работ выдающегося немецкого геофизика Альфреда Вегенера, который справедливо считается главным автором этой идеи [1, 2]. Впервые Альфред Вегенер выступил с докладом о дрейфе материков 6 января 1912 г. на собрании Немецкого геологического общества и сформулировал свою идею в статье «Происхождение континентов» (1912), а затем в книге «Возникновение материков и океанов» (1915), многократно переиздававшейся

и переведенной на многие языки (русский перевод вышел в 1925 г.). Доказательствами теории дрейфа материков были: а) молодость океанического дна вблизи среднеокеанических рифтовых хребтов; б) сходство конфигурации и строения материков, являвшихся единым целым, и сходство их палеофлор, фаун и климатов; в) реконструкция положения магнитных полюсов относительно материков по палеомагнитным данным.

Вегенер утверждал, что сначала на поверхности Земли возник тонкий слой гранитных пород. Со временем гранитные глыбы сконцентрировались в один большой праcontinent – Пангею (570–280 млн лет назад). Тогда же образовался праокеан, который окружал эту сушу. Затем Пангея раскололась и продолжала распадаться на более мелкие части. Эта революционная для тех лет теория достаточно просто объясняла многие непонятные геологические факты. Механизм движения континентов Вегенер обосновал действием центробежных сил в результате вращения Земли и взаимным притяжением Земли, Солнца и Луны. Таким образом он объяснял отдаление Северной Америки от Европы и Африки, возникновение Атлантического океана, а также интенсивное образование грандиозных складчатых горных цепей Кордильер и Анд во фронтальной части обоих американских материков, надвигающихся на тихоокеанскую платформу. Дрейф континентов от полюсов в направлении экватора, вызванный вращательным движением Земли, привел к столкновению Европы и Африки, в результате чего в Африке образовались Атласские горы, а в Европе – Альпы, Карпаты, Динарское нагорье и другие горные цепи. Появление Гималаев, в свою очередь, было результатом столкновения Деканского нагорья с Азией. Эти молодые горные цепи возникли в результате медленного движения континентов почти перпендикулярно к общепризнанным, по Вегенеру, направлениям дрейфа. Более старые горные цепи ориентированы в иных направлениях, которые Вегенер объяснял другим в то время местоположением как полюсов, так и оси вращения Земли, от которых зависело направление дрейфа.

Согласно современной теории литосферных плит, вся литосфера узкими и активными зонам (глубинными разломами) разделена на отдельные блоки, перемещающиеся в пластичном слое верхней мантии относительно друг друга со скоростью 2–3 см в год. Эти блоки называются литосферными плитами. Особенность литосферных плит – их жесткость и способность при отсутствии внешних воздействий длительное время сохранять неизменными форму и строение.

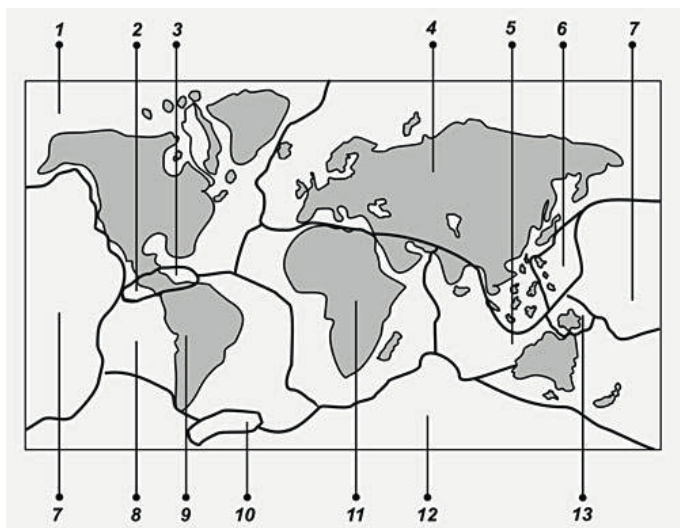


Рис. 5.2. Строение поверхности Земли по теории тектонических плит, где 1 – Северо-Американская плита; 2 – «Кокос»-плита; 3 – Карибская плита; 4 – Евро-Азиатская плита; 5 – Индо-Австралийская плита; 6 – Филиппинская плита; 7 – Тихоокеанская плита; 8 – Плита «Каска»; 9 – Южно-Американская плита; 10 – Плита «Скотка»; 11 – Африканская плита; 12 – Антарктическая плита; 13 – Каролинская плита

Литосферные плиты подвижны и их перемещение происходит под влиянием конвективных течений в мантии. Отдельные литосферные плиты могут расходиться, сближаться или скользить друг относительно друга. В первом случае между плитами возникают зоны растяжения с трещинами вдоль границ плит, во втором – зоны сжатия, сопровождаемые надвиганием одной плиты на другую, в третьем – сдвиговые зоны – разломы, вдоль которых происходит скольжение соседних плит. В местах схождения континентальных плит происходит их столкновение, образуются горные пояса. Так возникла, например, на границе Евразийской и Индо-Австралийской плиты горная система Гималаи. В настоящее время можно выделить семь наиболее крупных плит и шесть небольших (рис. 5.2). Из них самая большая по площади – Тихоокеанская, которая целиком состоит из океанической литосферы.

Первый известный гигантский материк, который сформировался в конце раннего протерозоя, 1150 млн лет назад, и практически полностью вышел из-под уровня моря, получил название Родиния и, вероятно, представлял собой высокогорное плато (в среднем около 3 км



Рис. 5.3. Суперматерик Родиния и его составные части

над уровнем океана) без особо выраженных вершин. Хотя геофизики предполагают, что до Родинии существовали и другие суперконтиненты: Кенорленд – максимальная сборка континента ~2,75 млрд лет назад, Нуна – максимальная сборка ~1,8 млрд лет назад [15].

Вместе с суперконтинентом Родиния на остальной части Земли существовал гигантский океан Мировия, который, несмотря на свои обширные размеры, был гораздо меньше современного океана. Расположение и очертания суперконтинента Родиния все еще остаются предметом острых споров в научной среде (рис. 5.3). Определенные совпадения на краях плит Северной Америки и Антарктиды позволили выдвинуть предположение о том, что эти два материка в протерозойскую эру были соединены между собой. Северная Америка с Гренландией в то время сообщались с Европой, которая, в свою очередь, столкнулась с Азией. На месте этого столкновения выросли Уральские горы – на сегодня один из древнейших горных массивов на планете, хотя они и несколько потеряли в своей первоначальной высоте после продолжительной эрозии.

Примерно 800–900 млн лет назад Родиния начала раскалываться под воздействием своеобразных горячих точек – магматических выбросов, взламывавших земную кору и выбрасывавших на ее поверхность огромное количество лавы. Раскол суперконтинента сопровождался расширением океанов и морей, вследствие чего

увеличивалось количество водяного пара в атмосфере. Из-за обильных дождей углерод, находившийся в атмосфере в форме углекислого газа, оказался в океанских просторах и обосновался в осадочных отложениях в форме карбонатов. Вывод углерода из атмосферы увеличил скорость похолодания, и около 800 млн лет назад началось глобальное оледенение, а около 750 млн лет назад уже и большая часть Родинии была покрыта льдом толщиной 2 км. На планете начали образовываться огромные ледники, поверхность которых стала отражать в космическое пространство еще больше солнечных лучей. Согласно одной из палеоклиматических реконструкций (гипотеза «Земля – снежок»), во время существования Родинии на планете наступил глобальный ледниковый период, который закончился только когда Родиния раскололась. Подобные масштабные оледенения в дальнейшей истории нашей планеты не повторялись, поскольку вновь формировавшиеся континенты уже не имели исключительно экваториальной конфигурации. Геохронологический период, получивший название криогений, предположительно характеризовался тем, что большая часть Родинии была расположена вокруг Южного полюса, а окружавший ее океан был покрыт льдом толщиной в 2 км. Лишь часть Родинии – будущая Гондвана – находилась вблизи экватора. Распад суперконтинента, продолжавшийся в течение 30–40 млн лет, привел к постепенному понижению средней температуры на поверхности нашей планеты примерно на 8 °С.

Геофизик Ив Годдери из Национального центра научных исследований Франции отмечает: «Оледенение Земли было вызвано значительным снижением количества углекислого газа в атмосфере. Оно, в свою очередь, явилось результатом распада суперконтинента Родиния, центр которого тогда находился в зоне экватора и который простирался от 60 градусов северной широты до 60 градусов южной широты». Средняя температура на планете упала до –40 °С, на полюсах Земли она была значительно ниже: до –80 °С. Но несмотря на масштабное оледенение процессы формирования континентальной коры и активная вулканическая деятельность продолжались. Мощные вулканы выбрасывали в атмосферу планеты углекислый газ, поэтому спустя определенный промежуток времени средняя температура поднялась до отметки в 25–30 °С. Климат на Земле стал очень жарким. В эдиакарии, 600 миллионов лет назад, когда осколки Родинии продвинулись на север, на них стала развиваться многоклеточная простая жизнь, а Мировия превратилась в океаны Панталасса и Панафрикан.

В это самое продолжительное время в геологической истории Земли – протерозое – происходили интенсивные горообразовательные процессы и тектонические движения, и в результате завершилось формирование многих платформ земной коры, ограниченных горно-складчатыми областями. Именно эти обширные и малоподвижные участки создают твердый материковый каркас. Материк Родиния распался на несколько отдельных континентов и мелких островков. Образовались Амазония (включавшая в себя Гвиану и Центральную Бразилию), Северная Америка, Восточная Антарктида, Индия, Центральная Африка, Западная Африка, Южная Африка (Калахари), Западная Австралия, Сибирь, Восточная Европа, Южный Китай и Тарим. На поверхности новых континентов сформировались обширные базальтовые отложения из гигантских потоков лавы.

Континенты, разбросанные по планете более или менее равномерно, начали медленно дрейфовать по протерозойскому океану, пока вновь не стали собираться в суперконтинент Паннотия, который является гипотетическим и существовал недолго, приблизительно в период 540–600 млн лет тому назад [7]. Впервые был описан Иэном В. Д. Дизлом в 1997 г. Паннотия начала формироваться около 750 млн лет тому назад в результате разделения предыдущего суперконтинента Родинии на Прото-Лавразию (впоследствии дополнительно разделившуюся и вновь образовавшую Лавразию), прото-платформу Конго и Прото-Гондвану (Гондвану без Атлантики и Конголезской платформы). При смещении Прото-Лавразии к Южному полюсу, частичном повороте Прото-Гондваны и внедрении между ними Конголезской платформы приблизительно 600 млн лет тому назад образовалась Паннотия. В связи с тем, что большие материковые массы находились вокруг полюсов, предполагается, что масштабы материкового оледенения в эпоху Паннотии были максимальными за всю геологическую историю. Именно этому периоду (терминальный рифей, 680–570 млн лет назад) соответствует известное лапландское оледенение, которым были охвачены большие пространства Европы и Северной Америки. Ледниковые отложения этого возраста известны на Урале, в Тянь-Шане, на Русской платформе (Белоруссия), в Скандинавии (Норвегия), в Гренландии и Скалистых горах.

После распада Паннотии континенты объединились в наиболее известный и исследованный суперконтинент Пангея («всеземля»), который после своего распада и сформировал современную географическую картину Земли. Исходя из сходства контуров берегов и геологического строения А. Вегенер предложил реконструкцию Пангеи и процесса ее распада, что показано на рис. 5.4. Одна из главных

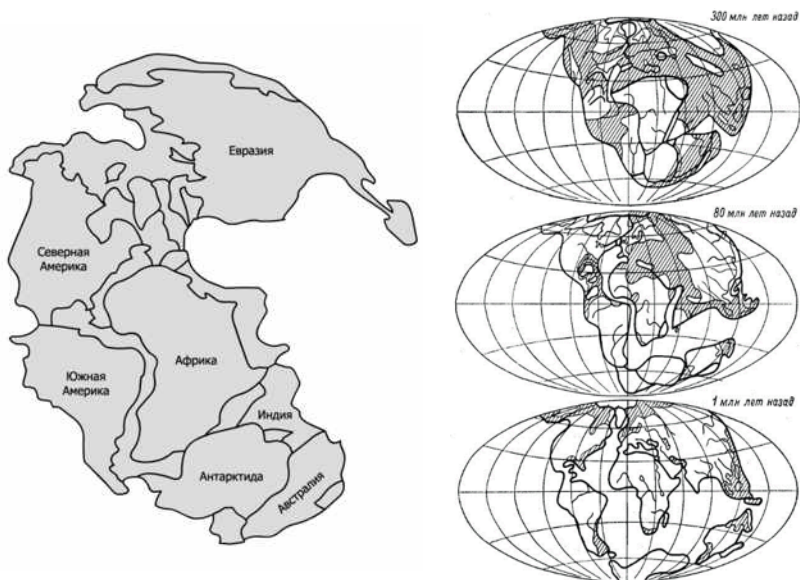


Рис. 5.4. Реконструкция Пангеи с обозначением современных континентов (слева) и процесса ее распада по А. Вегенеру (справа). Заштрихованы области континентов, покрытые мелкими морями

целей, которые преследовал Вегенер при составлении этой реконструкции, — объяснение климата Земли во время пермокарбонového оледенения Гондваны. Это объяснение получило горячую поддержку одного из крупнейших климатологов того времени В. Кеппена и нашло отражение в их совместной книге «Климаты геологического прошлого» (1921).

В процессе формирования Пангеи из более древних континентов на местах их столкновения возникли горные системы, некоторые из них просуществовали и до нашего времени, к примеру Урал или Аппалачи. Эти ранние горы гораздо древнее таких сравнительно молодых горных систем, как Альпы в Европе, Кордильеры в Северной Америке, Анды в Южной Америке или Гималаи в Азии. Из-за длящейся много миллионов лет эрозии Урал и Аппалачи стали обкатанными и невысокими горами. Гигантский океан, омывавший Пангею, получил название Панталасса («собрание морей»). Пангея образовалась в пермском периоде (310–250 млн лет назад) и раскололась в конце триаса, примерно 200–210 млн лет назад, на два континента (рис. 5.5). Северный континент Лавразия позже раскололся



Рис. 5.5. Распад Пангеи на Лавразию и Гондвану 200 млн лет назад

на Евразию и Северную Америку, в то время как из южного континента Гондвана позже образовались Африка, Южная Америка, Австралия и Антарктида.

В конце перми и начале триаса (250 млн лет назад) произошли расколы земной коры. Гигантские разломы рассекли земную кору в основном на стыке Лавразийского и Гондванского мегаблоков. Вдоль

этих провалов, заполнившихся вскоре водой, изливались базальтовые лавы, а кое-где случались и вулканические извержения. С течением времени рельеф суши становился все более изрезанным и контрастным. Наконец, отдельные трещины стали сливаться вместе, образовав единую разветвленную систему прогибов, которые были обрамлены глыбовыми хребтами. На рубеже юрского и мелового периодов (150 млн лет назад) Лавразийский и Гондванский блоки разошлись, и Пангея перестала существовать. Гондванский блок, сохранявший относительную целостность, в меловой период распался на несколько крупных фрагментов. Уже в неокомское время между Африкой и Южной Америкой, составлявшими до того единое целое, сформировалась сложная система континентальных рифтов, отдельные отрезки которой уходили далеко в сторону от основного направления расколов. Полностью разделение Африканского и Южно-Американского континентов произошло на рубеже раннего и позднего мела. Это событие ознаменовалось мощными подводными вулканическими излияниями и извержениями вулканов на тихоокеанской окраине Южной Америки. В раннем мелу от Африки откололись Индостанский, Мадагаскарский и Австрало-Антарктический блоки. Распад Гондваны завершился в кайнозое отделением Антарктиды от Австралии.

Начиная с кембрия, долговременное извлечение углерода из атмосферы биотой шло уже двумя мощными путями — как захоронением неокислившейся органики, так и отложением биогенных карбонатов. Вероятно, в результате этого и возникали в палеозойскую эру несколько оледенений. Это оледенение пермо-карбоновое (350–230 млн лет назад), начавшегося в каменноугольном периоде, а также оледенения на границе верхнего ордовика — нижнего силура

(460–420 млн лет назад) и оледенение верхнего девона (370–355 млн лет назад). Пермо-карбоновое оледенение было значительно более выражено по сравнению с другими, предыдущими палеозойскими оледенениями, но даже ему было далеко до нижне- и верхнепротерозойских оледенений.

Перед каждым из палеозойских оледенений вначале происходил прогиб материков, в результате длительной эрозии и накопления обломочных осадков в крупных вытянутых впадинах коры (геосинклиналях). При этом обширная площадь суши покрывалась мелководными внутриконтинентальными морями с очень пологими берегами – а это весьма комфортные места и для захоронения органики, и для накопления биогенных карбонатов. Зависимость интенсивности накопления карбонатов от площади внутриконтинентальных морей выражается известным законом карбонатонакопления – «масса карбонатных пород, отлагавшихся в осадочной оболочке Земли в ту или иную эпоху, была прямо пропорциональна: а) интенсивности вулканической деятельности и б) площади внутриконтинентальных морей». Процессы эрозии также выполаживали береговую зону по окраинам материков, на границе с океаном, увеличивая площадь мелководий.

Причиной самого мощного пермо-карбонового, или гондванского, оледенения, при котором ледяной покров опускался в низкие широты до 30–35°, как раз и было совместное воздействие углеродного цикла и геофизических факторов [12]. Биомасса в этот период была уже достаточно большой, и при похолодании и покрытии части поверхности Земли ледяным покровом площадь распространения биоты и ее общая масса резко снижалась, как и потоки поглощаемого в процессе фотосинтеза углекислого газа, и потоки испускаемого CO_2 в процессах дыхания. Но при этом улучшались условия для захоронения отмершей органики и поток захороняемого углерода растет. Кроме того, в то время еще не успели в достаточной мере развиваться организмы, разрушающие древесину, что, как и пониженные температуры, должно было дополнительно способствовать захоронению неокисленной органики. С другой стороны, оледенению способствовало и существование Пангеи, простиравшейся от полюса до полюса, где в условиях относительно высокого стояния суши в периоды тектонических поднятий и близости ее к полюсам создавались наиболее благоприятные условия для возникновения и развития ледяных шапок. Прежде всего это относится к Гондване, часть которой располагалась вблизи Южного полюса.

Оледенение Антарктиды 30–50 млн лет назад могло быть вызвано ее отделением от Австралии, образование пролива Дрейка и Антарктического циркумполярного течения, которые не позволили тропическим теплым водным массам достигать Южного полюса. Поэтому в случаях, когда районы географических полюсов оказывались на обширной суше или в замкнутом водоеме в высоких широтах, возникали оледенения. Современное расположение материков как раз и определило более холодный климат нашего периода, например, с климатом палеозоя или мезозоя, когда средняя температура Земли была при отсутствии оледенений почти на 10 °C выше, чем сегодня. В наших условиях расположения континентов один из них – Антарктида – находится непосредственно на полюсе и изолирован от остальной части планеты циркумполярным круговым течением, а на Северном полюсе хотя и находится океан, но он небольшой и со всех сторон окружен сушей, которая смещена к северу и простирается до 70–75° с. ш., то есть практически до полюса. Единственным потоком тепла из Атлантического в Северный Ледовитый океан является течение Гольфстрим, которое и определяет климат северной Атлантики и Европы. При нарушении этого течения климат Европы может существенно измениться, как было, например, совсем недавно – в Малый ледниковый период, имевший место на Земле в течение XIV–XIX вв.

Процесс горообразования непосредственно связан с движением материков и столкновением тектонических плит [10]. В месте столкновения материковых плит земная кора деформируется, породы сминаются в складки и вздымаются, образуя горные системы. Так, 280 млн лет назад при сближении Восточно-Европейской и Сибирской плит появились Уральские горы, а 65 млн лет назад при столкновении Евразийской и Африканской плит начали формироваться Альпы. При столкновении океанической и материковой плит породы на краю материковой плиты сминаются, формируя горный массив, а край океанической плиты погружается под материковую и плавится в мантии; расплав поднимается к поверхности, вздымая породы все выше и выше, и извергается из трещин верхней плиты, формируя вулканы. Так, например, возникли Анды. При расхождении океанических плит сквозь разлом в земной коре изливается магма и, застывая, образует на дне срединно-океанические хребты, протянувшиеся через все океаны.

Влияние рельефа на климат велико и чрезвычайно разнообразно. Оно имеет две характерные черты [18]: во-первых, под влиянием особенностей рельефа создаются специфические черты

климата внутри горных стран; во-вторых, горные системы, нарушая процессы адвекции воздушных масс и атмосферной циркуляции, оказывают существенное влияние на климат и погоду прилегающих районов.

Главная особенность горного климата состоит в том, что практически все климатические характеристики изменяются с высотой. И если материк Родиния являлся плоскогорьем и имел среднюю высоту в 3 км, то температура на этой поверхности при современном среднем температурном градиенте 5–6 °C/км была на 5–6 °C ниже, чем на побережье. Средняя высота современной Антарктиды составляет 2040 м, что приводит к самым холодным температурам на Земле около –90 °C, в то время как на Северном полюсе средняя зимняя температура около –40 °C, так как глубина океана под ним 4261 м. Другая особенность гор – это влияние на глобальную и локальную атмосферную циркуляцию. Горы влияют на динамику атмосферы еще на 2–3 высоты от своих вершин, поэтому горы могут ослаблять два основных вида циркуляции: между экватором и полюсом и между океаном и сушей. Наиболее наглядный пример – влияние широтного пояса гор Евразии (Пиренеи, Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи, Тибет) на ослабление циркуляции между экватором и полюсом и усилении западного переноса в этой части Земли.

5.2. Движение магнитных полюсов Земли

Еще одним важным геофизическим фактором, влияющим на изменение климата, является динамика магнитных полюсов и колебания магнитного поля Земли. В 1600 г. английский ученый Уильям Гильберт в своей книге «О магните, магнитных телах и большом магните – Земле» представил Землю, как гигантский постоянный магнит, ось которого не совпадает с осью вращения Земли, и угол между этими осями называл «магнитным склонением». Карл Гаусс выдвинул теорию о происхождении магнитного поля Земли и в 1839 г. доказал, что основная его часть выходит из Земли, а причину небольших коротких отклонений его значений необходимо искать во внешней среде. Поэтому Землю можно представить в виде магнитного диполя, как показано на рис. 5.6.

В 1702 г. Э. Галлей создает первые магнитные карты Земли. Основная причина наличия магнитного поля заключается в том, что ядро Земли состоит из раскаленного железа – хорошего проводника

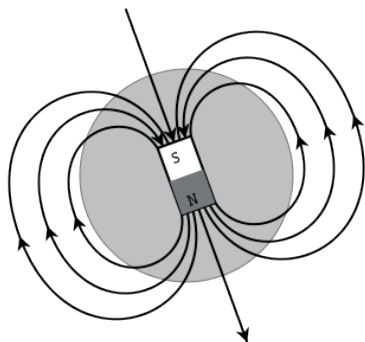


Рис. 5.6. Представление Земли в виде магнитного диполя

электрических токов, возникающих внутри Земли. Магнитное поле Земли образует магнитосферу, простирающуюся на 70–80 тыс. км в направлении Солнца. Она экранирует поверхность Земли, защищает от вредного влияния заряженных частиц, высоких энергий и космических лучей.

Еще в 1635 г. Геллибранд устанавливает, что магнитное поле Земли меняется. Позднее было открыто, что существуют постоянные и кратковременные изменения магнитного поля Земли. Причиной

постоянных изменений является наличие залежей полезных ископаемых. На Земле имеются такие территории, где ее собственное магнитное поле сильно искажается залеганием железных руд, например известная Курская магнитная аномалия, расположенная в Курской области. Заметное влияние на магнитное поле на поверхности Земли оказывают токи в ионосфере, которая простирается до высот порядка 100 км и выше и содержит большое количество ионов. Плазма удерживается магнитным полем Земли, но ее состояние определяется взаимодействием магнитного поля Земли с солнечным ветром, чем и объясняется связь магнитных бурь на Земле с солнечными вспышками.

Прямая, проходящая через магнитные полюсы, называется магнитной осью Земли. Окружность большого круга в плоскости, которая перпендикулярна к магнитной оси, называется магнитным экватором. Вектор магнитного поля в точках магнитного экватора имеет приблизительно горизонтальное направление. Средняя напряженность поля на поверхности Земли составляет около 0,5 Э (40 А/м) и сильно зависит от географического положения. Напряженность магнитного поля на магнитном экваторе – около 0,34 Э, у магнитных полюсов – около 0,66 Э. В районах магнитных аномалий напряженность поля резко возрастает, например в районе Курской магнитной аномалии она достигает 2 Э.

Особыми точками магнитного поля являются магнитные полюса, в которых силовые линии магнитного поля направлены строго под углом 90° к поверхности. Расположение северного магнитного полюса не совпадает с географическим Северным полюсом.

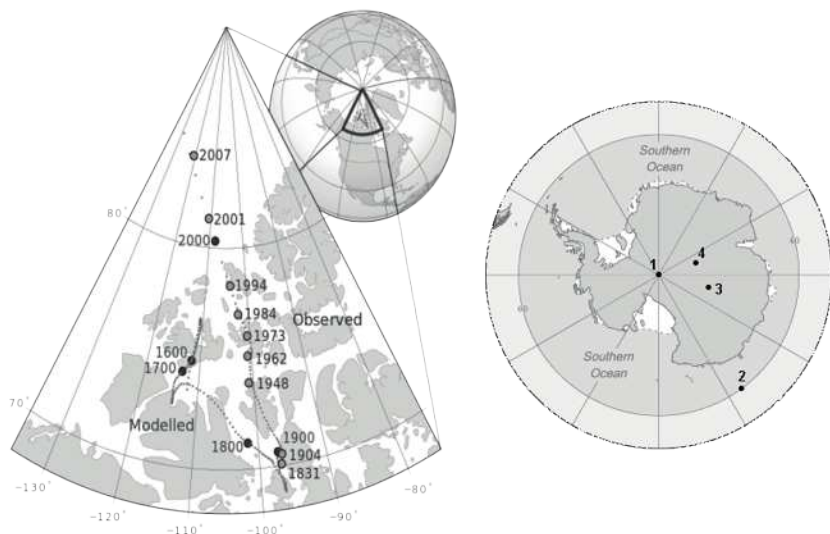


Рис. 5.7. Динамика северного магнитного полюса (слева) и современное положение южного магнитного полюса (справа), где 1 – южный географический полюс, 2 – южный магнитный полюс (2007 г.), 3 – южный геомагнитный полюс, 4 – южный полюс недоступности

Примерно с начала XVII в. полюс располагается под паковыми льдами в границах нынешней канадской Арктики. Это приводит к тому, что стрелка компаса показывает на север не точно, а лишь приблизительно. Каждый день полюс движется по эллиптической траектории и, кроме того, смещается в северном и северо-западном направлении со скоростью около 10 км в год. Со второй половины XX в. полюс довольно быстро движется в сторону Таймыра. В 2009 г. скорость движения северного магнитного полюса составляла 64 км в год. Южный магнитный полюс за последние 100 лет переместился почти на 900 км и вышел из Антарктиды в Индийский океан (рис. 5.7). Северный магнитный полюс был открыт в 1831 г. английским полярным исследователем Джоном Россом в Канадском архипелаге, а южный – в 1841 г. Джеймсом Россом (племянником Джона Росса) в Антарктиде.

В истории Земли имело место не только движение магнитных полюсов, но и инверсии магнитного поля – изменение его направления, при котором полюса меняются местами. Предположительно, последний раз инверсия произошла около 700 тыс. лет назад [19]. Инверсии магнитного поля происходят через интервалы времени

от десятков тысяч лет до огромных промежутков спокойного магнитного поля в десятки миллионов лет, когда инверсии не происходили. Не обнаружено никакой периодичности в смене полюсов, и этот процесс считается стохастическим. За длительными периодами спокойного магнитного поля могут следовать периоды многократных инверсий с различной длительностью и наоборот. Американские специалисты из университета Джонса Хопкинса (США) предполагают, что во время инверсий магнитосфера Земли ослабевала настолько, что космическое излучение могло достигать поверхности Земли, поэтому это явление могло наносить вред живым организмам на планете, а очередная смена полюсов может привести к еще более серьезным последствиям для человечества вплоть до глобальной катастрофы. Если *homo sapiens* возник 240 тыс. лет назад, это значит, что наш вид ни разу не переживал геомагнитных инверсий. При этом большинство ученых сходится во мнении, что сам процесс от начала до конца занимает несколько тысяч лет: от 2–3 до 7–10 тыс. лет, хотя есть мнения и о продолжительности в десятки тысяч лет. При этом, правда, наиболее активная стадия может происходить внутри тысячелетнего временного интервала. Смене линий магнитного поля всегда предшествует его ослабление, но не всегда ослабление поля приводит к его перевороту.

За последние полтора века с момента начала регулярных наблюдений было зарегистрировано 10-процентное ослабление поля. Исследования минералов показывают, что магнитное поле Земли за 4,5 млрд лет меняло свою ориентацию с севера на юг и обратно сотни раз, но жизнь сохранилась. Если во время переполюсовки магнитосфера Земли на некоторое время исчезнет, то на Землю обрушится поток космических лучей, что может представить реальную опасность для обитателей планеты, особенно если исчезновение магнитосферы будет сопряжено с истощением озонового слоя. Современные контурные карты магнитного поля Земли на границе ядро-мантия, составленные по измерениям, сделанным со спутника, показывают, что большая часть магнитного потока направлена от центра Земли в Южном полушарии и к центру – в Северном. Участки обратного магнитного поля росли в числе и размерах между 1980 и 2000 гг. Если они заполнят все пространство у обоих полюсов, то может произойти переполаризация.

На динамику климата влияет как напряженность магнитного поля, так и положение магнитных полюсов. На рис. 5.8 показаны колебания различных геофизических характеристик за последние 800 тыс. лет из работы Дж. Фостера [19].

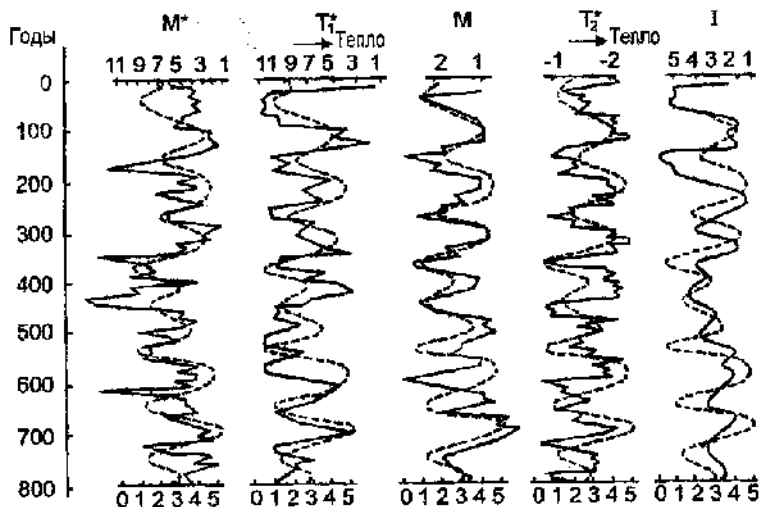


Рис. 5.8. Связь температуры океана (T) с напряженностью магнитного поля Земли (M) за последние 800 тыс. лет

Сопоставление данных рис. 5.8 позволяет сделать следующие выводы:

- имеет место хорошая взаимосвязь между напряженностью магнитного поля (МП), температурой воды в Атлантическом и Тихом океанах, интенсивностью циркуляции океанических вод (I) и эксцентриситетом орбиты Земли;
- при высокой напряженности магнитного поля повышается интенсивность циркуляции атмосферы и океана;
- при высокой напряженности МП уменьшается температура за счет усиления вертикальных токов, уменьшения влагосодержания, усиление потерь в энергии в длинноволновом излучении.

На рис. 5.9 воспроизведена кривая напряженности магнитного поля Земли по археомагнитным данным за последние 8,5 тыс. лет (наша эра и до нашей эры). За это время наблюдался и климатический оптимум – период наиболее теплого климата за последние десятки тысяч лет и период суровых климатических условий. Из рис. 5.9 следует, что высокая напряженность МП соответствует суровому и холодному климату, а низкая МП – климатическому оптимуму.

На климат Земли может оказывать влияние не только напряженность МП, но положение геомагнитного полюса, поскольку в этом районе облегчен приток заряженных частиц из космоса. Известно,



Рис. 5.9. Напряженность магнитного поля и климат Земли за последние 8 тыс. лет

что наиболее сильные холода наблюдались в период 25–35 тыс. лет назад, когда геомагнитный полюс располагался над Евразией, а 10–12 тыс. лет назад произошло внезапное отступление льда, которое носило катастрофический характер, и геомагнитный полюс перемещался из восточного полушария в западное. Эти явления можно объяснить, если учесть, что вокруг геомагнитного полюса развиваются циклоны и преобладает циркуляция, направленная против часовой стрелки. При смещении геомагнитного полюса в западное полушарие теплые влажные воздушные массы и массы теплой океанической воды устремляются из Атлантики в Арктику, которая становится более теплой. При расположении геомагнитного полюса над Евразией в полярные широты выносятся более сухие воздушные массы с континента.

В общем, когда полюса движутся истощается озоновый слой, то климат становится более влажным и теплым, а когда они стоят на месте, то климат держится сухой и суровый.

5.3. Влияние вулканических извержений на изменение климата

Воздействие вулканических извержений на изменение климата является наиболее значимым геофизическим фактором, который учитывается в глобальных климатических моделях в виде мощного выброса аэрозоля, влияющего на уменьшение приходящей радиации и приземной температуры [5].

Вулканическая деятельность зависит от тектонических процессов, и вулканы приурочены к геосинклинальным областям как наиболее подвижным зонам земной коры [17]. Вулканы делятся

в зависимости от степени вулканической активности на *действующие, спящие и потухшие*. Всего на Земле насчитывается 4000 вулканов. Действующим вулканом принято считать вулкан, извергавшийся в исторический период времени или в голоцене (последние 10–12 тыс. лет). Спящими считаются недействующие вулканы, на которых возможны извержения, а потухшими – на которых они маловероятны. К условно потухшим вулканам относят не проявляющих активности в голоцене, но сохранивших свои внешние формы (возрастом моложе 100 тыс. лет). В настоящее время на земной поверхности насчитывается 524 вулкана, проявляющих в той или иной степени свою деятельность, в том числе 68 подводных. Общее количество действующих вулканов с 1500 до н.э. уже 817. К потенциально действующим относятся голоценовые вулканы, извергавшиеся 3 500–13 500 лет назад и их примерно 1343. Всего в истории известно примерно 2 500 извержений вулканов.

Современные вулканы известны во всех крупных геолого-структурных элементах и геологических районах Земли [4]. Однако распределены они неравномерно. Подавляющее большинство вулканов расположено в экваториальной, тропической и умеренной областях. В полярных областях, за Северным и Южным полярными кругами, отмечены чрезвычайно редкие участки относительно слабой вулканической активности, обычно ограничивающиеся выделением газов. Основные районы вулканической активности – Южная Америка, Центральная Америка, Ява, Меланезия, Японские острова, Курильские острова, Камчатка, северо-западная часть США, Аляска, Гавайские острова, Алеутские острова, Исландия, Атлантический океан. В северном полушарии размещается значительно больше вулканов, чем в южном, а особенно они распространены в экваториальной зоне. Больше всего вулканов на побережьях и островах Тихого океана (322 вулкана, или 61,7 %), где они образуют Тихоокеанское огненное кольцо. На рис. 5.10 показаны основные вулканические регионы на планете.

Наблюдается прямая зависимость между количеством вулканов и тектонической активностью района: наибольшее количество действующих вулканов в расчете на единицу площади приходится на островные дуги (Камчатка, Курильские острова, Индонезия) и другие горные сооружения (Южная и Северная Америка). Здесь сосредоточены также наиболее активные вулканы мира, характеризующиеся наибольшей частотой извержения. Наименьшая плотность вулканов характерна для океанов и континентальных платформ; здесь они связаны с рифтовыми зонами – узкими и протяженными

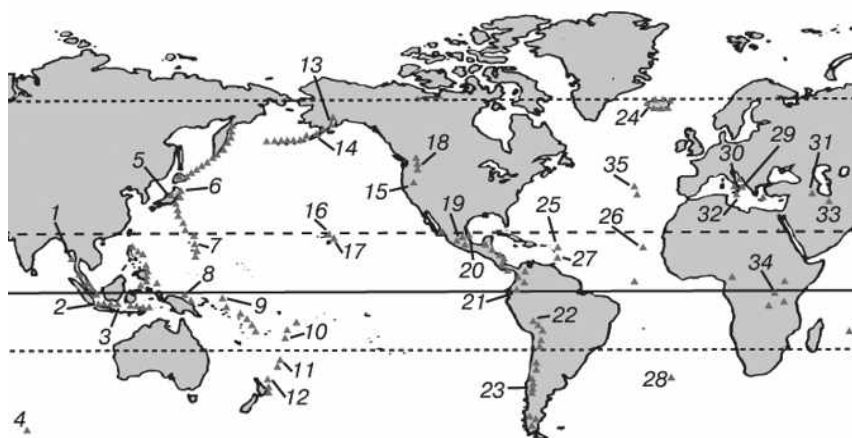


Рис. 5.10. Основные районы вулканической активности на планете

областями расколов и просадки земной коры (Восточно-Африканская рифтовая система), Срединно-Атлантический хребет. Установлено, что вулканы приурочены к тектонически активным поясам, где происходит большинство землетрясений. Распределение вулканов по областям и океанам приведено в табл. 5.1.

Извержения вулканов относятся к геологическим чрезвычайным ситуациям, которые могут привести к стихийным бедствиям. Процесс извержения может длиться от нескольких часов (Везувий, 79 г. до н.э.) до многих лет (Лаки, 1738 г.). Среди различных классификаций выделяются общие типы извержений:

Гавайский тип – выбросы жидкой базальтовой лавы, часто образуются лавовые озера, лава может растекаться на большие расстояния;

Стромболийский тип – лава более густая и выбрасывается из жерла частыми взрывами, характерно образование конусов из пепла, вулканических бомб и лапиллий;

Плинианский тип – мощные редкие взрывы, способные выбросить тефру на высоту до 10 км;

Пелейский тип – извержения, отличительным признаком которых является образование экструзивных куполов и «палящих туч»;

Газовый (фреотический) тип – извержения, при которых кратера достигают только вулканические газы и происходит выброс твердых пород, магма не наблюдается;

Подводный тип – извержения, происходящие под водой, как правило, сопровождаются выбросами пемзы.

Таблица 5.1

Распределение вулканов по областям и океанам

Области распределения и районы деятельности вулканов	Количество вулканов		
	наземных	подводных	всего
Побережье и острова Тихого океана			
Камчатка	23	—	23
Курильские острова	34	4	38
Япония	49	9	58
О. Тайвань	—	4	4
В море, в 200 км от юго-восточного побережья Южного Вьетнама (10° 10' с. ш., 108° 58' в. д.)	—	1	1
Филиппинские острова	12	—	12
О-ва Санги	4	2	6
О. Целебес	4	—	4
Зал. Томини	1	—	1
О. Джайлоло	6	—	6
О. Новая Гвинея	10	—	10
О. Новая Британия	10	—	10
Соломоновы острова	3	—	3
О-ва Санта-Крус	1	—	1
О-ва Новые Гебриды	5	2	7
О-ва Лоялти	1	—	1
О. Новая Зеландия	5	—	5
Антарктида	2	—	2
Южная Америка	30	1	31
О-ва Хуан-Фернандес	—	3	3
Галапагосские острова	3	—	3
Центральная Америка	36	—	36
Северная Америка (без Аляски)	7	—	7
Аляска	11	—	11
О. Унимак	4	—	4
Алеутские острова	17	—	17
Гавайские острова	4	—	4
О-ва Самоа	4	—	4
О-ва Тонга	6	3	9
О-ва Кермадек	1	2	3
Дунбэй (г. Мергань)	2	—	2
Малая Азия	2	—	2
Средиземное море	10	7	17
Африка	12	—	12
Индийский океан			
Индийский океан без Яванской дуги	4	1	5
Яванская дуга	93	2	95
Атлантический океан			
О. Ян-Майен	1	—	1
Исландия	22	4	26
Северная Атлантика	—	5	5
Азорские острова	7	2	9
Центральная и Южная Атлантика	4	14	18
Вест-Индия	6	2	8
Всего	456	68	524

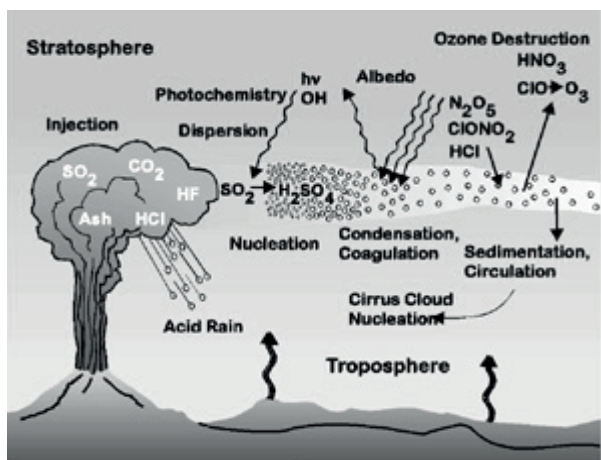


Рис. 5.11. Воздействие извержения вулкана на атмосферу

По характеру извержения вулканы делятся на три основных типа: *эффузивный* (выливающий лаву), *эксплозивный* (взрывной) и *экструзивный* (выдавливающий). При этом выбрасываемый материал зависит от типа вулкана и состав продуктов извержений обычно базальтовый, реже – андезитовый. По содержанию главной составляющей – оксида кремния – в магме вулканы делятся на: ультраосновные (< 40 %), основные (40–52 %), средние (52–65 %), кислые (65–75 %). В составе вулканического газа 50–85 % – это водяной пар, 10 % – CO_2 ; 5 % – сернистый газ; 25 % – хлористый водород и 0,2–0,05 % – фтористый водород. Воздействия вулканического извержения на атмосферу состоит в уменьшении прозрачности атмосферы, загрязнении, уничтожении стратосферного озона, кислотных дождях, в нагревании верхних слоев атмосферы и охлаждении нижних (рис. 5.11).

Мощность извержения оценивается индексом вулканической взрывоопасности – VEI (Volcanic Explosivity Index), который основан на объеме извергнутых продуктов (тефры) и высоте столба пепла и предложен К. Ньюхоллом (C.A. Newhall) и С. Селфом (S. Self) в 1982 г. для оценки воздействия извержений на земную атмосферу. Диапазон изменения в баллах: от 0 (< 10 тыс. м³, или 0,01 км³) до 8 (> 1000 км³ пепла и высотой столба пепла более 25 км). При VEI > 6 может быть эффект вулканической зимы.

Среди наиболее известных в истории и крупных извержений вулканов выделяются следующие [20].

1) Извержение Йеллоустонского вулкана около 600 тыс. лет назад имело силу 8 баллов, было выброшено в атмосферу 2450 км^3 пепла.

2) 69–77 тыс. лет назад произошло извержение вулкана Тоба на Суматре. В результате на Земле в течение 10 лет шли сернистые дожди, была вулканическая зима. Это же послужило причиной последующего 1000-летнего похолодания, численность предков человека сократилась до 2–10 тысяч.

3) Около 27 тыс. лет назад на Северном острове Новой Зеландии произошло извержение вулкана Таупо (сильнейшее за последние 70 тыс. лет) силой 8 баллов. Объем выбросов составил порядка 1100 км^3 пепла, не считая 530 км^3 магмы, что составляет 30 млрд тонн пород.

4) Извержение вулкана Санторин в Эгейском море, в 95 км к северу от Крита, около 1628 г. до н.э. было в 3 раза сильнее, чем Кракатау, и составило 60–65 км^3 выбросов.

5) 180 г. н. э. извержение вулкана Таупо, сильнейшее за последние 25 тыс. лет с силой 7 баллов, после которого образовалось озеро Таупо. Римские и Китайские источники зарегистрировали явление «красного неба».

6) В 535–536 гг. произошло самое резкое понижение среднегодовой температуры в Северном полушарии за последние 2000 лет. Часто это похолодание связывают с извержениями вулканов Кракатау и Тавурвур.

7) Около 1000 г. н. э. сильное извержение вулкана Пэктусан, после которого образовалось Небесное озеро (Тяньчи).

8) Извержение вулкана Лаки, Исландия ($19,6 \text{ км}^3$ лавы), вызванное извержением понижение температуры в Северном полушарии, привело в 1784 г. к неурожаю и голоду в Европе.

9) Извержение вулкана Тамбора на острове Сумбава в 1815 г. достигло 7 баллов. Объем выбросов в атмосферу составил порядка 150–180 км^3 . Производимый вулканом шум был слышан даже за 1400 км от места событий. Выброшенные Тамборой тонны песка и вулканической пыли покрыли толстым слоем всю местность в радиусе 100 км. Под тяжестью пепла обрушились жилые дома не только на острове Сумбава, но и на соседних островах. Пепел достиг даже расположенного за 750 км от Тамборы острова Борнео. Количество дыма и пыли в воздухе было так велико, что в радиусе 500 км от вулкана в течение трех дней стояла ночь. Это ужасное извержение, продолжавшееся около 10 дней, по самым скромным подсчетам унесло жизни 50 тыс. человек.

10) В 1883 г. «целиком» взорвался вулкан Кракатау на острове между Явой и Суматрой, объем выброса тефра составил 18 км^3 . В результате взрыва колоссальной силы пыль, пепел, газ и обломки камней поднялись на высоту 70–80 км, а затем оказались разбросаны по площади, приблизительно равной 1 млн км^2 . Звук этого взрыва был слышен даже в Австралии, находившейся в 3600 км от Кракатау, а на берегах Явы и Суматры он доходил до 180 децибел, что значительно превышает болевой порог человека. Взрыв вулкана вызвал воздушную волну, 7 раз обогнувшую всю планету. Сила этой волны была такова, что на расстоянии 150 км от вулкана срывало крыши домов и вышибало двери. Однако самое страшное ждало жителей ближайших островов. Вызванное извержением цунами обрушилось на острова Индийского океана, уничтожив почти три сотни городов и поселений. Гигантские волны, высота которых доходила до 30 м, стали причиной гибели более 36 тыс. человек, а еще сотни тысяч людей остались без крыши над головой и средств к существованию. Мощность взрыва оценивается в 26 раз больше самой мощной водородной бомбы.

11) Пинатубо на филиппинском острове Лусон в 1991 г. ($\text{VEI} = 6$) вызвал падение температуры на $0,5^\circ\text{C}$.

Бенджамин Франклин в 1783 г. первый предположил, что крупные извержения вулканов влияют на климат, после извержения вулкана Лаки в Исландии. Однако большинство из выброшенного материала от этого извержения остались в нижней части атмосферы, так что Франклин имел правильную идею, но «неправильный» вулкан. Концепция влияния предложена в 1920-х гг. Гемфрисом. После извержений в стратосфере возникают облака мелких частиц, состоящих из вулканической пыли. Они могут заметно ослаблять поток коротковолновой радиации к поверхности и почти не меняют поток длинноволнового уходящего излучения. Только некоторые типы вулканических извержений влияют на климат. Прежде всего они должны быть значительными, чтобы выбросить достаточно материала в нижние слои стратосферы (20–25 км) и находиться в низких широтах. Тогда частицы сформируют «вуаль» по всей планете. Это покрывало влияет на количество солнечной энергии, достигающее поверхности Земли. Последствия извержений меньшего масштаба имеют локальный характер. Вулканические газы (двуокись серы и углекислый газ), даже если они не образуют аэрозольные капли, могут усиливать парниковый эффект, при котором происходит разогрев нижних слоев атмосферы, поскольку эти газы поглощают инфракрасное излучение, испускаемое нагретой Солнцем Землей.

Известны следующие климатические изменения после крупных извержений

1. Крупное извержение вулкана Санторин в (Греция, Эгейское море, 1470 г. до н.э.) привело к падению Мinoйской империи, явилось причиной значительного охлаждения атмосферы, что зафиксировано в узких кольцах деревьев и в ядрах льда в Гренландии.

2. Наиболее известное извержение последнего времени вулкана Тамбора (Индонезия) произошло 5–12 апреля 1815 г. Из-за извержения Тамборы в атмосфере Земли скопилось огромное количество пепла и пыли, а это оказало значительное влияние на климат всей планеты. Следующий год зафиксирован как год без лета во многих частях северного полушария, глобальная температура упала на 3 °C. Из-за необычайно низкой температуры на восточном побережье Северной Америки и в Европе в этом году случились неурожай и голод. В некоторых странах снег держался большую часть лета, а в Нью-Йорке и в северо-восточной части США толщина снежного покрова достигала метра. Эффект этой вулканической зимы дает представление об одном из последствий возможной атомной войны – ядерной зиме.

3. После извержения Кракатау (Индонезия, 26–27 августа 1883 г.) аэрозоль достиг средней стратосферы (27 км) и мезосферы (70 км), ударная волна обошла Землю 7 раз, видимость около 1 м, тьма была 22 ч на расстоянии 400 км, цунами, температура в Северном полушарии упала на 0,4 °C.

4. Крупное извержение вулкана Сент-Хеленс произошло в 1980 г., но основная масса выброшенного материала вышла под углом 45 °, а не прямо вверх, и он так и не смог войти в стратосферу, поэтому весь вулканический материал сосредоточился в северных регионах и затем вымылся осадками в течение нескольких недель.

5. После извержения в Мексике в 1982 г. вулкана Эль-Чичон в последующие три-четыре года было уничтожено 10 % озона.

6. В 1991 г. извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах вызвало уменьшение озона на 15 % в течение нескольких лет, и считается, что оно явилось причиной увеличения размера озоновой дыры над Антарктикой, облако пепла циркулировало 22 дня.

7. В XX в. произошло 10 крупных извержений (5 – в тропиках, 5 – в других широтах). Извержения происходили неравномерно: до 1915 и после 1956 г.

5.3.1. Влияние вулканических извержений на солнечную радиацию

После крупных извержений происходит снижение радиации, которое зависит от мощности извержений, при этом снижение сохраняется от нескольких месяцев до 3-х и более лет. Вариации прямой солнечной радиации, по данным мировой сети актинометрических станций за период с 1883 по 1989 г. и по данным актинометрических станций России за последующий период до 2002 г., приведены на рис. 5.12 [8]. Анализ этого графика показывает, что наибольшее число случаев интенсивного снижения прямой солнечной радиации наблюдалось в конце XIX – начале XX вв., когда имели место извержения вулканов Кракатау (1883), Моне-Пеле (1902), Катмай (1912). В 1920–1940-х гг. интенсивность прямой солнечной радиации восстановилась, и на этот период приходится потепление климата, известное как «потепление Арктики». В последующем наблюдается отрицательный тренд прямой солнечной радиации, на фоне которого отмечаются короткопериодические снижения радиации, связанные с извержением вулканов Агунг (1963) и Эль-Чичон (1982). Особенно заметное влияние вулканического аэрозоля на ослабление прямой солнечной радиации отмечалось на актинометрических станциях Западной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, что связано с наличием возможности более корректного выделения эффектов вулканических извержений из-за меньшего фонового уровня замутненности атмосферы в этих районах антропогенным аэрозолям.

Снижение солнечной радиации после извержения вулкана Пинатубо на Филиппинах (1991) было самым мощным за последние 120 лет, и восстановление радиации произошло достаточно быстро – в течение последующих двух лет. Также считается, что извержение Пинатубо вызвало уменьшение озона на 15 % в течение нескольких лет и явилось причиной увеличения размера озоновой дыры над Антарктикой. После этого радиация вновь вернулась на высокий уровень, даже превысив среднее на 4 %, что может свидетельствовать об уменьшении антропогенного загрязнения в России, связанного в первую очередь с падением экономики в конце XX в.

В общем, из рис. 5.12 следует, что мощные извержения вулканов могут уменьшить прямую солнечную радиацию на 10–30 %, как показано в табл. 5.2. Если это воздействие выразить в единицах «форсинга» – Вт/м², то эти оценки индекса радиационного воздействия аэрозолей на климат составят от –0,5 до –2,0 Вт/м², что



Рис. 5.12. Изменение интенсивности прямой солнечной радиации с 1883 по 2002 г. по выбранным станциям мировой сети

сопоставимо с антропогенной эмиссией парниковых газов. Верхняя половина табл. 5.2 (до Эль-Чичон) включает вулканы последних лет, а нижняя – вулканы конца XIX – начала XX вв.

Сравнительная оценка уменьшения радиации по сезонам после извержения вулканов Агунг (1963), Фуэго (1974) и Эль-Чичон (1982) представлена в табл. 5.3 [11]. Следует отметить, что в зоне 40–50 °с. ш. Европейского сектора (юг ЕТР и Средняя Азия) уровень замутненности атмосферы очень большой, поэтому влияние вулканического аэрозоля на ослабление прямой радиации проявляется менее заметно.

Из данных табл. 5.3 следует, что в высоких широтах зимой после извержения вулкана Эль-Чичон аномалии прямой радиации достигали наибольшего значения 26,5 %, а если исключить влияние предшествующих извержений других вулканов, то эта цифра вырастет до 40 %. В низких широтах влияние меньше и находится в пределах 2,0–14,5 %, так как длина пути солнечного луча в северных широтах больше. В летние месяцы влияние вулканических аэрозолей ослабевает в 2–7 раз по сравнению с зимой, так как увеличивается общий уровень замутненности атмосферы и влагосодержания.

На рис. 5.13 приведены многолетние нормированные изменения прямой, рассеянной и суммарной радиации, из которого следует, что в зимний период 1982–1983 гг. снижение прямой солнечной

Таблица 5.2

Сравнительная оценка снижения
прямой солнечной радиации на станциях России
и сопредельных государств после извержения вулканов

Вулкан	Число станций	Период осреднения, месяцы		Снижение радиации, %
		до извержения	после извержения	
Агунг	8	36	24	3,6
Фуэго	8	36	24	2,0
Суфриер, Сент-Хеленс, Алаид	8	36	24	2,9
Эль-Чичон	7	36	24	13,2
Кракатау	1	12	24	14,0/12,8
Мон-Пеле, Суфриер, Санта-Мария	1	24	24/36	10,5
Катмай	9	30	30	10,0

Таблица 5.3

Влияние извержений вулканов
на ослабление прямой солнечной радиации (ΔS , %) по в России и прилегающих странах по сезонам

Сезон	Агунг		Фуэго		Эль-Чичон	
	Широта сектора		Широта сектора		Широта сектора	
	60–70°	40–50°	60–70°	40–50°	60–70°	40–50°
Европейский сектор						
Зима	14,7	8,8	10,1	2,6	22,5	14,2
Весна	6,8	5,0	3,7	2,3	13,4	8,1
Лето	1,9	1,0	0,7	0,2	9,7	5,7
Осень	5,3	4,0	7,9	1,2	14,9	12,1
Сибирский сектор						
Зима	6,0	5,4	4,0	3,6	25,6	18,5
Весна	5,0	4,7	3,1	3,0	9,9	4,3
Лето	2,2	1,3	2,3	2,0	10,0	1,6
Осень	5,3	4,0	7,9	1,2	14,9	12,1
Дальневосточный сектор						
Зима	15,0	7,1	5,3	2,2	26,5	9,7
Весна	5,6	3,0	4,2	3,5	6,4	4,3
Лето	2,2	1,5	2,6	2,0	10,1	5,5
Осень	5,5	1,5	6,6	1,3	19,7	5,8

радиации на станциях составляло более 25 %, а рассеянная радиация возросла более чем на 60 %. В результате суммарная радиация уменьшилась на 4,5 %.

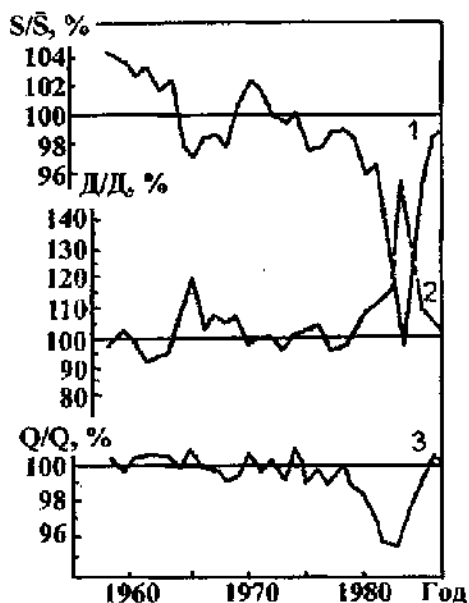


Рис. 5.13. Многолетние изменения прямой (1), рассеянной (2) и суммарной (3) радиации на территории бывшего СССР

5.3.2. Влияние вулканических извержений на температуру воздуха

Многие исследователи проводили оценку влияния вулканического аэрозоля на региональную и глобальную температуру, и хотя очевидно, что за счет снижения радиации температура должна уменьшаться, но существует ряд особенностей, зависящих от местоположения вулкана на Земле, его мощности, циркуляции атмосферы и других. На рис. 5.14, а показано изменение глобальной температуры в течение 5 лет до и после извержений разных вулканов, а также пространственная картина этих изменений в Северном полушарии.

Из рис. 5.14, б следует, что похолодание в теплый сезон (март – октябрь) наблюдается в течение 2-х лет после извержения. Причем

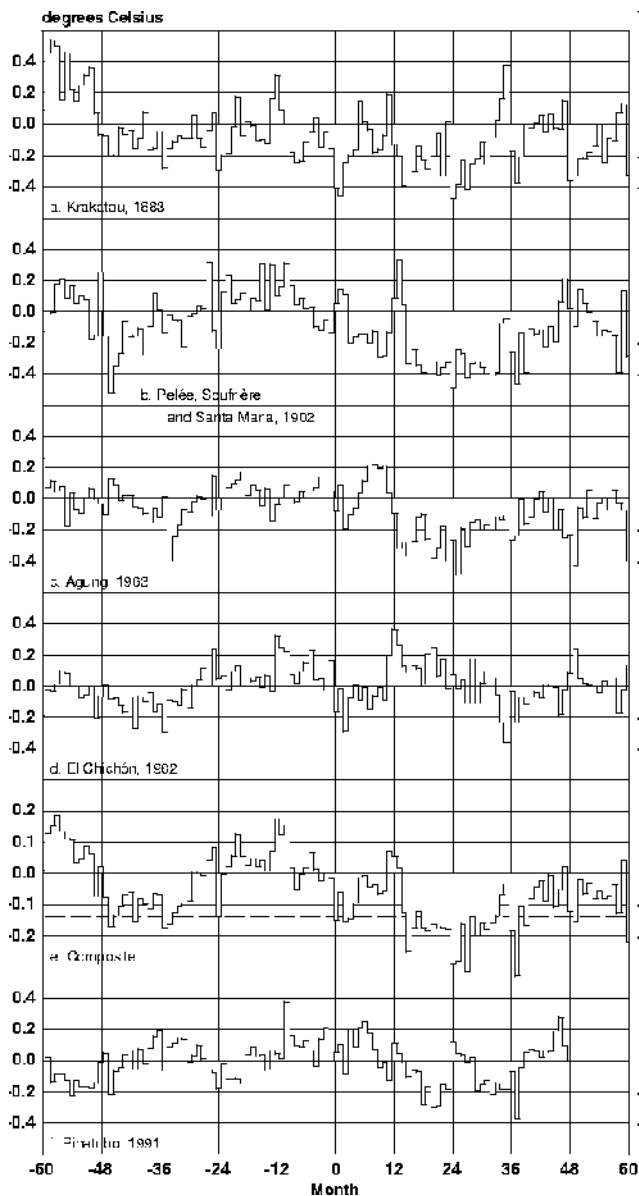


Рис. 5.14, а. Изменение глобальной температуры до и после извержений (в месяцах) следующих вулканов (сверху вниз): Кракатуа (1883 г.), 3 вулкана (1902 г.), Агунг (1963 г.), Эль-Чичон (1982 г.), общее воздействие всех 6 вулканов, Пинатубо (1991 г.)

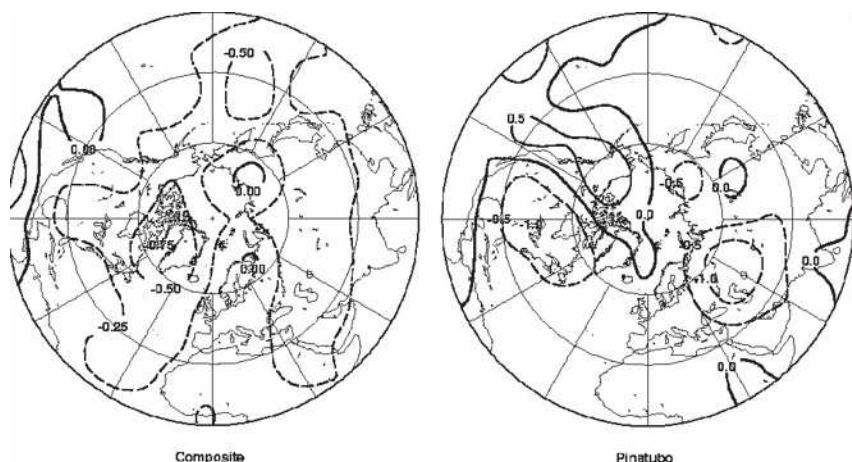


Рис. 5.14, б. Отклонения температур в Северном полушарии после извержений всех вулканов (слева) и только после извержения Пинатубо (справа)

наибольшее похолодание имеет место на континентах и в средних – высоких широтах с максимумом на востоке Северной Америки и в Северной и Центральной Азии. Влияние циркуляции атмосферы в распространении аэрозоля приводит к тому, что основные извержения, происходящие в низких широтах, достигают высоких широт обоих полушарий, но доходят только до полярного круга. На изменение в полярных областях влияют вулканы Аляски и Камчатки. Существует прямо пропорциональная зависимость между количеством выброшенного в атмосферу вулканического вещества и уменьшением глобальной температуры. Так, после самого мощного зарегистрированного извержения вулкана (Тоба, 70 тыс. лет назад) предполагаемый объем тефры составлял $V = 800 \text{ км}^3$, а глобальная температура понизилась на $\Delta T = 3\text{--}5^\circ\text{C}$. После извержения вулкана Лаки (1783 г., $V = 12,6 \text{ км}^3$) $\Delta T = 1,5^\circ\text{C}$, после извержения Томбора (1815 г., $V = 87,5 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,7^\circ\text{C}$, после извержения Кракатау (1883 г., $V = 10 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,35^\circ\text{C}$, после извержения Агунг (1963 г., $V = 0,9 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,35^\circ\text{C}$, после извержения Сент-Хеленс (1980 г., $V = 0,25 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,1^\circ\text{C}$, после извержения Эль-Чичон (1982 г., $V = 0,35 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,2^\circ\text{C}$ и после извержения Пинатубо (1991 г., $V = 3,7\text{--}5,3 \text{ км}^3$) $\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$.

Помимо температуры атмосферы, извержения вулканов также влияют и на понижение температуры поверхности океана. На рис. 5.15 приведены широтные зависимости минимумов

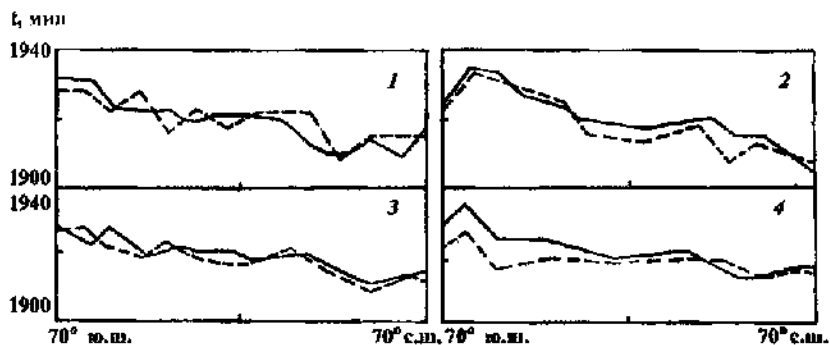


Рис. 5.15. Широтное распределение времени наступления минимумов долгопериодных составляющих ТПО (пунктирная линия) и ТА (сплошная линия) за отдельные сезоны: 1 – зима; 2 – весна; 3 – лето; 4 – осень

температур атмосферы над океаном (ТА) и океана (ТПО) за разные сезоны года. По графикам рис. 5.15 видно, что период снижения ТПО и ТА совпал с интенсивной вулканической деятельностью в Северном полушарии в начале XX в. (1902–1912 гг.). В табл. 5.4 представлены значения ТПО и ТА, связанные с вулканическими извержениями [11]. Из таблицы видно, что наибольшие изменения ТПО и ТА имеют место в Северном полушарии и в среднем изменения ТА больше, чем изменения ТПО, что обусловлено большей инерционностью температуры океана по сравнению с температурой воздуха.

Таблица 5.4

Разности (Δ) между аномалиями ТПО и АТ до и после вулканических извержений (в относительных единицах от естественной изменчивости)

Изменение	Южное полушарие						Северное полушарие					
	60–50°	50–40°	40–30°	30–20°	20–10°	10–0°	20–10°	10–20°	20–30°	30–40°	40–50°	
Δ ТПО	0,06	0,05	0,12	0,21	0,17	0,12	0,11	0,26	0,22	0,28	0,28	
Δ ТА	0,11	0,14	0,17	0,20	0,16	0,23	0,15	0,41	0,14	0,27	0,31	

5.3.3. Влияние вулканических извержений на другие климатические характеристики

К другим климатическим характеристикам, для которых также оценивалось влияние вулканических извержений, относятся атмосферное давление и осадки. Для оценки изменения давления за счет крупных извержений были использованы данные в узлах

регулярной сетки с шагом 5° по широте и 15° по долготе за период 1899–1978 гг. Выбраны следующие фоновые периоды перед извержениями: 1899–1901, 1909–1911, 1960–1962 и 1972–1974 гг. и следующие периоды после извержений для оценки их влияния: 1903–1904, 1913–1914, 1964–1966, 1952–1976 гг., а также сами извержения: апрель 1902 г. – Мон-Пеле, июнь 1912 г. – Катмай, март 1963 г. – Агунг и октябрь 1974 г. – Фуэто. Анализ (табл. 5.5) показал, что для всех сезонов характерно повышение давления после вулканических извержений в субтропических широтах ($20\text{--}40^\circ$). В высоких широтах ($60\text{--}70^\circ$) зимой и весной давление после извержений понижается, а летом и осенью повышается, наиболее заметные изменения давления характерны для зимнего и весеннего сезонов. Дополнительное понижение давления в высоких широтах и повышение в субтропических усиливает градиент давления субтропики – полюс и, как следствие, рост зональных типов циркуляции. Усиление зональной циркуляции, особенно зимой, приводит к выносу теплого и влажного воздуха с океана, что приводит к формированию теплых зим после извержений. Летом и осенью изменение давления незначительно.

В табл. 5.6 приведены среднеширотные разности давления до и после вулканических извержений также по сезонам. Из анализа данных табл. 5.5 и 5.6 можно сделать следующие общие выводы по изменению давления и циркуляции атмосферы после извержений:

- зимой и весной усиливается зональная циркуляция;
- происходит ослабление муссонной циркуляции, что приводит зимой к затокам теплого воздуха в Европу и западные районы США, а летом – к ослаблению зональной циркуляции;
- исландский и алеутский минимумы зимой усиливаются и смещаются на юго-восток;
- сибирский центр действия ослаблен, что должно приводить к теплым зимам в Сибири.

В связи с тем, что количество потенциальных ядер конденсации в атмосфере после вулканических извержений увеличивается, то это должно влиять на увеличение осадков. Анализ среднеширотных разностей сумм осадков (табл. 5.7) показал, что для всех сезонов года характерно увеличение осадков в высоких широтах. Зимой и весной в средних и низких широтах происходит уменьшение осадков. Летом осадков выпадает больше практически во всех широтных зонах, а осенью их количество уменьшается лишь в зоне $25\text{--}35^\circ$ с. ш.

Если рассмотреть климатические последствия вулканических извержений по результатам косвенных данных на протяжении всей нашей эры, то по работам К. Шнайдера (Schneider K., 1911) большая вулканическая активность выделяется во II–III, VIII–IX и XVIII вв., а низкая – в V–VII, X–XI, XV вв. Этим периодам соответствуют следующие сведения о климатических явлениях. В X–XI вв. Россия страдала от засух, и на этот период приходится низкая вулканическая активность. Максимальный уровень Каспийского моря приходится на II–IV, VII, IX, XVII и XVIII столетия, которые отличаются повышенной вулканической активностью (за исключением VII в.), приводят к похолоданию, уменьшению испарения в бассейне р. Волги

Таблица 5.5

Разности давления в центрах действия атмосферы
до и после вулканических извержений

Сезон	Центр действия			
	Азорский максимум	Исландский минимум	Тихоокеанский максимум	Алеутский минимум
Зима	0,7	–2,4	0,3	–8,3
Весна	1,3	–3,2	–0,7	0,7
Лето	0,06	0,9	0	–0,5
Осень	–0,9	1,2	0,1	0,1

Таблица 5.6

Среднелинейные разности давления (гПа)
до и после вулканических извержений

Сезон	Широта										
	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°
Зима	–1,46	–1,20	–1,08	–0,84	–0,36	0,14	0,42	0,59	0,61	0,46	0,32
Весна	–1,29	–0,80	–0,22	0,30	0,71	0,98	0,90	0,75	0,48	0,26	0,14
Лето	0,42	0,18	–0,05	–0,23	–0,23	–0,10	–0,02	0,20	0,40	0,43	0,36
Осень	0,58	0,53	0,21	–0,18	–0,29	–0,02	0,14	0,20	0,22	0,19	0,23

Таблица 5.7

Среднелинейные разности сумм осадков (мм)
до и после вулканических извержений

Сезон	Широта										
	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°
Зима	15,3	8,3	5,8	0,8	–6,0	–8,1	–11,3	–0,1	0,6	–2,7	3,9
Весна	9,4	1,0	1,0	–2,2	–0,6	–3,1	–1,3	4,6	–3,5	–2,0	0,4
Лето	20,5	14,1	6,0	0,3	0,2	2,8	–0,7	0,8	0,9	0,7	0,9
Осень	6,6	4,3	1,9	1,1	5,4	4,9	0,5	–0,9	–0,8	–1,9	1,1

как главного фактора изменения уровня воды в море. Период потепления в центральных районах Англии приходится на X–XII вв., а похолодания – на XIV–XVIII вв. В XIV–XV вв. было потепление в русской Арктике, и на этот период приходится низкая вулканическая деятельность. Три последних вековых потепления, разделенные интервалами около 100 лет (1730–1740 гг., 1840–1860 гг. и 1930–1940 гг.), подтверждаются палеотемпературами Гренландии и уменьшением количества льдов у Исландии. Аналогичные потепления 1530–1540 и 1650–1660 гг. приходятся также на годы повышенной прозрачности атмосферы.

5.4. Влияние на климат природных катастроф

Наша планета существует уже 4,5 млрд лет. За этот огромный интервал времени на ее поверхности постоянно происходили сложные физико-химические процессы, возникла жизнь, сформировалась атмосфера, содержащая кислород, развились сложно организованные животные и растения. Все эти изменения происходили очень медленно, растягиваясь на сотни миллионов лет. Но на фоне постепенных (эволюционных) процессов случались и явления катастрофического характера, вызванные силами, таившимися в глубинах Земли или действовавшими из космоса. Игнорировать сам факт существования и роль таких событий в истории Земли было бы в наше время величайшей ошибкой. Следы катастроф тем труднее установить, чем они древнее. С течением времени «залечиваются» раны на теле Земли, появившиеся в результате гигантских землетрясений, стираются следы упавших метеоритов. Поэтому большинство катастроф в истории Земли, в частности гибель Атлантиды, остаются гипотетическими.

О том, что в истории человечества уже была, по крайней мере, одна великая катастрофа, повествуют легенды и мифы чуть ли не всех живущих на Земле народов [6]. Одна из таких упоминаемых в разных частях света катастроф – это всемирный потоп, которому есть не только описание в Библии, но и подтверждение археологическими факторами. Так, в горах Курдистана есть пещера Шанидар, расположенная на высоте 750 м над уровнем моря. Ее культурные слои имеют возраст около 100 000 лет. Они последовательно сменяют друг друга до рубежа 10 000 лет до н.э., но на этом уровне следы людей исчезают – вместо культурных слоев появляются морские отложения, перемешанные с камнями. Еще одним примером катастроф является известная проблема календаря Майя. Исходная

точка древнеиндейского лунно-солнечного календаря, состоящего из циклов по 2850 лет, приходится на 11 652 г. до н.э. Календарь майя состоял из циклов по 2760 лет каждый. Если откладывать циклы в прошлое, приходим к дате 11 653 г. до н.э., то есть дате, которая у многих народов связана с началом нашей цивилизации.

Примером современной возможной катастрофы является разработанная климатологами математическая модель так называемой ядерной зимы – возможных последствий ядерного конфликта. В соответствии с этой моделью ядерный конфликт приведет не к локальному похолоданию и мраку под пологом отдельных облаков, а к глобальной ядерной ночи, «ядерной зиме», которая продлится около года. Расчеты по модели показали, что Землю окутает тьма. Сотни миллионов тонн грунта, поднятого в атмосферу, дымы континентальных пожаров, зола и сажа горящих городов и лесов сделают наше небо непроницаемым для солнечного света. В результате произойдет резкое похолодание, а в дальнейшем полная перестройка атмосферной циркуляции. Примерно через полгода произойдут мощнейшие наводнения континентальных масштабов.

В истории Земли было по крайней мере три большие катастрофы [14]. Первая произошла примерно 3,9 млрд лет назад на рубеже катархея и архея и привела к возникновению жизни. Вторая катастрофа была 251,2 млн лет назад ($\pm 3,4$ млн). Третья произошла 65 млн лет назад на рубеже мела и палеогена. В каждую из этих катастроф исчезло от 75 до 90 % всех существовавших видов животных и растений.

Согласно наиболее разработанной в наше время гипотезе академика А.И. Опарина, выдвинутой впервые в 1924 г., жизнь возникла в определенный момент эволюции Земли как планеты. Гипотеза академика А.И. Опарина, как и большинство других, предполагает длительное эволюционное развитие органического вещества, прежде чем оно приобрело особенности живой материи. Существует и иная гипотеза, которая связывает возникновение жизни на Земле с гигантской катастрофой. Эта гипотеза принадлежит одному из величайших ученых современности – Владимиру Ивановичу Вернадскому.

Согласно гипотезе В.И. Вернадского, жизнь на Земле могла зародиться лишь при соблюдении следующих основных условий [3].

1. При образовании биосферы на земной коре происходили физико-химические явления и процессы, которые сейчас в ней отсутствуют, но которые были необходимы для самопроизвольного возникновения жизни. Однако к ним не могут относиться обычные физические, химические и геохимические процессы.

2. Жизнь не могла возникнуть и длительно существовать как один какой-либо вид организмов, из которого в дальнейшем обычным эволюционным путем появились все остальные. Имеющиеся данные о постоянстве биогеохимических функций живого вещества в биосфере заставляют предполагать одновременное или почти одновременное образование группы простейших одноклеточных организмов. Эти простейшие организмы могли выполнять различные биогеохимические функции и сформировали биосферу. Из них впоследствии путем эволюции возникли все остальные организмы, существовавшие в дальнейшем только в пределах биосферы.

3. В соответствии с выводами, сделанными Пастером, и принципом Кюри этот необычный процесс, не укладывающийся в рамки обычных физико-химических явлений, должен обладать правой диссимметрией.

Последние данные палеонтологии указывают на необычайную древность зарождения жизни – более 3 млрд лет назад. Следовательно, время возникновения жизни и окончания формирования Земли как планеты (4,5–3,5 млрд лет) примерно совпадает.

Вторая катастрофа, как следует по геологическим данным, обусловлена космическим воздействием, связанным со столкновением с Землей кометы или астероида. Немецкий ученый О. Шиндевольф считает, что катастрофическое вымирание значительных групп организмов произошло в конце пермского периода (230–250 млн лет назад). В то время исчезло около 24 групп (отрядов) различных представителей фауны, и в дальнейшем на протяжении 10 млн лет имело место значительное ее обеднение. Последствия этой катастрофы могли быть следующими:

- существенное похолодание и аридизация климата;
- существование бескислородных условий;
- угасание жизни, вымирание растений и животных в течение менее 1 млн лет или даже за более короткий период от 10 до 150 тыс. лет;
- вулканизм, кислотные дожди, подъем уровня моря.

Причиной третьей катастрофы могло быть также столкновение с астероидом или вспышка вулканизма. При этом еще больше изменились фауна и флора, и вымирание охватило не только морские группы, но и господствовавшую группу наземных четвероногих – динозавров.

Вот уже в течение многих десятков лет исследователи самых разных специальностей – геологи, палеонтологи, биологи, астрономы – ищут причины гибели динозавров и многих других пресмыкающихся, происшедшей в позднем мелу, примерно 70–80 млн лет

назад. Вымирание ряда групп животных по времени приходится на ларамийскую органическую фазу, совпавшую с обширной регрессией моря, что должно было чрезвычайно сильно изменить рельеф поверхности земной коры. Академик А.П. Павлов считал, что две великие эпохи вымирания живых организмов (одна в конце палеозойской эры – 200 млн лет назад и другая в конце мезозойской эры 70–80 млн лет назад) хронологически соответствуют двум «великим геологическим революциям» – герцинской и ларамийской. В это время интенсивно проявлялся вулканизм, наземный и подводный, приводивший к изменениям газового состава атмосферы и солевого состава морей. По мнению А.П. Павлова, эти изменения и были главным фактором вымирания. Возможные последствия второй катастрофы состояли в следующем:

- значительное похолодание в течение последующих 1000 лет, затем резкое потепление (по данным А.Б. Вейнмара, температура Мангышлакского моря сначала упала на 4 °С, затем возросла на 7 °С);
- значительное уменьшение кислорода, сокращение и даже прекращение фотосинтеза;
- избирательное вымирание теплолюбивых форм беспозвоночных и растений в течение 50–100 тыс. лет;
- массовый выброс вулканического пепла и аэрозолей, кислотные дожди, опускание суши.

В итоге общий сценарий природных катастроф аналогичен сценарию «ядерной зимы» и включает последовательность следующих событий.

1) При столкновении астероида с Землей (или ядерного конфликта, вспышки вулканизма и т.п.) происходит выброс в атмосферу обломков и пыли горных пород, переносимых затем воздушными течениями.

2) Выделившаяся энергия приводит к возгоранию, к образованию разломов земной коры и верхней мантии, землетрясениям, вулканизму, извержениям лавы и пожарам, задымлению атмосферы и насыщению ее водяными парами и углекислым газом.

3) Через некоторое время облака из пыли, вулканического пепла, сажи обволакивают всю Землю и закрывают ее от солнечных лучей. Густой мрак может продолжаться несколько тысяч или десятков тысяч лет, что приведет к вымиранию растительности и животных.

4) Наступает резкое похолодание (понижение температуры в отдельных районах до –100 °С) и вымирание организмов, не способных жить без света.

5) Значительный подъем уровня моря за счет продолжительных осадков и гигантские цунами.

6) Продолжительные кислотные дожди, насыщающие кислотами реки, озера, поверхностный слой морей делают водную среду непригодной для жизни.

Литература

1. Вегенер А. Возникновение материков и океанов. – М.: ГИЗ, 1925. – 145 с.
2. Вегенер А. Происхождение материков и океанов / пер. с нем. П.Г. Каминского; под ред. П.Н. Кропоткина. – Л.: Наука, 1984. – 285 с.
3. Вернадский В.И. Об условиях возникновения жизни на Земле // Изв. АН СССР. 1931. № 5. – С. 643.
4. Влодавец В.И. Вулканы Земли. – М.: Наука, 1973. – 168 с.
5. Кокорин А.О. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. – М., 2015.
6. Всемирный фонд дикой природы (WWF). – 2014. – 80 с.
7. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. – М.: Мир, 1989. – 427 с.
8. Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. Вариации солнечной постоянной по аэростатным исследованиям в 1962–1968 гг. // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 6. № 3. – С. 227–237.
9. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология: учебник. – М.: Изд-во «Академия», 2006.
10. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
11. Логинов В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. – Минск: «ТетраСистемс», 2008. – 495 с.
12. Монин А.С. Краткий очерк истории Земли. – Л.: Наука, 1970. – 44 с.
13. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М.: Мир, 1974. – 471 с.
14. Резанов И.А. Великие катастрофы в истории Земли. – М.: Наука, 1984. – 176 с., ил. – (Сер. «Человек и окружающая среда»).
15. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 506 с.
16. Тугаринов А.И., Воишкевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. – М.: Недра, 1968. – 432 с.
17. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный Мир, 2003.
18. Хромов С.П., Петросянец М.А. Метеорология и климатология. – М: МГУ, 2006. – 582 с.
19. Foster J.H. Paleoclimate, Paleomagnetism and eccentricity of the Earth orbit. Geophys. Res. Lett. 1977, Vol. 4, № 7, p. 267–270.
20. Schneider K. Die Vulkanischen Erscheinungen der Erde. – Berlin, 1911.

Лекция 6. Влияние химического состава атмосферы на динамику климата

6.1. Газовый состав атмосферы

Основные химические соединения, формирующие состав атмосферы, можно разделить по своему происхождению на естественные и антропогенные, а также, по отношению к атмосфере, на внутренние химические соединения и загрязнители атмосферы, которые поступают в нее извне.

К естественным, или природным, источникам загрязнения относятся извержения вулканов, пыльные бури, лесные пожары, пыль космического происхождения, частицы морской соли, продукты растительного, животного и микробиологического происхождения. Уровень загрязнения, который дают природные источники, называется фоновым, и он мало изменяется.

Антропогенные источники загрязнения формируют эмиссию (от лат. *emissio* – выпуск) продуктов жизнедеятельности человеческой цивилизации за счет следующих процессов:

- сжигания горючих ископаемых, сопровождающееся выбросом углекислого газа;
- сжигания высокосернистых углей при работе тепловых электростанций с выделением сернистого газа и мазута, образующих кислотные дожди;
- выхлопов турбореактивных самолетов с оксидами азота и газообразными фторуглеводородами из аэрозолей, которые могут привести к повреждению озонового слоя;
- производственной деятельности;
- загрязнения взвешенными частицами при измельчении, фасовке и загрузке, от котельных, электростанций, шахтных стволов, карьеров при сжигании мусора;
- выбросов предприятиями различных газов;
- сжигания топлива в факельных печах с образованием монооксида углерода;
- сжигания топлива в котлах и двигателях транспортных средств с образованием оксидов азота, вызывающих смог;
- вентиляционных выбросов через шахтные стволы.
- вентиляционных выбросов с чрезмерной концентрацией озона из помещений с установками высоких энергий (ускорителей, ультрафиолетовых источников и атомных реакторов).

Современный состав атмосферного воздуха у поверхности Земли, включая основные его примеси, приведен в табл. 6.1 [2].

Таблица 6.1

Современный химический состав атмосферного воздуха

Газ	Относительная молекулярная масса, а.е.м.	Объемная концентрация, %
Квазипостоянные компоненты		
Азот (N ₂)	28,016	78,110
Кислород (O ₂)	31,998	20,953
Аргон (Ar)	39,942	0,934
Неон (Ne)	20,182	18,18·10 ⁻⁴
Гелий (He)	4,003	5,24·10 ⁻⁴
Криптон (Kr)	83,80	1,14·10 ⁻⁴
Ксенон (Xe)	131,3	0,087·10 ⁻⁴
Водород (H ₂)	2,016	0,5·10 ⁻⁴
Метан (CH ₄)	16,043	2·10 ⁻⁴
Закись азота (N ₂ O)	44,015	0,5·10 ⁻⁴
Термодинамически активные примеси		
Водяной пар (H ₂ O)	18,005	0–7
Двуокись углерода (CO ₂)	44,009	0,01–0,1
Озон (O ₃)	47,998	В среднем 0,032 0–10 ⁻⁴
Двуокись серы (SO ₂)	64,064	В среднем 4·10 ⁻³ 0–10 ⁻⁴
Двуокись азота (NO ₂)	46,007	0–2·10 ⁻⁶

Как следует из данных табл. 6.1, атмосфера является смесью газов, среди которых основные по объему это: азот (78,11 %), кислород (20,95 %), аргон (0,93 %), водяной пар (до 7 %), углекислый газ, или двуокись углерода, озон и другие газы совсем в небольшом количестве, такие как гелий, неон, ксенон, криптон, метан, двуокись серы. При этом газы делятся на квазипостоянные компоненты, концентрация которых мало изменяется, и они составляют в среднем 99,96 % всего объема атмосферы, и термически активные примеси, или парниковые газы, состав которых может значительно меняться и средний объем составляет всего 0,04 % от всей атмосферы. Современный состав воздуха Земли установился более сотни миллионов лет назад, однако резко возросшая производственная деятельность человека все же привела к его изменению.

Основным газом атмосферы является азот. Образование большого количества азота N_2 обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы молекулярным кислородом O_2 , который стал поступать с поверхности планеты в результате фотосинтеза 3 млрд лет назад. Также азот N_2 выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и других азотосодержащих соединений. Азот окисляется озоном до NO в верхних слоях атмосферы. Азот N_2 вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Окисление молекулярного азота озоном при электрических разрядах в малых количествах используется в промышленном изготовлении азотных удобрений.

Кислород является вторым по составу и определяющим для жизни газом атмосферы. Атмосфера начала насыщаться кислородом в фанерозое, когда ее состав начал радикально меняться с появлением на Земле живых организмов, в результате фотосинтеза, сопровождающегося выделением кислорода и поглощением углекислого газа [7]. Кислород, в отличие от азота, является химически очень активным элементом. Специфическая функция кислорода – окисление органического вещества гетеротрофных организмов, горных пород и недоокисленных газов, выбрасываемых в атмосферу вулканами. Без кислорода не было бы разложения мертвого органического вещества. Аргон является третьим по распространенности элементом в земной атмосфере и представляет собой инертный одноатомный газ без цвета, вкуса и запаха.

Наиболее изменяющимися в настоящее время и оказывающими наибольшее воздействие на динамику климата являются парниковые газы или малые газовые компоненты, к которым относятся: CO_2 – углекислый газ, CH_4 – метан, N_2O – закись азота, O_3 – озон, H_2O – водяной пар, фреоны (хлорфторуглероды). Несмотря на то что они занимают всего 0,1 % объема атмосферы, их назначение является очень важным, так как они задерживают уходящее с поверхности Земли длинноволновое излучение и значительно увеличивают температуру тропосферы. Вклад этих газов в парниковый эффект, который, по расчетам К.Я. Кондратьева, примерно на 33,2 К увеличивает среднюю температуру поверхности Земли, составляет: 20,6 К от H_2O , 7,2 К от CO_2 , 1,4 К от N_2O , 0,8 К от CH_4 , 2,4 К от O_3 , 0,3 К от NH_4 и фреонов [19]. Глобальные концентрации CO_2 , CH_4 и N_2O в атмосфере заметно повысились в результате деятельности человека с 1750 г. и сейчас далеко превосходят доиндустриальные значения, определенные по кернам льда, охватывающим многие тысячи лет (рис. 6.1 по данным 4-го и 5-го докладов МГЭИК).

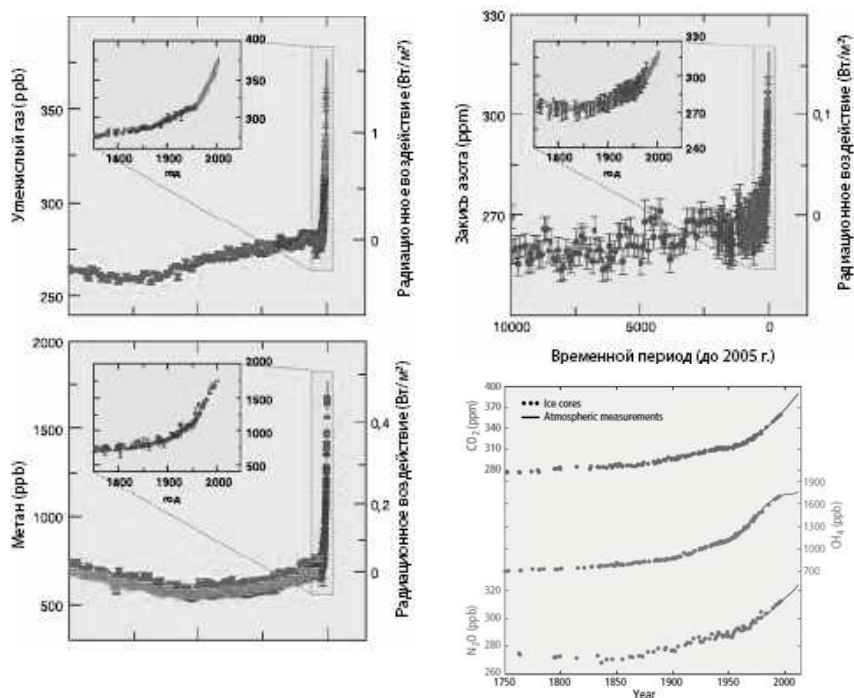


Рис. 6.1. Концентрации в атмосфере углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) за последние 10 тыс. лет (крупные графики за 10 тыс. лет, врезки – с 1750 г.) и начиная с 1750 г. по совокупности данных: керны льда (точки) и наблюдения (сплошная линия)

По данным 4-го доклада МГЭИК, в 2005 г. концентрации CO_2 и CH_4 значительно превысили естественный диапазон за последние 650 000 лет [26]. Главный источник увеличения глобальной концентрации CO_2 – использование ископаемых видов топлива; свой, хотя и меньший вклад, вносят также изменения в землепользовании. Весьма вероятно, что наблюдаемый рост концентрации CH_4 обусловлен главным образом сельским хозяйством и использованием ископаемых видов топлива. Рост концентрации N_2O вызван в основном сельским хозяйством. По данным 5-го доклада МГЭИК концентрации CO_2 , CH_4 и N_2O увеличились с 1750 г. на 40, 150 и 20 % соответственно и к настоящему времени достигли 400 ppm для CO_2 , 1750 ppb для CH_4 и 330 ppb N_2O [27], где ppm – концентрация в частях молекул газа на миллион молекул воздуха по объему (англ. ppm – *Parts per million*) и ppb – концентрация в частях

молекул газа на миллиард молекул воздуха по объему (англ. *ppb* – *Parts per billion*).

О парниковых газах можно привести следующие основные сведения [2, 23].

Водяной пар (H_2O) является основным естественным парниковым газом, который ответственен более чем за 60 % парникового эффекта. Однако водяной пар участвует и во множестве других процессов, что делает его роль далеко неоднозначной в разных условиях. Прежде всего при испарении с поверхности Земли и дальнейшей конденсации в атмосфере в нижние слои атмосферы (тропосферу) благодаря конвекции переносится до 40 % от всего тепла, поступающего в атмосферу. Таким образом, водяной пар при испарении несколько понижает температуру поверхности. Но выделившееся в результате конденсации в атмосфере тепло идет на ее разогрев и в дальнейшем – на разогрев и самой поверхности Земли. Но после конденсации водяного пара образуются капли воды либо кристаллы льда, которые интенсивно участвуют в процессах рассеяния солнечного света, отражая часть солнечной энергии назад в космос. Облака, как раз представляющие собой скопления этих капель и кристаллов, увеличивают долю солнечной энергии (альбедо), отражаемой самой атмосферой обратно в космос (а дальше осадки из облаков могут выпасть в виде снега, увеличивая альбедо поверхности). Фактически, сконденсированный в капли либо кристаллы льда водяной пар тоже является одним из аэрозолей, общие свойства которых были рассмотрены выше. Однако у водяного пара все равно остаются мощные полосы поглощения в инфракрасной области спектра, а значит, роль тех же облаков далеко не однозначна. Двойственность эта особенно заметна в следующих крайних случаях: при покрытии облаками неба в солнечную летнюю погоду температура на поверхности снижается, а если то же самое происходит зимней ночью, то наоборот, повышается. На окончательный результат влияет и положение облаков: на низких высотах мощная облачность отражает много солнечной энергии, и баланс может быть в данном случае в пользу антипарникового эффекта, а вот на больших высотах разреженные перистые облака пропускают довольно много солнечной энергии вниз, но даже разреженные облака являются почти непреодолимым препятствием для инфракрасного излучения, и здесь можно говорить о преобладании парникового эффекта.

Человеческая деятельность очень слабо непосредственно влияет на содержание водяного пара в атмосфере – только лишь за счет роста площади орошаемых земель, изменения площади болот и работы

энергетики, что на фоне испарения со всей водной поверхности Земли и вулканической деятельности ничтожно мало. Из-за этого довольно часто на ней мало акцентируется внимание при рассмотрении проблемы парникового эффекта. Однако косвенное влияние на содержание водяного пара может быть очень велико за счет обратных связей. Так, повышение температуры Земли, вызванное другими факторами, увеличивает испарение и общую концентрацию водяного пара в атмосфере при практически постоянной относительной влажности, что, в свою очередь, повышает парниковый эффект. Таким образом возникает положительная обратная связь, то есть чем теплее атмосфера, тем больше водяного пара она может содержать (закон Клапейрона–Клаузиуса). С другой стороны, повышение влажности способствует развитию облачного покрова, а облака в атмосфере отражают прямой солнечный свет, тем самым увеличивая альбедо Земли. Повышенное альбедо приводит к антипарниковому эффекту, несколько уменьшая общее количество поступающего солнечного излучения и дневной прогрев атмосферы. В то же время за счет роста H_2O и увеличения облачности увеличивается и количество осадков.

Основной источник H_2O – испарение с океана, затем с почв (эватранспирация), на что затрачивается в среднем 23 % солнечной радиации, приходящей на земную поверхность. В атмосфере содержится в среднем $1,29 \cdot 10^{13}$ т влаги (водяного пара и жидкой воды), что эквивалентно слою воды 25,5 мм. Среднегодовое содержание H_2O 2 г/см³ или 3200 млн⁻¹ (3200 ppm), но локальные изменения в пространстве и во времени очень велики. Среднее время жизни молекулы в атмосфере – 10 дней. Некоторые данные наблюдений свидетельствуют о росте водяного пара в атмосфере, например, по данным измерений на станции Иссык-Куль содержание водяного пара растет в виде линейного тренда со скоростью 1 % в год [11].

Углекислый газ (CO_2), или двуокись углерода (диоксид углерода), является вторым газом по вкладу в парниковый эффект (около 22 %). В отличие от водяного пара, углекислый газ не вымораживается при понижении температуры и продолжает создавать парниковый эффект даже при самых низких температурах, возможных в земных условиях. Источники углекислого газа в атмосфере Земли – это вулканические выбросы, жизнедеятельность биосферы, лесные пожары, деятельность человека. Антропогенными источниками являются: сжигание ископаемого топлива, газа в факелах; сжигание биомассы, включая сведение лесов; некоторые промышленные процессы, приводящие к значительному выделению углекислоты (например, производство цемента), землепользование

и другие. Основными потребителями углекислого газа являются растения, однако в состоянии равновесия большинство биоценозов за счет гниения биомассы производит приблизительно столько же углекислого газа, сколько и поглощает. Антропогенная эмиссия увеличивает концентрацию углекислого газа в атмосфере, что, предположительно, является главным фактором изменения климата.

Углекислый газ является «долгоживущим» в атмосфере: время жизни молекулы около 5 лет. Он практически не поглощает приходящую солнечную радиацию, но очень сильно поглощает тепловую уходящую длинноволновую радиацию в диапазоне 13–17 мкм. Данные регулярных измерений на сети станции показывают его стабильный рост примерно со скоростью 5 % в год практически во всех частях Земли в виду хорошего перемешивания и переноса воздушными течениями. Выявлен также и сезонный ход CO_2 с наибольшей амплитудой в 20 ppm для внутриконтинентальных областей средних широт и с наименьшей (несколько ppm) – в тропиках, над океанами и в высоких широтах. Максимум концентрации наблюдается в конце зимы – начале весны, а минимум – в конце лета – начале осени, что связано с усилением биологической активности в теплый период и поглощением его растениями. Углекислый газ вовлечен в мощный круговорот углерода в системе «литосфера – гидросфера – атмосфера», и изменение земного климата связывают прежде всего с изменением баланса его поступления в атмосферу и выведения из нее.

Озон (O_3) является третьим по вкладу в парниковый эффект газом (около 25 % от вклада CO_2) в полосе мощного поглощения 9,6 мкм и самым необходимым для жизни, поскольку защищает Землю от жесткого ультрафиолетового излучения Солнца [30]. Различают стратосферный и тропосферный озон. Первый (так называемый озоновый слой) является постоянной и основной защитой от вредного излучения. В связи с этим проблема «озоновых дыр» в озоносфере Антарктики, связанная с периодическим локальным уменьшением концентрации, озона в настоящее время является очень важной. Второй же считается вредным, так как может переноситься к поверхности Земли и ввиду своей токсичности вредить живым существам. Кроме того повышение содержания именно тропосферного озона внесло вклад в рост парникового эффекта атмосферы.

Большая часть тропосферного озона образуется, когда оксиды азота (NO_x), окись углерода (CO) и летучие органические соединения вступают в химические реакции в присутствии кислорода, водяных паров и солнечного света (фотодиссоциация O_2). Транспорт, промышленные выбросы, а также некоторые химические растворители

являются основными источниками этих веществ в атмосфере. Метан также способствует образованию озона. Время жизни тропосферного озона составляет примерно 22 дня, основными механизмами его удаления являются связывание в почве, разложение под действием ультрафиолетовых лучей и реакции с радикалами OH и HO_2 .

Концентрации тропосферного озона отличаются высоким уровнем изменчивости и неравномерности в географическом распределении. Существует система мониторинга уровня тропосферного озона, основанная на спутниках и наземном наблюдении, которая требует очень большого числа пунктов наблюдений из-за высокой изменчивости в пространстве и во времени и в связи с тем, что при концентрации 60 ppb и больше он опасен для растений и здоровья человека.

Поскольку для образования озона требуется солнечный свет, высокие уровни озона наблюдаются обычно в периоды жаркой и солнечной погоды, и летний максимум может быть в 2 раза выше зимнего минимума. Нынешняя средняя концентрация тропосферного озона в три раза выше, чем в доиндустриальную эпоху. Увеличение концентрации озона вблизи поверхности имеет сильное негативное воздействие на растительность, повреждая листья и угнетая их фотосинтетический потенциал. В результате исторического процесса увеличения концентрации приземного озона, вероятно, была подавлена способность поверхности суши поглощать CO_2 , и поэтому увеличились темпы роста CO_2 в XX веке. Ученые, например Ситч (Sitch, 2007), полагают, что это косвенное воздействие на климат увеличило почти вдвое тот вклад, который концентрация приземного озона внесла в изменения климата.

Метан (CH_4) – болотный, или рудничный, газ считается вторым по значимости после CO_2 парниковым газом с полосой поглощения 7,7 мкм. Он участвует во многих химических реакциях, ведущих к образованию CO (окси углерода, или угарного газа), озона и водяного пара. Концентрация метана увеличилась больше остальных парниковых газов – в 2,5 раза по сравнению с доиндустриальным периодом, хотя в последнее время (см. рис. 6.1) она практически не меняется [25]. Время жизни метана, поступающего в атмосферу, порядка 8–12 лет, и выводится он из атмосферы в основном путем реакции с радикалом OH , образующимся в атмосфере в результате фотохимических реакций озона. Причем в результате цепочки реакций на выходе получается и углекислый газ. Кроме указанного способа еще небольшой (несколько процентов) вклад в вывод метана из атмосферы дает и поглощение его почвенными бактериями.

Оценка потоков метана из антропогенных и некоторых естественных источников составляет в общем около 0,48 Гт/год. К этим источникам относят болота (0,05–0,07 Гт/год), насекомые, прежде всего термиты (0,02 Гт/год), рисовые поля (0,12 Гт/год), домашние животные, прежде всего жвачные (0,08 Гт/год), а также свалки (0,05 Гт/год). Включают также выделение метана при добыче угля (0,035 Гт/год) и потери при добыче газа (0,034 Гт/год), а также некоторые другие источники: добычу нефти, угля, сжигание биомассы, переработку мусора. Ранее считалось, что поток метана из недр Земли невелик, и его практически не учитывали, однако некоторые современные оценки поступления метана от дегазации недр, основанные на анализе содержания различных изотопов углерода, входящего в состав метана, дают уже весьма значимые цифры – около 0,2 Гт/год и даже более. Поток метана в атмосферу может значительно увеличиться при разрушении под действием происходящего потепления климата так называемых метангидратов, обнаруженных в последние десятилетия в вечной мерзлоте и в глубинах Мирового океана.

Метангидраты – это фактически тот же лед, в котором в каркасах молекул воды присутствуют еще молекулы метана. Значительная часть метангидратов находится в метастабильном состоянии и подвергается опасности разложения при небольшом повышении температуры. Запасы метана в метангидратах просто огромны – около 10^4 Гт, что во много раз больше известных запасов его в залежах, а также угольных пластах, и в две тысячи раз превышает его содержание в атмосфере сегодня. Так что высвобождение всего этого метана (даже не единовременное) способно очень сильно поднять температуру на поверхности Земли.

Время жизни метана в атмосфере продолжительное – 12 лет, концентрация сегодня составляет 1,7 ppm (ранее – 0,7 ppm), вариации по Земле небольшие: от 1,6 ppm в высоких широтах Южного полушария до 1,7 ppm – высоких широтах Северного и по высоте метан уменьшается до 1,5 ppm в нижней стратосфере. Сезонные изменения концентрации метана наблюдаются на всех широтах и наиболее выражены в умеренных и высоких широтах Южного полушария – до 30 ppb. Источники метана находятся на суше, а стоки – в океане и стратосфере.

Закись азота (N_2O), или веселящий газ, хотя и имеет небольшой вклад в парниковый эффект, но ее парниковая активность в 298 раз выше, чем у CO_2 . Кроме того оксиды азота могут влиять на озоновый слой. Современная концентрация N_2O составляет 320 ppb, а доиндустриальная – 285 ppb при тренде 0,3 %, или 0,8 ppb,

в год. Основными источниками закиси азота в атмосфере являются микробиологические процессы в почве и океане, разложение азотных удобрений, сжигание ископаемого топлива. В настоящее время примерно 40 % поступающего в атмосферу N_2O обусловлена хозяйственной деятельностью. Стоками являются окислительные процессы в почве и в стратосфере. Антропогенная эмиссия N_2O составляет 8,1 Мт/год, естественная – 9,6 Мт/год и общая – 17,7 Мт/год. Время жизни молекулы N_2O в атмосфере 80–150 лет. Закись азота является источником двуокиси азота NO_2 , разрушающей стратосферный озон, а в тропосфере способствует образованию озона. Большая часть эмиссии закиси азота в 52–68 % отмечается в тропиках обоих полушарий по сравнению со средними и высокими широтами, где эмиссия 32–48 %. Причем в Северном полушарии концентрация закиси азота на 1 ppb больше, чем в Южном и наблюдается слабый сезонный ход с амплитудой 0,5–0,8 ppb.

На рис. 6.2 показаны полосы поглощения как коротковолновой, так и длинноволновой радиации водяным паром, углекислым газом, озоном и кислородом как в ультрафиолетовой области (озон), в видимом спектре (водяной пар) и в инфракрасных областях (водяной пар, кислород, углекислый газ), так и в длинноволновой части спектра – только парниковые газы, формирующие практически непрерывный спектр поглощения.

Хлорфторуглероды (ХФУ, галогеноуглероды) – органические соединения, состоящие исключительно из атомов хлора (Cl), фтора (F) и углерода (C). ХФУ имеют в основном антропогенное происхождение (фреон 11, фреон 12, тетрафторметан, гексафторэтан,

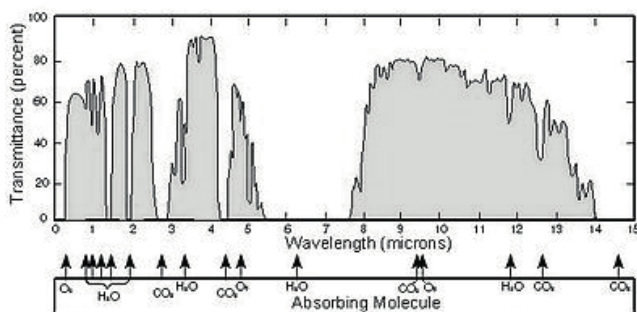


Рис. 6.2. Спектр пропускания атмосферы Земли в оптической и инфракрасной областях. Отмечены полосы поглощения кислорода, водяного пара, углекислого газа и озона

гексафторид серы и т.д.) и применяются в холодильниках, кондиционерах воздуха как аэрозоли, промышленная пена [15, 24].

Различают низшие хлорфторуглероды (CFC) – низкокипящие органические соединения на основе метанового, этанового и пропанового рядов, а также высшие хлорфторуглероды, являющиеся высокомолекулярными соединениями [14]. Считается, что толчком в промышленном использовании хлорфторуглеродов (фреоны, тетрахлорметан) послужило предложение Томаса Мидгли, американского химика и инженера-механика по их применению в холодильниках вместо используемых ранее токсичных и взрывоопасных хладагентов (аммиака и сернистого газа). Впоследствии низшие хлорфторуглероды (CFC) стали широко использоваться в качестве пропеллентов в аэрозольных баллонах, вспенивающих агентов, взрывобезопасных растворителей.

Практически бесконтрольное использование низших хлорфторуглеродов в качестве пропеллентов аэрозольных упаковок, вспенивателей, растворителей и хладагентов привело к накоплению хлорфторуглеродов в атмосфере и даже в ее верхних слоях. Особенность этих соединений в том, что они в 14–18 тысяч раз активнее CO_2 , их вклад в парниковый эффект – 24 % при концентрации всего 2 ppb, а время жизни в атмосфере составляет сотни лет. Главная же опасность ХФУ в том, что в стратосфере под воздействием солнечного ультрафиолетового излучения они разлагаются с образованием атомов хлора и монооксида хлора, которые активно уничтожают молекулы озона и сам озоновый слой, что впервые было предсказано Шервудом Роуландом. Марио Молина и Пауль Крутцен показали истощающий эффект галогеналканов на озоновый слой стратосферы [26]. Венской конвенцией 1985 г. и Монреальским протоколом 1987 г. по защите озонового слоя были запрещены производства низших хлорфторуглеродов [32, 33, 27, 31]. В 1995 г. Паулю Джозефу Крутцену, Шервуду Роуланду и Марио Молине присуждена Нобелевская премия по химии с формулировкой «За работу в атмосферной химии, особенно в части процессов образования и разрушения озонового слоя».

6.2. Аэрозоли

Кроме основных газов, атмосфера содержит водяные капли и ледяные кристаллы, частицы почвенной, вулканической и космической пыли, морской соли, дыма, а также микроорганизмы, споры растений и другие составляющие. Все они называются аэрозолями. Различают 9 видов природного тропосферного и стратосферного аэрозоля [18].

1. *Морской аэрозоль* – это частицы соли, остающиеся после испарения брызг волн, которые, в свою очередь, образуются при обрушивании волн.

2. *Сульфатный аэрозоль* – состоит из субмикронных частиц оптически активного диапазона, содержащих сульфат аммония, бисульфат и серную кислоту в водном растворе, и образуется в атмосфере в реакциях окисления соединений серы. Время пребывания в атмосфере частиц достаточно большое, они распространяются до высот 5 км и вносят наибольший вклад в антипарниковый эффект.

3. *Пустынный аэрозоль* – это минеральная пыль, поднятая в воздух ветром во время пустынных бурь в пустынях. Примером может служить пыль из пустыни Сахара, выносимая пассатными ветрами в тропическую Атлантику (рис. 6.3).

4. *Биогенный аэрозоль* – образуется из летучих органических веществ, выделяемых растениями, особенно вечнозелеными, а также некоторыми бактериями, грибами, насекомыми, гниющими водорослями на морских побережьях.



Рис. 6.3. Распространение пустынного аэрозоля из Сахары в Центральную Атлантику (по спутниковым данным)

5. *Дымовой аэрозоль* – это дым, сажа и другие продукты сгорания органики при лесных и степных пожарах.

6. *Вулканический аэрозоль* – сульфатный и нитратный аэрозоль, образующийся из вулканических газов и вулканический пепел – частицы раздробленных и распыленных горных пород.

7. *Стратосферный аэрозоль* – обычно состоит из малых сульфатных частиц (размером $< 0,3$ мкм) на высотах 15–27 км, и является долгоживущим (от полугода до нескольких лет). В нормальном состоянии составляет всего 1/300 от глобального аэрозоля, но сильные вулканические извержения могут увеличить его в 30–100 раз.

8. *Промышленный сульфатный* – это частицы промышленного происхождения, возникающие за счет сжигания топлива на тепловых электростанциях и состоящие главным образом из сернистого газа SO_2 , которые приводят к кислотным осадкам. Кислотные дожди в сочетании с повышенной концентрацией SO_2 приводят к «физиологической засухе» растений.

9. *Промышленная пыль* – образуется на предприятиях горнодобывающей промышленности, цементных и металлургических заводах.

Основным источником естественного глобального аэрозоля является океан (табл. 6.2), следующим – пыль в аридных районах, а только третье место занимает вулканическая пыль, но ее концентрация может вырасти в несколько раз после крупных извержений.

Таблица 6.2

Вклад различных источников естественных аэрозолей в атмосферу

Единицы измерения	Морская соль	Пыль	Вулканическая пыль	Лесные пожары	Метеоритная пыль
Гт/год	1500	750	50	35	1
%	64,2	32,1	2,1	1,5	$< 0,1$

В табл. 6.3 приводятся сведения о всех аэрозолях, поступающих в атмосферу, как естественного, так и антропогенного происхождения. Как следует из данных, интенсивность потоков частиц варьирует в широких диапазонах и естественный аэрозоль пока еще превосходит антропогенный в 4–5 раз.

На рис. 6.4 приведены концентрации различных видов аэрозолей (в $мкм^2/см^3$) в зависимости от распределения размеров их частиц (диаметр и радиус частиц в м). Как следует из рисунка, наибольшие концентрации могут давать лесные пожары и вулканические шлейфы дыма, а наименьшие – частицы морской соли, концентрация которых только чуть выше естественного морского фона. Однако из-за

Таблица 6.3

Оценка потоков частиц с радиусом < 20 мкм, выброшенных в атмосферу или образовавшихся в ней (Батчер, Чарлсон)

Вид частицы	Количество частиц, млн т/год
Частицы естественного происхождения (выветривание, эрозия и т.п.)	100–500
Частицы лесных пожаров и сжигания отходов лесного хозяйства	3–150
Морская соль	300
Вулканическая пыль	25–150
Частицы, образовавшиеся при выбросе газов (природные процессы):	
- сульфаты из H_2S	130–200
- соли аммония	80–270
- нитраты из NO_x	60–430
- гидрокарбонаты из растительных соединений	75–200
Антропогенные процессы:	
- сульфаты из H_2S	130–200
- нитраты из NO_x	30–35
- гидрокарбонаты	15–90
Всего частиц, выбрасываемых в атмосферу:	
- по естественным причинам	773–2200
- по антропогенным причинам	185–415
Общий поток частиц в атмосферу	958–2615

большой площади океанической поверхности вклад этого вида аэрозоля в общую аэрозольную массу является наибольшим. Самыми большими по размеру являются аэрозоли, происходящие от песчаных бурь, когда в атмосферу попадают части диаметром до 1 мм и более. Здесь же можно отметить, что естественный аэрозольный фон континентов выше, чем морской фон.

В целом же воздействие аэрозолей на климат является как локальным, так и глобальным и главным образом состоит в том, что:

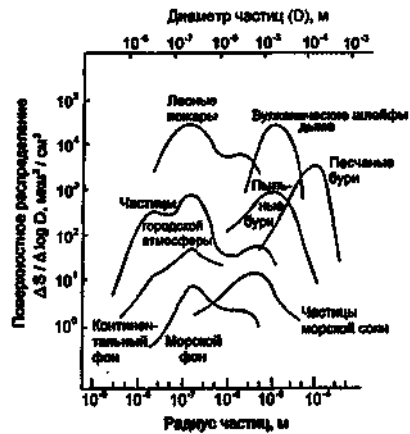


Рис. 6.4. Источники поступления и размеры аэрозольных частиц

– аэрозоли отражают часть солнечной радиации и приводят к выхолаживанию атмосферы, рассеивая до 3 % прямой радиации, и тем самым создают антипарниковый эффект (вклад 1,0 Вт/м² в Северном полушарии, что соизмеримо с 1,5 Вт/м² от влияния CO₂);

– аэрозоли способствуют образованию дополнительных ядер конденсации и увеличению осадков;

– хотя антропогенный аэрозоль и недолгоживущий, однако его концентрация постоянна и даже возрастает в связи с ростом выбросов.

Количественная оценка воздействия как парниковых газов, так и аэрозолей на климат дана на рис. 6.5 в единицах энергетического воздействия, или «форсинга» – Вт/м².

Из рис. 6.5, приведенного в 5-м докладе МГЭИК [33], следует, что совместное воздействие парниковых газов за весь индустриальный период (1750–2011 гг.) равно примерно 3 Вт/м², из которых

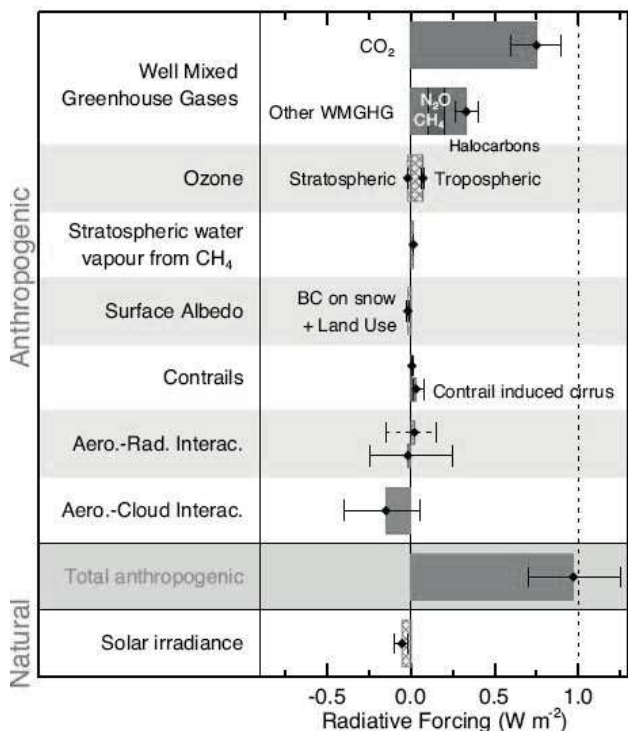


Рис. 6.5. Радиационное воздействие на климат парниковых газов, аэрозолей и других факторов за период 1980–2011 гг.

2 Вт/м² – за счет роста углекислого газа, а совместное воздействие всех аэрозолей (прямое уменьшение приходящей радиации и уменьшения за счет сформированной облачности) составляет 1 Вт/м². Отрезки прямых у каждого вида воздействия соответствуют 95-процентным доверительным интервалам возможной вариации оценок. В то же время за последние годы (1980–2011 гг.) вклад парниковых газов составляет чуть более 1 Вт/м², а аэрозолей – всего около 0,3 Вт/м², хотя с учетом доверительных интервалов они могут быть и сопоставимы.

6.3. Природа парникового эффекта

Чтобы понять, почему так важно осуществлять мониторинг парниковых газов, необходимо рассмотреть природу парникового эффекта – этого уникального явления, которое позволяет поддерживать температуру на Земле приемлемой для жизни. Температура любой планеты определяется балансом между поглощенной частью излучения и уходящим излучением. Для длительных промежутков времени справедлива гипотеза о лучистом равновесии, когда приток энергии к Земле от Солнца уравнивается ее потерей в космическое пространство, что выражается в виде известного радиационного баланса системы «Земля – атмосфера» (рис. 6.6) [16]. Радиационный баланс данной системы (R_s) является алгебраической суммой потоков радиации, входящих в земную атмосферу из мирового пространства и уходящих обратно и выражается известным уравнением:

$$R_s = I_0 - I_\infty - E_\infty, \quad (6.1)$$

где I_0 – приток солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы; I_∞ – уходящая коротковолновая радиация (отраженная и рассеянная вверх); E_∞ – уходящая длинноволновая радиация земной поверхности и атмосферы.

Если принять I_0 за 100 %, то $I_\infty = 35$ % и $E_\infty = 65$ % и для Земли в целом радиационный баланс близок к нулю и за многолетний период не отличается существенно от нуля. Поэтому приходящая к верхней границе атмосферы солнечная радиация (S)

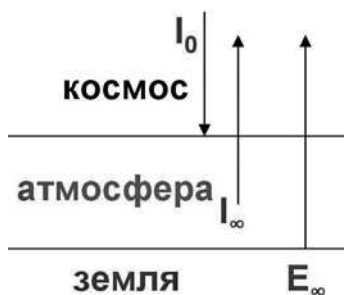


Рис. 6.6. Составляющие радиационного баланса системы «Земля – атмосфера»

за вычетом отраженной с учетом альбедо должна уравниваться уходящим длинноволновым излучением:

$$S(1-\alpha) = E^*, \quad (6.2)$$

где $S' = S - \alpha S = S(1 - \alpha)$ – поглощенная земной поверхностью радиация; α – альбедо (0,30 для Земли); E^* – эффективное излучение.

С учетом площади проекции Земли πR^2 (R – радиус Земли) и закона Стефана–Больцмана для излучения черного тела, на основе которого мощность излучения абсолютно черного тела прямо пропорциональна площади поверхности и четвертой степени температуры тела:

$$E^* = \varepsilon \sigma T^4, \quad (6.3)$$

уравнение (6.2) можно преобразовать в следующее соотношение:

$$\pi R^2 I_0 (1-\alpha) = 4\pi R^2 \varepsilon \sigma T^4 \quad (6.4)$$

или

$$1/4 I_0 (1-\alpha) = \varepsilon \sigma T^4, \quad (6.5)$$

где T – температура земной поверхности в абсолютной шкале; $\sigma = 5,670 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²К⁴) – постоянная Стефана–Больцмана; ε – относительный коэффициент излучения, равный 0,95; I_0 – солнечная постоянная.

Тогда выражение для температуры уходящего излучения T можно записать в виде

$$T = [I_0 (1-\alpha) / 4\varepsilon \sigma]^{1/4}. \quad (6.6)$$

По формуле (6.6) можно получить теоретическую оценку температуры поверхности Земли в условиях лучистого баланса системы «Земля – атмосфера», при $I_0 = 1367$ Вт/м² и при $\alpha = 0,30$, которая будет равна $T = 258$ К или -15 °С [17]. Но при такой температуре вся поверхность Земли, включая океаны, может замерзнуть, после чего наступило бы оледенение, при котором альбедо стало бы таким, как для снежного покрова $\alpha = 0,80$, и температура поверхности опустилась бы до $T = 180$ К, или -87 °С, как во внутренних областях Антарктиды. Фактическая же наблюдаемая глобальная температура равна примерно $+15$ °С, что на 30 °С выше и как раз обусловлено парниковым эффектом, то есть поглощением уходящего с поверхности длинноволнового излучения водяным паром, углекислым газом и другими примесями.

Температура земной поверхности находится в диапазоне 190...330 К, или $-83... +57\text{ }^{\circ}\text{C}$, и при таких температурах уходящая радиация имеет длины волн 4–120 мкм, а максимум ее энергии приходится на 10–15 мкм инфракрасной области и ее интенсивность меньше, чем коротковолновой, приходящей от Солнца. Большая часть (47 %) приходящего излучения поглощается поверхностью. Уходящее от Земли длинноволновое излучение в значительной степени не уходит в космическое пространство, а поглощается атмосферой, что и обуславливает более высокую температуру, чем получается по формуле (6.6).

Основными поглотителями уходящего длинноволнового излучения являются водяной пар, двуокись углерода и другие парниковые газы (см. рис. 6.2), полосы поглощения которых как раз и приходятся на длины волн с максимумом эффективного излучения [16]. Отсюда следует, что рост концентрации парниковых газов приводит к увеличению температуры поверхности, и чем больше эта концентрация, тем больше увеличение, особенно при положительной обратной связи с H_2O . Для стратосферы же, наоборот, рост CO_2 приводит к понижению температуры. Это связано с тем, что стратосфера является излучателем со средней температурой $T = 250\text{ К}$, что приходится на длины волн 11,5 мкм. Близость этой величины к полосе поглощения углекислого газа вызывает тот эффект, что при увеличении концентрации CO_2 стратосфера становится еще более интенсивным излучателем, и ее температура понижается. Однако вклад роста CO_2 в понижение температуры стратосферы является не единственным и не самым главным, так как в стратосфере определяющим газом является озон, концентрация которого снижается [19, 22].

Для количественной оценки влияния парниковых газов на температуру М.И. Будыко предложена эмпирическая формула [3]:

$$E^* = a + bT, \quad (6.7)$$

где a , b – эмпирические коэффициенты; $a = 203\text{ Вт/м}^2$; $b = 2,09\text{ Вт/(м}^2\cdot^{\circ}\text{C)}$.

Приравнявая усваиваемую Землей солнечную радиацию и уходящее длинноволновое излучение Земли:

$$1/4 I_0 (1 - \alpha) = a + bT, \quad (6.8)$$

при $\alpha = 0,30$ и $I_0 = 1367\text{ Вт/м}^2$ получим $T = 16,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, что практически близко к современной температуре Северного полушария.

6.4. Углеродный цикл и концепция саморегулирования

Среди множества химических элементов, без которых невозможно существование жизни на Земле, углерод является главным. Химические превращения органических веществ связаны со способностью атома углерода образовывать длинные ковалентные цепи и кольца. Основными резервуарами углерода являются (табл. 6.4): атмосфера, гидросфера (в основном океан), биосфера (континентальная биомасса, включая почвы) и литосфера (ископаемое топливо). В течение последних двух столетий в системе «атмосфера – биосфера – гидросфера» происходят изменения потоков углерода, интенсивность которых примерно на порядок величины превышает интенсивность геологических процессов переноса этого элемента.

Таблица 6.4

Содержание углерода в различных резервуарах

Резервуар	Концентрация углерода	Содержание углерода, Гт
Атмосфера (масса $5,14 \cdot 10^6$ Гт)	390 ppm (ранее 260 ppm)	717 (550)
Океан (масса $1,384 \cdot 10^9$ Гт): - неорганический углерод - органический углерод - растворенная органика	29 г/м ³ 0,7 г/м ³	39000 1000 30
Биосфера: - живая масса - неживая органическая масса - соломенная подстилка - гумус		560 30 60 2000–16000
Литосфера (масса $24 \cdot 10^9$ Гт): - неорганический углерод - органический углерод	20 % 0,07 %	1000000 48 17,5

Как следует из табл. 6.4, основная масса углерода (порядка 1 млн Гт, где 1 Гт = 1 млрд т = 10^9 т) сосредоточена в верхнем (осадочном) слое земной коры (литосфере), в его неорганических отложениях. Главным образом это карбонаты и органически горючие ископаемые, важнейшие из которых нефтеносные сланцы, уголь и нефть, накопившиеся за сотни миллионов лет. За сравнительно короткие в геологическом понимании промежутки времени – сотни и тысячи лет – вынос этих пород на поверхность так невелик, что им можно пренебречь.

В жизненные процессы в биосфере (на суше и в океане) вовлечено всего несколько десятых процента общего огромного запаса углерода. Все процессы, объединяющие потоки и превращения неорганического и органического углерода, образуют глобальный биогеохимический цикл углерода. Круговорот углерода в биосфере состоит из двух разных циклов, наземного и морского, связанных через границу между океаном и атмосферой (рис. 6.7). Быстро вращающиеся «шестеренки» круговорота углерода в трех стихиях – на суше, в атмосфере и океане – соединены с медленными, по геологическим меркам времени, крупномасштабными процессами общей циркуляции углерода, как бы через редуктор с большим передаточным числом.

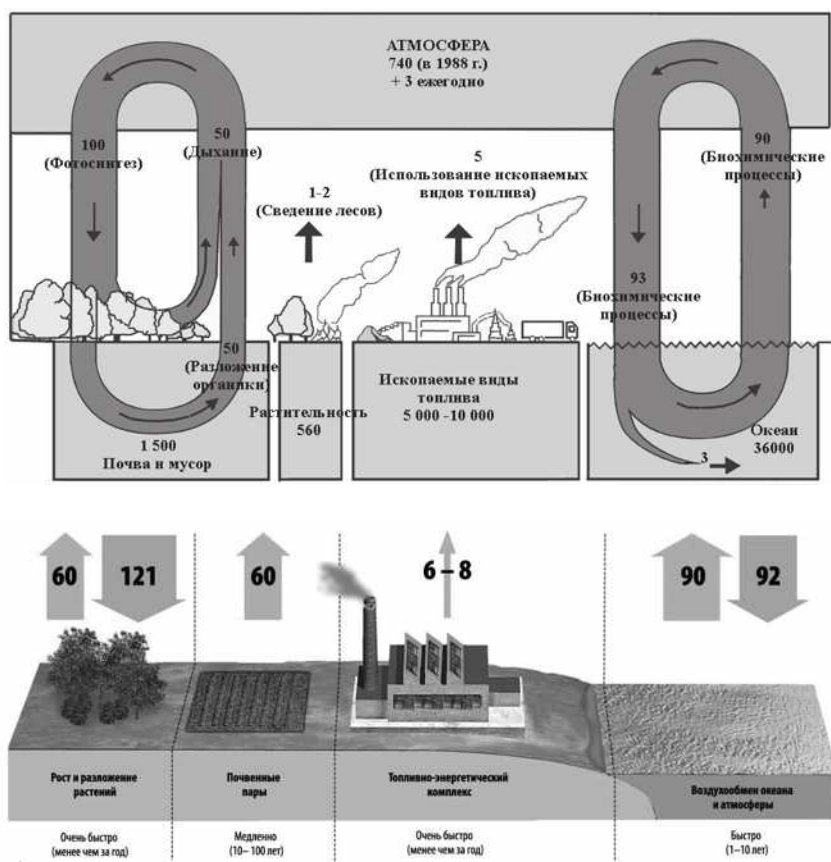


Рис. 6.7. Схемы глобального углеродного цикла, включая резервуары и потоки, выраженные в Гт

Литосфера сейчас обеспечивает весьма небольшой поток углекислого газа, поступающего в атмосферу прежде всего благодаря вулканической деятельности – около 0,1 Гт углерода в год. Основные потоки наблюдаются в системах «океан (вместе с обитающими там организмами) – атмосфера» и «наземная биота – атмосфера». В океан ежегодно поступает из атмосферы около 92 (93) Гт углерода и 90 Гт возвращается обратно в атмосферу. Таким образом, океаном ежегодно дополнительно изымается из атмосферы около 2 (3) Гт углерода. В то же время в процессе дыхания и разложения наземных умерших живых существ в атмосферу поступает около 100 Гт углерода в год. В процессе фотосинтеза наземной растительностью изымается из атмосферы тоже около 100 Гт углерода. Таким образом, механизм поступления и изъятия углерода из атмосферы достаточно сбалансирован, обеспечивая приблизительно равные потоки.

Современная жизнедеятельность человека включает в этот механизм все увеличивающийся дополнительный поток углерода в атмосферу за счет сжигания горючих ископаемых (нефть, газ, уголь и пр.), по данным, например за период 1989–1999 гг., в среднем около 6,3 Гт в год. Также поток углерода в атмосферу увеличивается и за счет вырубки и частичного сжигания лесов – до 1,7 Гт в год. Даже учитывая возможность поглощения около 2 Гт дополнительного углерода океаном, все равно остается довольно значимый дополнительный поток (к настоящему времени около 6 Гт в год), увеличивающий содержание углекислого газа в атмосфере.

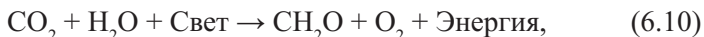
Кроме того, поглощение углекислого газа океаном уже в ближайшем будущем может уменьшиться, и даже возможен обратный процесс – выделение углекислого газа из Мирового океана. Это связано с понижением растворимости углекислого газа при повышении температуры воды – так, например, при повышении температуры воды всего с 5 до 10 °С коэффициент растворимости углекислого газа в ней уменьшается приблизительно с 1,4 до 1,2. Таким образом, поток углекислого газа в атмосферу, вызываемый хозяйственной деятельностью, не велик по сравнению с некоторыми естественными потоками, однако его некомпенсированность приводит к постепенному накоплению CO_2 в атмосфере, что разрушает баланс поступления и изъятия CO_2 , складывавшийся за миллиарды лет эволюции Земли и жизни на ней.

Изменение содержания углерода в атмосфере во времени можно выразить в виде следующего балансового уравнения [1, 20]:

$$2,123 \frac{dC(t)}{dt} = Q_{\text{foss}}(t) + D_n(t) - S_{\text{OC}}(t) - S_{\text{fert}}(t) + S_{\text{resid}}(t), (6.9)$$

где $C(t)$ – атмосферная концентрация CO_2 (ppm); Q_{foss} – индустриальная эмиссия углерода, Гт С/год, связанная с сжиганием ископаемого топлива и производством цемента; D_n – биоэмиссия (вырубка лесов, изменение количества почвенного углерода и т.п.); S_{OC} – сток в океан; S_{fert} – фертилизационный сток (от растений); S_{resid} – сток за счет короткопериодной климатической изменчивости.

Основным уравнением не только углеродного, но и кислородного цикла является уравнение фотосинтеза:



хотя помимо простейшего формальдегида CH_2O в результат фотосинтеза могут образовываться и более сложные органические соединения.

Круговорот углерода начинается с фиксации атмосферной двуокиси углерода в процессе фотосинтеза (в растениях и некоторых микроорганизмах). Часть образовавшихся углеводов используется самим растением для получения энергии. При этом двуокись углерода (продукт реакции) уходит через листья или корни растения. Часть фиксированного растениями углерода потребляется животными, которые получают его с пищей и выделяют его при дыхании в виде углекислого газа. Мертвые растения и животные разлагаются микроорганизмами почвы, углерод их тканей окисляется до двуокиси и возвращается в атмосферу. Суммарная масса живого органического вещества, поддерживаемая в результате фотосинтеза зеленых растений, известна только приблизительно. Не вызывает сомнений, что ее основная часть состоит из растений (масса животных составляет малую долю общего количества вещества живых организмов) и что в общей массе растений преобладают деревья. В связи с этим планетарная величина биомассы в значительной мере определяется распространением лесов на континентах. Леса не только основные потребители двуокиси углерода на суше, но и главный резервуар биологически связанного углерода (400–500 Гт). Можно полагать, что среднее время круговорота углерода в земных организмах равно 10–17 годам и близко к аналогичному показателю для атмосферы.

Выделяются три стадии круговорота углерода: первая – это поглощение зелеными растениями CO_2 из воздуха и создание органического вещества; на второй стадии животные, питаясь растениями, из содержащихся в них соединений углерода производят продукты жизнедеятельности и распада; на третьей стадии микроорганизмы разрушают вещество умерших растений и животных и освобождают углерод, который снова попадает в атмосферу.

Пути круговорота углерода в океане сильно отличаются от его путей на суше. В воде мертвые организмы, опускаясь вглубь, быстро разлагаются. Очень скоро то, что было живым, превращается в растворенное органическое вещество и остается в глубинах столетиями. Круговорот, идущий в океане, в основном автономен. Двуокись углерода, растворенная в морской воде, усваивается фитопланктоном, а кислород уходит в раствор. Зоопланктон и рыбы потребляют углерод, фиксированный фитопланктоном, а кислород используют при дыхании. В результате разложения органических веществ в воду возвращается двуокись углерода, усвоенная фитопланктоном. Измерения показывают, что вся атмосферная двуокись углерода растворилась бы в океане за 5–10 лет. Иначе говоря, за год около 93 млрд т атмосферной двуокиси углерода растворяется в море и замещается примерно равным количеством двуокиси углерода из океана.

На создание органического вещества ежегодно расходуется около $300 \cdot 10^9$ т углекислого газа, то есть более 10 % количества CO_2 , содержащегося в атмосфере. Почти вся эта масса возвращается в атмосферу и гидросферу в результате окисления организмов и продуктов их жизнедеятельности. Важно подчеркнуть, что цикл круговорота углерода в результате создания органического вещества полностью замкнут. Из общей массы органического углерода, ежегодно поглощаемого растениями, только очень небольшая часть переходит в литосферу и выходит из этого круговорота.

Человек изменяет условия на Земле не только тем, что сжигает горючие ископаемые. За последние столетия были расчищены и отведены под сельскохозяйственные культуры большие площади, ранее занятые лесом. В таких районах, конечно, изменился характер почвенного дыхания, и это отразилось бы на содержании CO_2 в атмосфере, если бы одновременно не усилилось сжигание горючих ископаемых. Во всяком случае, динамическое равновесие между главными резервуарами двуокиси углерода – биосферой, атмосферой, гидросферой и почвой – нарушено, и, можно сказать, система сейчас находится в переходном периоде. Поскольку даже самые быстрые процессы обмена CO_2 между резервуарами и выравнивание ее концентрации занимают десятки лет, новое равновесие установится еще не скоро. Постепенно в процесс вовлекаются и глубины океанов; окончательное распределение углерода зависит от скорости смены воды в них (порядка 1000 лет) и скорости взаимодействия с донными осадками.

Ежегодное сжигание примерно 5 млрд т горючих ископаемых должно увеличивать атмосферный запас двуокиси углерода на 0,7 %,

то есть ежегодно должно прибавляться почти 2 ppm. На деле же за год концентрация CO_2 в воздухе возрастает всего на 0,7 ppm; значит, две трети выделенной при сгорании двуокиси углерода быстро уходят из атмосферы в океан или в наземную флору. Лабораторные опыты показали, что растения растут гораздо быстрее, если окружающий воздух обогащен двуокисью углерода. Значит, сжигая уголь, нефть и природный газ, человек удобряет поля и леса. Считается, что биомасса суши за последние сто лет могла вырасти на целых 15 млрд т. Однако конкретных доказательств того, что такой прирост действительно произошел, очень мало.

Как видно из рис. 6.6, оценки составляющих баланса углерода даже по двум приведенным схемам могут расходиться, поэтому принимались неоднократные попытки их уточнения, например В.Г. Горшковым, К.Я. Кондратьевым, К.С. Лосевым [1]. По данным этих авторов, имеет место дисбаланс глобального бюджета углерода, и атмосфера накапливает углерод от 1 до 5 Гт (в среднем 3 Гт) ежегодно за счет постоянных антропогенных эмиссий. В табл. 6.5 приведены данные об источниках (отрицательные) и стоках (положительные) глобального баланса углерода, из которой следует, что углерод стекает в атмосферу и океан, а также поглощается биотой океана, а источниками являются сжигание ископаемого топлива и биота суши.

Таблица 6.5

Источники и стоки глобального бюджета углерода

Источники и стоки (1991–1993 гг.)	Бюджет, ГтС/год	Источники и стоки (1991–1993 гг.)	Бюджет, ГтС/год
1. Ископаемое топливо	5,9 $\pm$ 0,5	4. Органический углерод	1,2 $\pm$ 0,5
2. Атмосфера	2,2 $\pm$ 0,1	4а. Океан	2,4 $\pm$ 1,0
3. Океан	2,5 $\pm$ 1,0	4б. Суша	1,2 $\pm$ 0,9
		4б1. Тропики	–1,6 $\pm$ 1,0
		4б2. Бореальная зона	0,5 $\pm$ 0,5

На рис. 6.8 показаны четыре возможные ситуации перераспределения глобального баланса углерода между основными резервуарами (сверху вниз).

1. Современное состояние углеродного баланса: 6 Гт углерода поступает от сжигания углеродного топлива и других видов хозяйственной деятельности и из них 3 Гт поглощаются невозмущенной биотой океана и невозмущенной биотой суши, которая в настоящий момент составляет 1/3 от всей биоты суши или 20 % от общей биомассы Земли (темная закрашка). Возмущенная биота суши

дополнительно производит 3 Гт углерода, которые пока поглощаются невозмущенной биотой суши (1 Гт) и океана (2 Гт). В результате такой схемы углеродного бюджета в атмосфере ежегодно накапливается 3 Гт углерода.

2. Во втором сценарии бюджета углерода принимается, что вся биота суши возвращена в естественное, то есть невозмущенное состояние. В этом случае при таком же уровне антропогенной эмиссии углерода в 6 Гт, невозмущенная биота будет поглощать 8 Гт и из атмосферы будет ежегодно выводиться по 3 Гт углерода. Хотя этот вариант бюджета является и наиболее подходящим, но мало реальным, так как всю биоту перевести в естественное состояние уже невозможно.

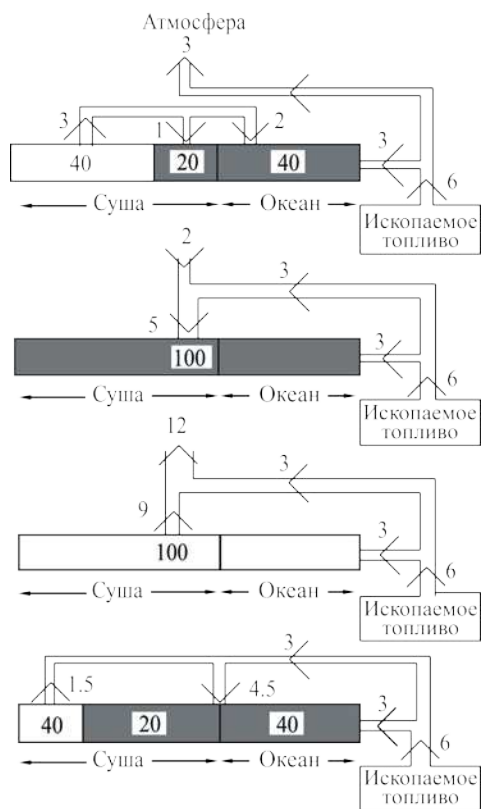


Рис. 6.8. Глобальные изменения окружающей среды в зависимости от степени возмущения биоты

3. По третьему сценарию бюджета углерода вся биота, как суши, так и океана, переведена в возмущенное состояние при полном ее освоении человеком. В этом случае возмущенная биота сама превратится в источник углерода с эмиссией 9 Гт в год, что в 1,5 раза больше антропогенной эмиссии за счет сжигания углеродного топлива, которая принимается на том же уровне 6 Гт углерода в год. В этом случае ежегодное накопление углерода в атмосфере будет составлять 12 Гт, что приведет к ее катастрофическому нагреванию.

4. Последний сценарий позволяет установить углеродное равновесие, когда в атмосфере не будет происходить накопления углерода. Такое равновесие может быть установлено даже без уменьшения антропогенной эмиссии углерода за счет сжигания ископаемого топлива, а только за счет перевода половины возмущенной биоты суши обратно в невозмущенное состояние. Тогда оставшаяся возмущенная биота добавит только 1,5 Гт углерода в атмосферу, и весь углерод атмосферы в количестве 4,5 Гт сможет быть поглощен невозмущенной биотой океана и суши.

Последний из сценариев бюджета с углеродным равновесием вполне реалистичен и связан с восстановлением лесов и естественной биосферы на половине освоенной человеком части суши. Параллельный вариант – это уменьшение сжигания ископаемого топлива и развитие других экологически чистых видов энергетики: атомной, ветровой, солнечной, геотермальной, приливной [9].

В целом проблема нарушения углеродного цикла человеком связана с общей проблемой глобального экологического равновесия [20] или биотического саморегулирования [12]. Согласно данным табл. 6.6, в течение только одного XX в. антропогенная нагрузка на окружающую среду выросла во много раз.

Таблица 6.6

Изменение показателей антропогенной деятельности за XX столетие

Показатели	Начало XX в.	Конец XX в.
Валовой мировой продукт, млрд долларов	60	20000
Мощность мирового хозяйства. ТВт (1012 Вт = 1 ТВт – тераватт)	1	10
Численность населения, млрд чел.	1	5
Потребление пресной воды, куб. км	360	4000
Потребление чистой первичной продукции биоты, %	1	16
Площадь заселенных территорий, млн кв. км	57,49	50,07
Рост площади пустынь, млн га	–	+156
Сокращение числа видов, %	–	–20
Площадь, нарушенная хозяйственной деятельностью на суше, %	20	60

Прежде всего это связано с ростом населения в 5–7 раз (с 1 млрд до 5, а сейчас уже до 7 млрд человек) и с ростом энергетической мощности цивилизации в 10 раз. При этом потребление первичной продукции биоты выросло в 16 раз, потребление пресной воды – в 11 раз, площадь, нарушенная хозяйственной деятельностью на суше, – в 3 раза.

Согласно теории биотической регуляции и устойчивости окружающей среды, при превышении внешними возмущениями определенного порогового уровня биота теряет способность стабилизировать окружающую среду с помощью действия отрицательных обратных связей, и начинаются ее локальные и глобальные изменения. В соответствии с принципом Ле Шателье: «Внешнее воздействие, выводящее систему из состояния равновесия, вызывает в ней процессы, стремящиеся ослабить результаты этого воздействия», биосфера ведет себя как саморегулирующая система, способная подавить всякие природные нарушения и восстановить некий внутренний баланс, но до определенного предела. По мнению В.Г. Горшкова, переход через этот порог произошел в XX в. Основные положения концепции биотической регуляции окружающей среды состоят в следующем [13].

1. *Нет среды без биоты.* Пригодная для жизни человека окружающая среда создается и устойчиво поддерживается в оптимальном состоянии естественными, не нарушенными человеком экологическими сообществами живых организмов (биотой). Естественная биота компенсирует любые нарушения окружающей среды, не превосходящие порога разрушения самой биоты.

2. *Эволюция для регуляции.* Биотическая регуляция осуществляется путем функционирования («работы») живых организмов всех видов, входящих в экологическое сообщество. Стабилизирующий естественный отбор предотвращает распад генетической информации, необходимой для такой работы. Эволюция происходит в направлении усиления регуляторного потенциала экологического сообщества.

3. *Биота как компьютер.* Величина потоков информации, обрабатываемых естественной биотой в процессе управления окружающей средой, на двадцать порядков превосходит величину потоков информации, которые могут быть обработаны современной цивилизацией. Технологический аналог биотической регуляции невозможен.

4. *Нарушенная биота.* Освоение естественных экосистем в ходе хозяйственной деятельности человека разрушает механизм

биотической регуляции в локальных масштабах и непрерывно ослабляет его глобальную мощность. Нарушенные экосистемы и искусственные биосистемы (поля, пастбища, эксплуатируемые леса) не способны поддерживать устойчивой окружающую среду. Напротив, они действуют как мощные дестабилизаторы окружающей среды.

5. *Биота и температура.* Жизнь может существовать в температурном интервале, соответствующем жидкому состоянию гидросферы. Жидкая гидросфера Земли физически неустойчива по отношению к переходу в состояние полного оледенения планеты или полного испарения океанов. В отсутствие биотического управления окружающая среда и климат Земли в течение короткого времени перейдут в одно из этих двух устойчивых состояний, непригодных для жизни человека.

6. *Биота и вода.* Человек живет на суше. Пресная вода, необходимая для всей жизни и жизни людей, реками непрерывно стекает в океан. Компенсация речного стока и оптимальное дождевое увлажнение почвы обеспечиваются действием лесного биотического насоса, закачивающего атмосферную влагу с океана на сушу. Суша, лишенная естественного лесного покрова, превращается в пустыню, навсегда запертую от океанической влаги.

В соответствии с этими положениями, чтобы окружающая среда и климат оставались пригодными для жизни людей, необходимо восстановить естественные леса на большей части территории суши. Вместе с тем далеко не все ученые придерживаются этой концепции, а считают, что окружающая среда обладает намного большим запасом прочности. Доказательством этому являются глобальные катастрофы, через которые прошла биосфера в своем развитии и сохранилась как организованный природный объект [8]. Так, по мнению Н.Н. Моисеева (1998), развитие биосферы Земли – это цепь катастроф с непредсказуемыми исходами, оно характеризуется крайней неустойчивостью, и только благодаря системе отрицательных обратных связей параметры биосферы удерживаются в пределах, позволяющих сохраниться всему живому.

Ортодоксальное воплощение принципа Ле Шателье для биосферы – это известная концепция Геи-Земли, предложенная английским химиком Джеймсом Лавлоком [28, 29] и американским микробиологом Л. Маргулисом. Согласно Гея-гипотезе, сохранение длительной химической неравновесности атмосферы Земли обусловлено совокупностью жизненных процессов на Земле. С начала жизни, 3,5 млрд лет назад, существовал механизм биологической автоматической

термостатики, в котором избыток двуокиси азота в атмосфере играл регулирующую роль, препятствуя тенденции потепления, связанной с возрастанием приходящей солнечной радиации.

Суть Гея-гипотезы в том, что Земля является саморегулирующейся системой, созданной биотой и окружающей средой, способной сохранять химический состав атмосферы и тем самым поддерживать благоприятное для жизни постоянство климата. По Лавлоку, мы – обитатели и часть квазиживой целостности, которая обладает способностью глобального гомеостаза, компенсирующего нарушения в пределах своей способности к саморегуляции. Когда подобная система попадает в состояние стресса, близкого к границам саморегуляции, даже маленькое потрясение может толкнуть ее к переходу в новое стабильное состояние или даже полностью уничтожить. В то же время Гея превращает отбросы в необходимые элементы и, видимо, должна выжить, даже если в результате ядерной войны будет уничтожено человечество. Эволюция биосферы, по Лавлоку, может быть процессом, который выходит за рамки полного понимания, контроля и даже участия человека. Подходя к Гея-гипотезе с биологических позиций, Л. Маргулис полагала, что жизнь на Земле представляет собой сеть взаимозависимых связей, позволяющих планете действовать как саморегулирующаяся и самопроизводящая система.

Лавлок сконструировал модель, в соответствии с которой при изменении потоков солнечной радиации растет разнообразие, ведущее к возрастанию способности регулировать температуру поверхности планеты, а также к росту биомассы. Такая модель получила название «Мир маргариток» – одномерный мир, в котором температура поверхности зависит только от поглощенной солнечной радиации. Отражательные свойства представлены маргаритками двух видов: черными и белыми, и каждый вид существует в своем диапазоне температур. При увеличении солнечной постоянной растет температура, и сначала прорастают и развиваются черные маргаритки на экваторе, так как они лучше приспособлены к жизни в холоде и полнее поглощают солнечный свет. Затем черные высыхают и замещаются белыми, и от экватора к полюсу вначале идут волны черных маргариток, а затем белых. При этом возрастает альбеда, радиационный баланс уменьшается и препятствует росту температуры (рис. 6.9).

Параметры модели подобраны таким образом, что увеличение солнечной постоянной компенсируется ростом альбеда за счет увеличения территории, занятой белыми маргаритками, а температура сохраняется стабильной. При дальнейшем росте солнечной постоянной

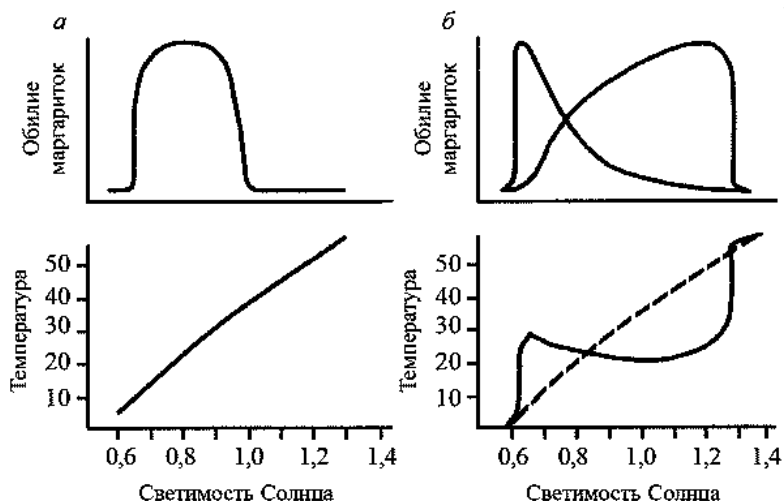


Рис. 6.9. Изменения температуры поверхности планеты с изменением светимости Солнца (1,0 – нынешнее состояние) при наличии единственной морфы маргариток (а) и при двух, «светлой» и «темной», способных кондиционировать среду обитания (б) по [28]

компенсировать рост температуры уже невозможно и земля высыхает. Аналогично – и при уменьшении солнечной постоянной. Модель может усложняться: добавляются серые маргаритки, кролики, питающиеся маргаритками, лисы, питающиеся кроликами и т.д.

Научное представление о Земле, как о целостной живой системе, «макрокосме», живом суперорганизме, развивалось учеными-натуралистами и мыслителями начиная с XVIII в. и известных работ Дж. Геттона (1726–1797), Ж.Б. Ламарка (1744–1829), А. Гумбольдта (1769–1859). Поэтому не случайно эта животрепещущая проблема экологического равновесия настраивает не только на научные дискуссии, но и на стихи [28]:

«Мир маргариток – для экологов игра.
 Есть маргаритки черные, что поглощают свет
 и делятся теплом наивно, свято,
 и белые, что отражают, не согревшись.
 Есть в этом мире Солнце и Луна,
 хотя последняя значенья не имеет,
 и воздух есть, ветра его и влага.
 Ученые нашли, что можно жить

в полях из маргариток черных, белых,
но трогать их и рвать – недопустимо.
Пусть вам не нравится тревожный белый цвет,
но если оборвете их нещадно,
настанет засуха, в которой все погибнет.
А если траурный вам неприятен цвет,
и вы лишь белые оставите цветочки,
настанет холод, и опять же все погибнет.
Мы думали, живем мы в мире сосен,
и в мире гор и городов, морей и марей,
но суть баланса – в мире маргариток».

6.5. История изменения химического состава атмосферы

Возраст атмосферы принято приравнивать к возрасту самой планеты Земля – примерно 4,5 млрд лет [11, 21]. Согласно наиболее распространенной теории, атмосфера Земли на протяжении истории перебивала в трех различных составах. Первоначально она состояла из легких газов (водорода и гелия), захваченных из межпланетного пространства. На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами, кроме водорода (углекислым газом, аммиаком, водяным паром), и эта атмосфера была восстановительной. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами: утечкой легких газов (водорода и гелия) в межпланетное пространство и химическими реакциями, происходившими в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозových разрядов и некоторых других факторов, что постепенно привело к образованию современной атмосферы, характеризующейся гораздо меньшим содержанием водорода и гораздо большим – азота, кислорода и углекислого газа.

На первоначальном этапе своего формирования Земля была разогрета до внушительных температур – около 9000 °С, и большинство газов, составляющих атмосферу, должны были бы покинуть ее. По мере постепенного охлаждения и затвердевания Земли газы, растворенные в жидкой земной коре, стали выходить из нее, и из этих газов сложилась первичная земная атмосфера. Можно допустить, что первичная атмосфера нашей планеты по составу была близка к составу метеоритных и вулканических газов. В какой-то мере первичная атмосфера была аналогична атмосфере Венеры, которая

по размерам наиболее близка к нашей планете. В состав праатмосферы входили вулканические газы в виде перегретых паров воды, углекислого газа, азота, водорода, аммиака, кислых дымов, благородных газов и кислорода. Температура этой атмосферы составляла ~65–80 °C при высоком давлении.

В раннем докембрии накопления кислорода в атмосфере практически не происходило и весь освобожденный кислород быстро поглощался земной корой при окислении, а также вулканическими сернистыми газами первичной атмосферы. Вероятно, что процессы образования полосчатых железистых кварцитов в раннем и среднем докембрии привели к поглощению значительной части свободного кислорода от фотосинтеза древней биосферы. Закисное железо в докембрийских морях явилось главным поглотителем кислорода, когда фотосинтезирующие морские организмы поставляли свободный молекулярный кислород непосредственно в водную среду. После того как докембрийские океаны очистились от растворенного железа, свободный кислород стал накапливаться в гидросфере и затем в атмосфере.

Существуют две теории происхождения самого важного для жизни химического элемента – кислорода [4]. По мере охлаждения Земли температура упала примерно до 100 °C, большая часть водяного пара сконденсировалась и выпала на земную поверхность первым дождем, вследствие чего образовались реки, моря и океаны – гидросфера. Водяная оболочка на Земле обеспечила возможность накопления эндогенного кислорода, став его аккумулятором и (при насыщении) поставщиком в атмосферу, к этому времени уже очищенную от воды, углекислоты, кислых дымов и других газов в результате прошедших ливней фотодиссоциацией (диссоциация водяного пара под действием ультрафиолетового излучения Солнца). Другая теория утверждает, что кислород образовался при фотосинтезе в результате жизнедеятельности примитивных клеточных организмов, когда растительные организмы расселились по всей Земле, количество кислорода в атмосфере стало быстро увеличиваться. Однако многие ученые склонны рассматривать обе версии без взаимного исключения.

Новый этап в истории биосферы характеризовался тем, что в атмосфере 2,0–1,8 млрд лет назад отмечалось увеличение количества свободного кислорода, поэтому окисление железа переместилось на поверхность древних континентов в область коры выветривания, что и привело к формированию мощных древних красноцветных толщ. Поступление двухвалентного железа в океан уменьшилось

и соответственно снизилось поглощение свободного кислорода морской средой. Все большее количество свободного кислорода стало поступать в атмосферу, где устанавливалось его постоянное содержание. В общем балансе атмосферного кислорода возросла роль биохимических процессов живого вещества биосферы. Наличие свободного кислорода создало возможность для следующего крупного шага в эволюции жизни – появления организмов, потребляющих кислород, животных. И действительно, наиболее древние останки животных найдены в породах среднего протерозоя. Несомненное становление многоклеточных морских животных датируется началом верхнего рифея, около 1 млрд лет тому назад. В венде обнаружено уже не менее 20 родов животных, преимущественно кишечнополостных («век медуз») и членистоногих.

На кривой роста и последующего колебания кислорода в атмосфере Земли (рис. 6.10) выделяются три важные пороговые величины. Первый порог в 0,1 % от современного кислорода получил название «точка Юри».

На Земле, лишенной фотосинтеза, кислород образуется в атмосфере за счет фотодиссоциации молекул воды. Его содержание, по расчетам Г. Юри, не может превышать 0,1 % от современного и автоматически держится на этом уровне. При таком содержании кислорода может существовать только анаэробная жизнь. Вторым важным порогом на кривой роста кислорода в атмосфере является «точка Пастера», равная 1 % от количества кислорода в современной атмосфере. При достижении этой концентрации кислорода организмы

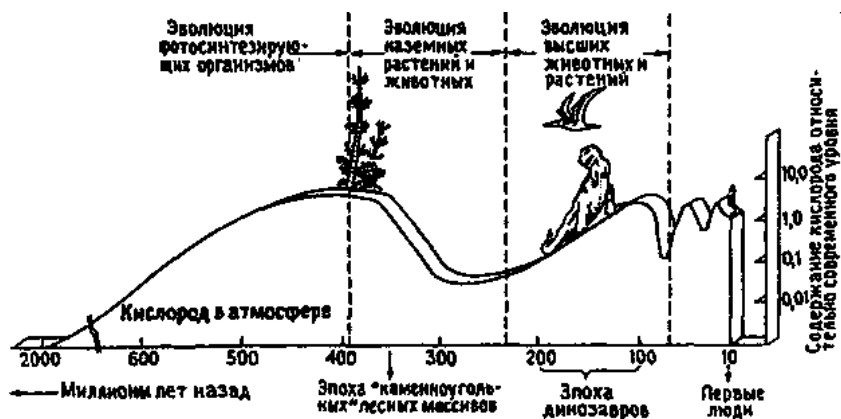


Рис. 6.10. Кривая динамики кислорода в атмосфере и связанные с ним формы жизни

переходят от использования энергии процессов ферментативного (анаэробного) брожения к энергетически более эффективному (в 30–50 раз) окислению при дыхании. По расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла, точка Пастера была достигнута в конце венда, около 600 млн лет тому назад, и это привело в начале фанерозоя к настоящему биологическому взрыву – массовому распространению практически всех типов животных (кроме хордовых). Именно постепенное накопление кислорода и сформировало жизнь на Земле, хотя на это потребовались сотни миллионов лет, но, по определению Ж.Б. Ламарка: «Для природы время ничего не значит и никогда не представляет затруднений, она всегда его имеет в достаточном распоряжении, и для нее это средство не имеет границ, с помощью его она производит и самое великое, и самое малое».

Третье пороговое содержание O_2 называется «точкой Беркнера–Маршалла», или «дополнительным числом Пастера», и соответствует 10 % от современного. Оно определяет такую сформированность озонового экрана, при которой потоки жестких ультрафиолетовых солнечных лучей уже не достигают земной поверхности и не препятствуют развитию жизни. Озон является аллотропным видоизменением кислорода с трехатомной молекулой O_3 . Молекула озона не линейна и имеет структуру треугольника с тупым углом при вершине и равными межъядерными расстояниями (рис. 6.11).

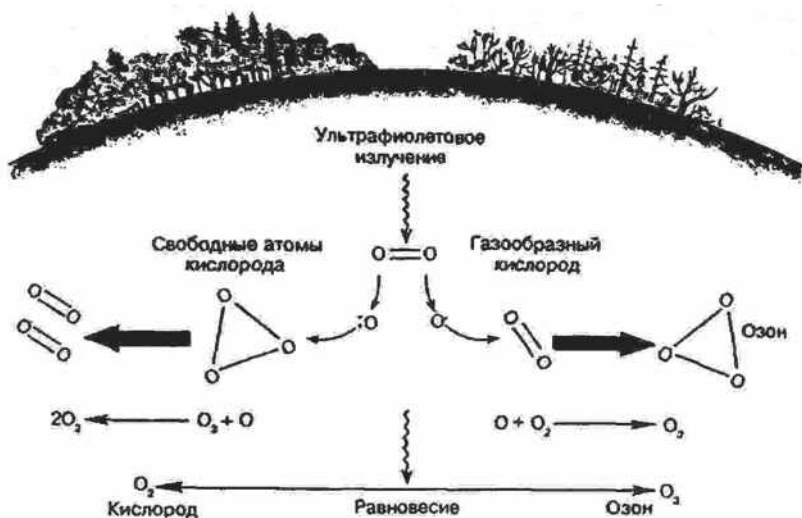


Рис. 6.11. Формирование молекул озона и озонового слоя

Образование молекулы озона происходит двумя путями: либо из свободных атомов кислорода, либо взаимодействуют атом кислорода, который соединяется с молекулой O_2 , образуя молекулу озона.

И если содержание кислорода в атмосфере на протяжении практически всей истории Земли постепенно увеличивалось, то доля углекислого газа также постепенно уменьшалась, как следует из рис. 6.12.

Для оценки динамики изменения содержания кислорода и углекислого газа в фанерозое М.И. Будыко и А.Б. Ронов в 1979 г. предложили оригинальную методику, основанную на данных о содержании органического углерода в осадочных и вулканогенных породах континентов [4, 5]. Ими было принято, что материалы об отложениях органического углерода на континентах (в отложениях океана значительно меньше) отражают динамику глобального процесса образования O_2 . На основе отложений получено суммарное накопление CO_2 в $7,3 \cdot 10^{23}$ г, а O_2 в $19 \cdot 10^{21}$ г, а также скорость формирования CO_2 (табл. 6.7).

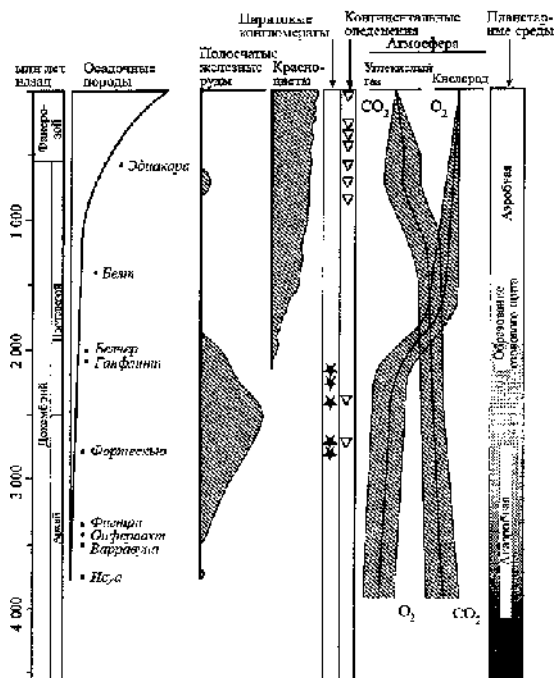


Рис. 6.12. Геологические свидетельства изменений состава земной атмосферы и условий среды на протяжении докембрия и фанерозоя (по Schopf, 1992)

Таблица 6.7

Скорость формирования отложений на континентах (А.Б. Ронов, 1979)

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

Зная, что современная атмосфера содержит $1,2 \cdot 10^{21}$ г. O₂ и 90 % O₂ в фанерозое израсходовано на окисление минеральных соединений, можно получить изменение массы кислорода во времени:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = A - B, \quad (6.11)$$

где A , B – скорость прихода и расхода O₂ и $B = \alpha M$, $\alpha = 3,1 \cdot 10^{-8}$ лет⁻¹.

Считая, что при $t = t_0$ в начале фанерозоя $M = M_0$ и интегрируя, получим выражение для оценки динамики кислорода в течение фанерозоя:

$$M - \frac{A}{\alpha} = \left(M_0 - \frac{A}{\alpha} \right) e^{-\alpha t}. \quad (6.12)$$

Полученные М.И. Будыко кривые эволюции химического состава атмосферы приведены на рис. 6.13, причем динамика CO_2 показана совместно с динамикой вулканической деятельности.

Как следует из рис. 6.12, содержание углекислого газа и кислорода в атмосфере Земли на протяжении фанерозоя (последние 570 млн лет) неоднократно и резко менялось. Благодаря активной вулканической деятельности в атмосферу Земли выбрасывалось огромное количество CO_2 и его содержание увеличилось до нескольких десятых процента и даже 0,4 % (4000 ppm) в каменноугольный период. Уже к началу фанерозоя масса атмосферного кислорода составила приблизительно треть его современного содержания. В дальнейшем рост концентраций кислорода был неравномерным. Его резкое увеличение произошло в девоне и карбоне, когда был достигнут уровень, равный современному.

В триасе содержание кислорода вновь снизилось, и лишь в середине мезозоя произошло новое резкое увеличение, сменившееся затем длительным периодом убывания. Рост O_2 в девоне и карбоне связан с максимальным развитием растительного покрова, а уменьшение в пермский период – с аридизацией континентов, последующий рост в юрский период – с увеличением продуктивности

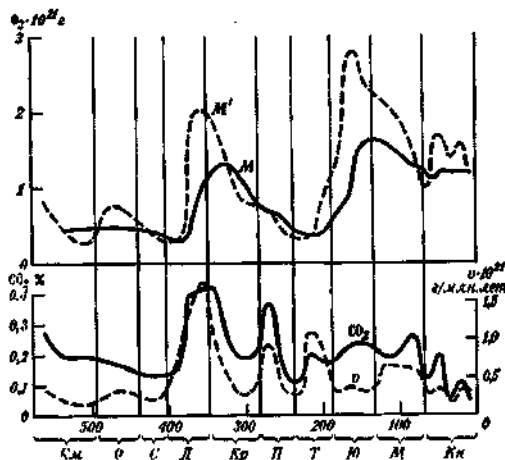


Рис. 6.13. Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое (М.И. Будыко)

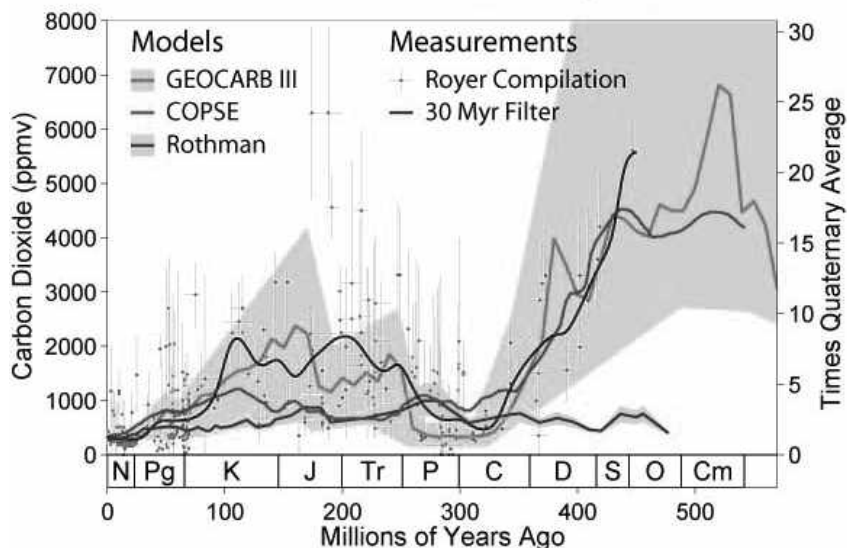


Рис. 6.14. Изменения концентрации атмосферного углекислого газа в течение фанерозоя (последние 541 млн лет, современность слева) по разным моделям и палеоданным

автотрофных растений. Количество CO_2 практически за весь фанерозой было достаточно большим, и на всем протяжении триасового, юрского и мелового периодов его концентрация в атмосфере была около 2000 ppm, с пиками до 7000 ppm, что в 5 и 20 раз больше современной. И только в конце мезозоя наметилась четкая тенденция снижения, приведшего в плиоцене к беспрецедентно низким значениям, которые в несколько раз меньше среднего содержания углекислого газа в фанерозойских атмосферах.

Н.Н. Верзилин [7, 8] попытался дополнить исследования Будыко и Ронова. Он старался учитывать не только данные об органическом углероде в осадочных породах фанерозоя, но и то количество кислорода, которое было потрачено на окисление органического и неорганического вещества, содержащегося в толщах более древних пород. Хотя Верзилин и основывался на тех же данных, что Будыко и Ронов, использованная им методика расчетов привела к иным результатам. Это, как отмечает сам автор, ясно показывает, что при реконструкции древних атмосфер принятая система расчетов имеет большее значение, чем первичный исходный материал. Пример достаточно больших расхождений в оценке динамики CO_2 в течение фанерозоя по разным моделям [10] и палеореконструкциям показан на рис. 6.14.

Основной вывод состоит в том, что за фанерозой концентрация O_2 изменялась в 4 раза, CO_2 – в 10 раз и современная концентрация CO_2 в атмосфере – одна из самых низких за всю историю Земли.

Литература

1. *Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я.* Круговорот углерода и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
2. *Бримблжумб П.* Состав и химия атмосферы. – М., 1988.
3. *Будыко М.И.* Изменение климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 280 с.
4. *Будыко М.И. и др.* История атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 209 с.
5. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 351 с.
6. *Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. – Л., 1977. – 129 с.
7. *Верзилин Н.Н.* Проблема изменения содержания свободного кислорода в атмосфере Земли в фанерозое // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1980. № 24. – С. 12–20.
8. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. – М., 1934. – 380 с.
9. *Вклад в глобальное потепление в случае постепенного сокращения каждого из тепличных газов в последующие три десятилетия на 20 процентов от уровня 1985 года (по данным Агентства по охране окружающей среды, 1990 г.): Доклад Агентства по охране окружающей среды.*
10. *Володин Е.М.* Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв. РАН, ФАО. 2007. Т. 43, № 3. – С. 298–313.
11. *Голицын Г.С.* Климат на протяжении четырех миллиардов лет // Вестн. РАН. 1997. Т. 67. № 2. – С. 105–112.
12. *Горшков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни. – М.: ВИНТИ, 1995. – 470 с.
13. *Горшков В.Г., Макарьева А.М.* К вопросу о возможности физической самоорганизации биологических и экологических систем // Доклады РАН. 2001. 378(4). – С. 570–573.
14. *Гудлицкий М.* Химия органических соединений фтора / под ред. А.П. Сергеева; пер. с чеш. – М.: Госхимиздат, 1961. – 372 с.
15. *Исикава Н., Кобаяси Е.* Фтор. Химия и применение / под ред. А.В. Фокина; пер. с яп. – М.: Мир, 1982. – 280 с.
16. *Кондратьев К.Я.* Радиационные факторы современных изменений глобального климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 279 с.
17. *Кондратьев К.Я.* Лучистый теплообмен в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 421 с.
18. *Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В.* Атмосферный аэрозоль. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 225 с.
19. *Кондратьев К.Я.* Глобальный климат. – СПб.: Наука, 1992. – 358 с.
20. *Кондратьев К.Я., Демирчян К.С.* Глобальный круговорот углерода и климат // Изв. РГО. 2004. Т. 136. № 1. – С. 16–25.
21. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 246 с.
22. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* Климат как проблема физики // Успехи физ. наук. 2000. Т. 170. № 4. – С. 419–445.
23. *МакИвен М., Филлипс Л.* Химия атмосферы. – М., 1978. – 204 с.

24. Промышленные фторорганические продукты: справ. изд. / Б.Н. Максимов, В.Г. Барабанов, И.Л. Серушкин и др. – 2-е изд., пер. и доп. – СПб.: Химия, 1996. – 544 с.
25. R.J. Cicerone and R.S. Oremland, “Biogeochemical Aspects of Atmospheric Methane,” *Global Biogeochemical Cycles* 2:299–327, 1988.
26. J.K. Hammit *et al.* Product Uses and Market Trends for Potential Ozone-depleting Substances, 1985–2000 (Santa Monica, CA: RAND Corp., May 1986).
27. Intergovernmental Panel on Climate Change, Scientific Assessment of Climate Change, Summary and Report, World Meteorological Organization/U.N. Environmental Programme (Cambridge, MA, Cambridge University Press, 1990).
28. Lovelock J. (1982) *Gaia. A New Look at Life on Earth*. Oxford Univ. Press, New York, 157 pp.
29. Lovelock J.E. (1995) *The Ages of Gaia. A Biography of Our Living Earth*. W.W. Norton and Co., New York, 255 pp.
30. Ramatan V *et al.* “Trace Gas Effects on Climate,” in *Atmospheric Ozone 1985*, Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 16, World Meteorological Organization, National Aeronautics and Space Administration (Washington, D.C., 1985).
31. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Policy, Planning and Evaluation, Policy Options for Stabilizing Global Climate, Draft Report to Congress (Washington, D.C., June 1990).
32. *Climate Change 2007/ Synthesis Report. Summary for Policymakers*. – URL: <http://www.ipcc/ch> (дата обращения 10.10.2015).
33. *Climate Change 2014/ Synthesis Report*. – URL: <http://www.ipcc/ch> (дата обращения 10.10.2015).

Лекция 7. Влияние автоколебаний в климатической системе на динамику климата

Автоколебания – это незатухающие колебания в диссипативной динамической системе с нелинейной обратной связью, поддерживающиеся за счет энергии постоянного, то есть непериодического, внешнего воздействия. Автоколебания отличаются от вынужденных колебаний тем, что последние вызваны периодическим внешним воздействием и происходят с частотой этого воздействия, в то время как возникновение автоколебаний, их периоды, амплитуды и частота определяются внутренними свойствами самой автоколебательной системы при отсутствии переменного внешнего воздействия [2, 12].

В климатической системе имеют место следующие основные автоколебания между отдельными подсистемами:

- автоколебания атмосферы;
- автоколебания системы «атмосфера – океан»;
- автоколебания системы «атмосфера – океан – криосфера»;
- автоколебания системы «атмосфера – океан – криосфера – биосфера – литосфера».

К наиболее известным климатическим автоколебаниям относятся: квазидухлетняя цикличность, колебания центров действия атмосферы, представленная индексами атмосферной циркуляции; Эль-Ниньо – Южное колебание как пример совместного автоколебания в системе «атмосфера – океан»; колебания течения Гольфстрим, динамика криосферы.

Все эти автоколебания имеют разные масштабы: от нескольких лет для атмосферы, нескольких десятилетий – столетий для океана и даже до многих тысячелетий для криосферы. Для того чтобы понять природу этих автоколебаний, необходимо ознакомиться с основными свойствами общей циркуляции атмосферы и океана.

7.1. Сведения об общей циркуляции атмосферы

По определению Л.Т. Матвеева (1991) [8, 10]: «Под общей (глобальной) циркуляцией атмосферы понимают совокупность воздушных течений (ветров) такой горизонтальной протяженности (масштаба), которая сравнима с размерами материков и океанов. К ОЦА относятся такие системы воздушных потоков, как западный перенос в умеренных широтах обоих полушарий, пассатные ветры

субтропиков, муссоны, струйные течения, системы движения в планетарных волнах, циклонах и антициклонах».

Известный график широтного распределения составляющих теплового баланса или диаграмма Селлера приведена на рис. 7.1, где R_s – средний многолетний годовой радиационный баланс (а), а также многолетние радиационные балансы за зимний и летний сезоны (б).

Из графиков следует, что в среднем за год область земного шара между 37° с. ш. и 37° ю. ш. получает энергии в среднем больше, чем отдает и ее радиационный баланс за год положителен, вне этой зоны радиационный баланс – отрицательный. Для широт выше 70° радиационный баланс (R) отрицателен во все сезоны года. На большей части полушария $R > 0$ летом и $R < 0$ зимой. Для компенсации положительного радиационного баланса в тропиках и отрицательного – в высоких широтах необходим перенос тепла из низких широт в высокие, который и осуществляется потоками воздуха в атмосфере (ΔQ) и поверхностными течениями в океане (ΔF). На рис. 7.2. представлены меридиональные профили суммарной интенсивности среднегодового переноса энергии в атмосфере и океане, которые показывают, что обе эти среды принимают почти одинаковое участие в таком переносе [3, 5]. При этом максимальная интенсивность переноса в океане приходится на субтропические широты ($20\text{--}30^\circ$ с. ш. и ю. ш.), а основной перенос происходит в Тихом океане.

В атмосфере максимум интенсивности приходится на широты $40\text{--}50^\circ$ с. ш. и ю. ш., где основной перенос тепла осуществляется крупномасштабными атмосферными вихрями и волнами. На рис. 7.3 представлены схемы пространственного расположения наиболее важных структурных объектов атмосферной циркуляции: зональной циркуляции, ячеек Хэдли, Ферреля и полярной ячейки [8, 10].

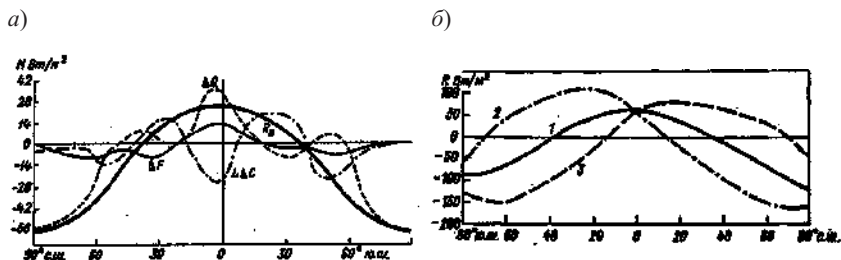


Рис. 7.1. Среднее годовое широтное распределение составляющих теплового баланса системы «Земля – атмосфера» (а) и радиационного баланса за год, лето и зиму (б)

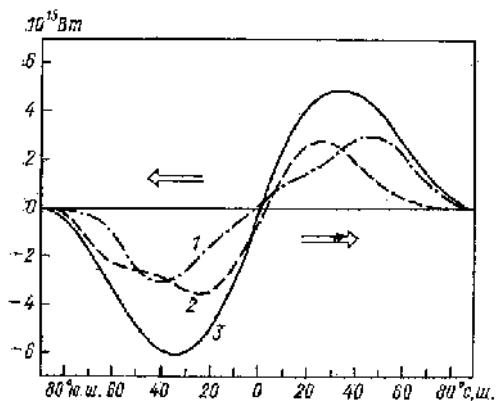


Рис. 7.2. Среднезональные среднегодовые межширотные потоки тепла в атмосфере (1), в океане (2) и суммарные (3) (из [14])

Как видно из нижней части рисунка, меридиональная составляющая общей циркуляции состоит из отчетливо выраженных взаимодействующих ячеек. В низких широтах преобладает соленоидальная ячейка Гадлея. Вблизи экватора тепло переносится с нижних уровней в верхние с помощью конвекции, образующей кучево-дождевые облака. Севернее 30° с. ш. и южнее 30° ю. ш. происходит повсеместное опускание воздуха во всей толще тропосферы, за исключением самого нижнего слоя толщиной 1–2 км. Замыкают ячейку пассаты: в Северном полушарии — северо-восточные, в Южном — юго-восточные. Пассаты обоих полушарий сходятся вблизи экватора в так называемой внутритропической зоне конвергенции (или ВЗК), где наблюдается усиление грозовой активности.

В средних широтах действует ячейка Ферреля. Зимой и летом к северу и югу от зоны квазипостоянных субтропических антициклонов (расположенных обычно у широты 30°) погода определяется движущимися потоками и на всех уровнях тропосферы преобладают западные ветры. В полярных областях радиационное выхолаживание приводит к охлаждению приземного слоя воздуха. Это в свою очередь вызывает опускание воздуха в нижней тропосфере, что приводит к повышению давления. Приземные воздушные потоки, перемещаясь от полюсов, отклоняются силой Кориолиса и приобретают восточную составляющую. Циклоны проникают даже в очень высокие широты, но интенсивность сопутствующих им фронтов по мере продвижения к полюсам обычно ослабевает, начиная примерно от широты 60° .

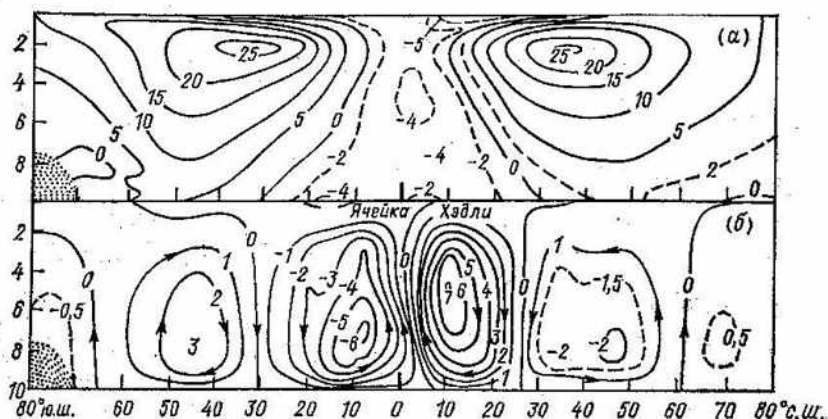


Рис. 7.3. Распределение основных составляющих общей циркуляции атмосферы: а – зональная составляющая, м/с; б – функция тока меридиональной составляющей в 10^{13} г/с (из [14])

Верхняя часть рис. 7.3 показывает распределение зональной составляющей общей циркуляции по высоте и широте в виде изолиний скорости ветра, где ее положительные значения соответствуют западному ветру, отрицательные – восточному. Из структуры изолиний следует, что наибольшая среднегодовая скорость западных ветров составляет 20–25 м/с и наблюдается на высотах на 30–40° с. ш. и ю. ш. У поверхности Земли наибольшие скорости западного переноса наблюдаются на широтах 50–60° с. ш. и ю. ш., но при большей скорости ветра в Северном полушарии.

На рис. 7.4 представлены схемы зональной составляющей отдельно в зимние и летние месяцы года [5, 10]. Из рисунков видно, что в тропосфере в умеренных и высоких широтах преобладают западные ветры, в низких широтах – слабые восточные. В результате в средних и высоких широтах атмосфера вращается быстрее (на 2–3 %), чем сама планета (явление «суперротации»), а в низких широтах – медленнее, чем планета («явление субротации»). Маленькие скорости ветра в тропиках есть следствие формальной операции осреднения пассатной (восточной) и муссонной (западной) систем циркуляции, создающих в разных регионах тропической зоны движения воздуха, направленные в противоположные друг другу стороны. Во внетропической стратосфере происходит сезонная перестройка циркуляции – зимние западные потоки уступают место восточным в летний период, причем стратосферные западные потоки сливаются зимой с тропосферным западным переносом.

Зонально-ориентированный, или квазигеострофический, характер циркуляции атмосферы в средних широтах связан с тем, что на вращающихся планетах сила барического градиента и сила Кориолиса практически компенсируют друг друга. Это условие можно выразить числом Кибеля–Росси:

$$Ro = \frac{U}{fL} = \frac{t_{\text{Земли}}}{t_{\text{объекта}}}, \quad (7.1)$$

где U – скорость движения жидкой частицы; L – расстояние; L/U – адекватное время движения жидкой частицы; $f = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; φ – широта; f^{-1} – время вращения Земли.

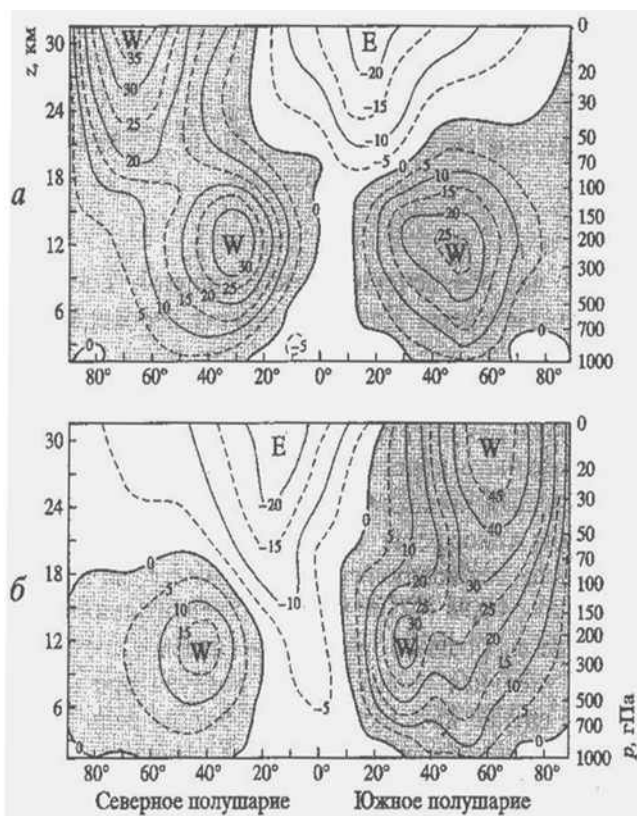


Рис. 7.4. Распределение по широте и высоте осредненной зональной составляющей скорости ветра в м/с за зиму (а) и лето (б), где W, E – области максимальных скоростей западных (положительные) и восточных (отрицательные) ветров (из Wells, 1997)

При $Ro < 1$ жидкость при движении испытывает влияние вращения Земли. Распределение зональной составляющей скорости ветра (u) с высотой в изобарической системе координат (ρ) в такой квазигеострофической атмосфере, как представлено на рис. 7.4, может быть выражено зависимостью от температуры и широты:

$$\frac{\partial[u]}{\partial\rho} = \frac{R}{\rho f} \frac{\partial[T]}{a\partial\varphi}, \quad (7.2)$$

где T – температура; R – газовая постоянная.

В связи с тем, что во внетропических широтах температура убывает с ростом широты, то скорость ветра с высотой должна возрастать, и максимальный рост имеет место в зонах атмосферного полярного фронта каждого полушария, которые разграничивают теплый воздух, формирующийся в тропиках, и холодный воздух высоких широт.

Наличие на Земле устойчивой зональной циркуляции можно объяснить, во-первых, сохранением во времени некоторого типичного притока энергии и, во-вторых, перераспределением углового момента импульса между зонами западных и восточных ветров [6]. При отсутствии перемешивания осевая компонента момента импульса единицы массы воздуха l распределена в атмосфере по закону

$$l = \Omega r^2 \sin^2 \theta, \quad (7.3)$$

где Ω – угловая скорость вращения Земли; r – геоцентрическое расстояние; $\theta = 90 - \varphi$ – дополнение широты до 90° .

В результате выравнивания величина l увеличивается в умеренных и высоких широтах ($|\varphi| > 35^\circ$), где $l < \bar{l}$ (среднего), и уменьшается в низких широтах ($|\varphi| < 35^\circ$), где $l > \bar{l}$. Поскольку Земля вращается с запада на восток как твердое тело, то увеличение момента импульса воздуха проявляется в виде западных ветров, а уменьшение – в виде восточных. Поэтому на широтах $\varphi = \pm 35^\circ$ ветра нет (теоретически) и момент импульса равен его средней величине:

$$\bar{l} = 2/3 \Omega R^2, \quad (7.4)$$

где R – средний радиус Земли.

С учетом зональной составляющей скорости ветра ($u > 0$) величина l определяется как:

$$l = (\Omega r \sin \theta + u) r \sin \theta, \quad (7.5)$$

где $u > 0$ при $|\varphi| > 35^\circ$; $u < 0$ при $|\varphi| < 35^\circ$; u – скорость ветра.

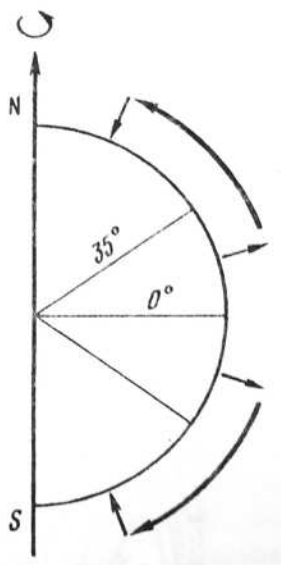


Рис. 7.5. Перенос момента импульса в атмосфере Земли

В результате макротурбулентного перемешивания атмосферы момент импульса постоянно переносится в направлении его градиента из низких широт в высокие. Из-за этого момент импульса в низких широтах должен непрерывно убывать, а в средних и высоких расти. В действительности этого не происходит, так как с появлением ветров сразу же возникают силы трения воздуха о поверхность, то есть начинается обмен моментом импульса с Землей и появляются вертикальные потоки момента импульса. В результате в низких широтах тормозятся восточные ветры (момент импульса течет от Земли в атмосферу), в высоких – западные ветры (момент импульса стекает вниз). На рис. 7.5 показаны траектории, по которым момент импульса переносится в атмосферу Земли.

Стационарное состояние состоит в том, что приток момента импульса в зонах восточных ветров должен быть равен стоку момента импульса в зонах западных

ветров. Однако зоны западных ветров расположены ближе к оси вращения Земли, чем восточных, и момент сил трения восточных ветров больше, то есть в атмосферу притекает момент импульса больше, чем стекает. В результате скорости западных ветров растут до тех пор, пока не будет выравнен приток и сток импульса.

Поэтому западные ветры значительно превышают восточные, и атмосфера вращается вокруг полярной оси быстрее Земли, и здесь имеет место суперротация атмосферы.

7.2. Сведения об общей циркуляции океана

Океан прежде всего является основным аккумулятором тепла и регулятором теплообмена в климатической системе, а также важным регулятором сезонных колебаний климата, уменьшая их амплитуды и сдвигая фазы [15]. На рис. 7.6 показан меридиональный разрез среднезонального поля температуры глубинного океана, из которого видно, что слой температур выше 15–20 °С имеет толщину

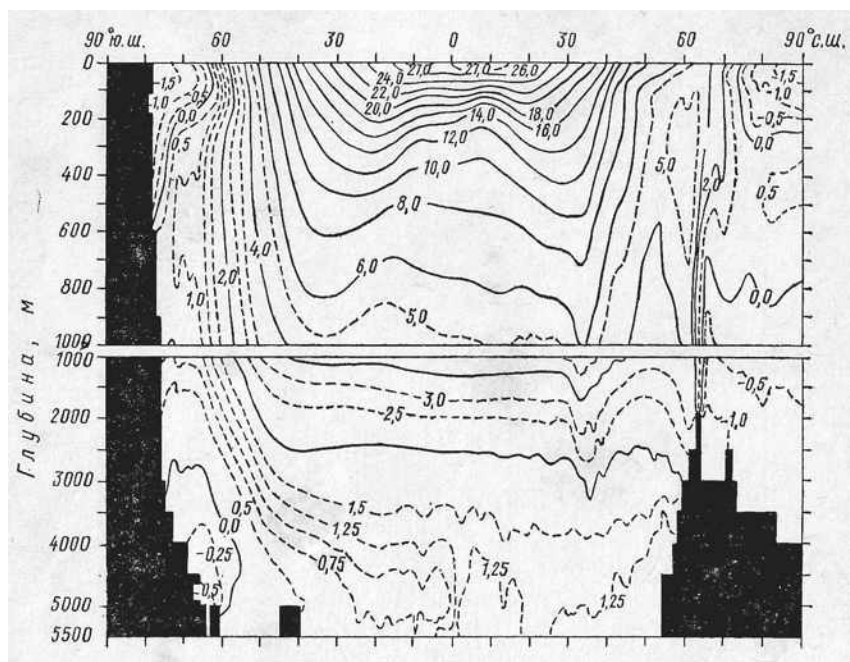


Рис. 7.6. Распределение среднегодовой температуры верхнего слоя океана глубиной до 1 км и слоев океана ниже 1 км в °C (Levitus, 1982)

около 200 м и находится в широтной зоне от экватора до 40° с. ш. и ю. ш [5]. Ниже его, в слое до глубины 1 км (слой термоклина), температура падает с глубиной на несколько градусов и затем остается практически неизменной.

Как следует из рис. 7.6, океан в среднем имеет очень устойчивую стратификацию (распределение плотности воды по слоям): тяжелые холодные воды находятся внизу, а более легкие нагретые – наверху. Теплообмен Мирового океана осуществляется следующим образом: холодные поверхностные воды в полярных районах опускаются в глубинные слои и медленно движутся в глубине к тропическим широтам; глубинные же воды вне полярных широт поступают в поверхностные слои в относительно небольших по площади районах – зонах апвеллинга [11].

Вертикальные распределения температуры, солёности и плотности вод с глубиной в трех основных частях Мирового океана: полярной, умеренной и тропической показаны на рис. 7.7. В каждой из них в распределении с глубиной имеют место три основные части:

– верхний квазиоднородный слой (ВКС), температура которого связана с изменением температуры приземного слоя атмосферы, и его толщина в тропиках составляет несколько десятков метров, в высоких широтах зимой – сотни метров и летом 10–20 м;

– слой термоклина, где температура убывает с глубиной, а плотность воды возрастает до глубины 1500 м;

– ниже располагается глубинный слой, где температура очень медленно или уже почти не меняется с глубиной.

Второй вид океанической циркуляции – это поверхностные течения, которые показаны на рис. 7.8, сформированные, главным образом, системой ветров нижней атмосферы, и поэтому называются еще и дрейфовыми.

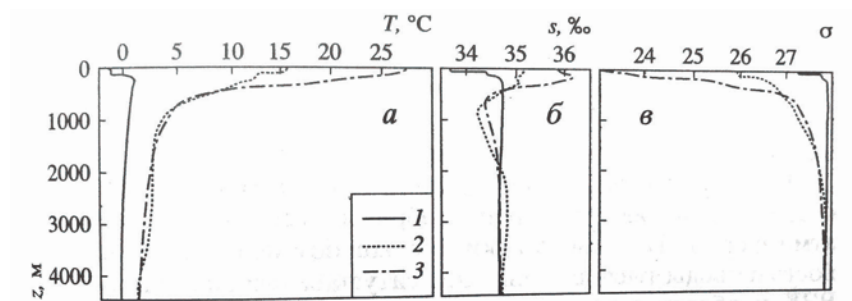


Рис. 7.7. Распределение температуры (а), солёности (б) и условной плотности воды (в), где 1 – полярная, 2 – умеренная, 3 – тропическая зоны Мирового океана (Tolstoy, Clay, 1966)

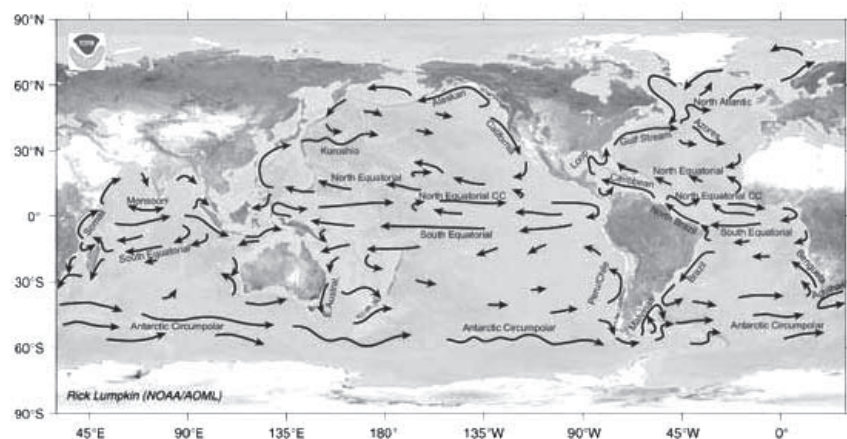


Рис. 7.8. Схема поверхностных (дрейфовых) течений (Свердруп, 1989)

Системы пассатов в обоих полушариях вызывают восточные экваториальные течения во всех океанах, входящие в циклонические (Южное полушарие) и антициклонические (Северное полушарие) кольца циркуляции. Сила Кориолиса прибивает «западные» ветви этих колец к восточным побережьям материков, в результате ветры усиливаются и образуют известные течения Гольфстрим и Кurocio в Северном полушарии, служащие мощными каналами переноса тепла в высокие северные широты. Южное циркумполярное течение, окружающее Антарктиду, препятствует поступлению теплых водных масс в высокие широты Южного полушария.

Основное испарение влаги с океанов происходит в зоне высоких температур их поверхности от экватора до 30° широты в каждом полушарии. Как видно из рис. 7.9, максимумы разности испарения и осадков ($E-P$) в океанах приходится на субтропические минимумы осадков, где сильное испарение также приводит и к максимумам солености. Два экваториальных минимума разности $E-P$ обусловлены динамикой внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) с максимальными осадками. В средних и высоких широтах осадки во все

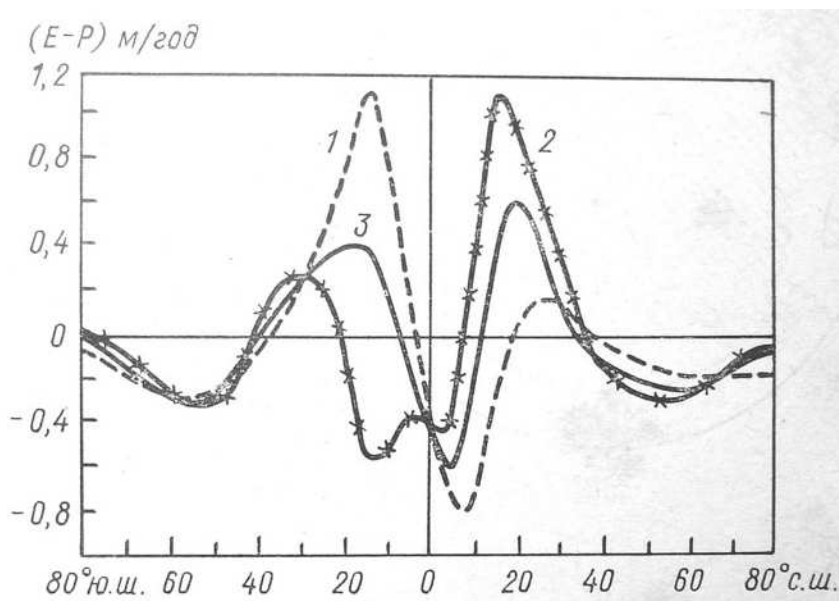


Рис. 7.9. Широтное распределение разности испарения и осадков ($E-P$) за периоды: 1 – летний сезон, 2 – зимний сезон, 3 – год (Reixoto, 1984)

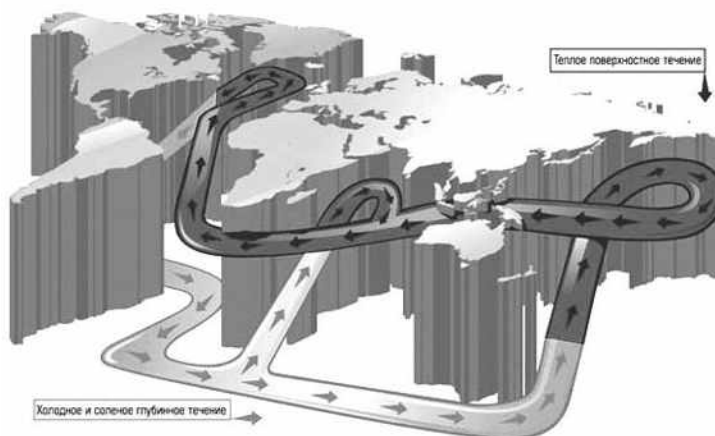


Рис. 7.10. Циркуляция вод Мирового океана в виде термохалинного механизма

сезоны года превышают испарение и водяной пар, носитель скрытого тепла конденсации, переносится туда из тропиков.

Неоднородность распределения разности $E-P$ по широтам и для различных океанов приводит к тому, что средняя температура поверхностных вод Северной Атлантики оказывается на 6°C ниже, чем поверхностных вод на этих широтах в Тихом океане. Это различие вместе с разностью в солёности и глубинной температуре создает условия для меж океанического водообмена – приток теплых вод из Тихого и Индийского океанов компенсирует затраты тепла на испарение в Северной Атлантике. Эти теплые воды поверхностным путем проникают в Южную Атлантику и затем движутся в высокие широты Северного полушария, где охлаждаются, опускаются на глубину и затем уже глубинные холодные воды возвращаются обратно к экватору. Так функционирует «глобальный океанический конвейер», или «петля Брокера» (рис. 7.10), один оборот которого длится несколько сотен лет [3].

7.3. Квазидвухлетняя цикличность

Среди автоколебательных процессов атмосферы квазидвухлетняя цикличность является наиболее стабильной и значимой. Она четко проявляется в экваториальной стратосфере, где западные ветры сменяются восточными, а восточные, в свою очередь, –

западными через каждые примерно 28 месяцев. История открытия началась с того, что в 1883 г. после извержения вулкана Кракатуа были установлены устойчивые ветры восточного направления. В 1908 г. немецкий метеоролог А. Берсон обнаружил ветры западных направлений, дующих на высотах около 15 км вблизи тропопаузы. В январе 1960 г. на конференции Американского метеорологического общества представлена работа Р.Д. Рида (США) и Р.А. Эбдона (Англия) «Стратосферная циркуляция», в которой была описана изменчивость фазы (направления) ветра на высотах и ее распространение с высот более 30 км вниз со скоростью около 1 км в месяц (рис. 7.11). Рид указал, что полный цикл смены ветров происходит примерно за 26 месяцев. Так было открыто явление *квазидвухлетней цикличности* (КДЦ), а сам термин «квазидвухлетней циркуляции» был введен в 1964 г. К началу 1970-х гг. было установлено, что средняя продолжительность КДЦ составляет 28 месяцев.

КДЦ объясняется взаимодействием волн Кельвина и смешанных гравитационных волн Россби с зональным ветром в экваториальной стратосфере, как, например, установлено Холтоном (1979). Механизм состоит в том, что волны Кельвина, проникая снизу в стратосферу и встречая зону сдвига западных ветров, поглощаются там, где их фазовая скорость совпадает со скоростью ветра. В результате западный ветер на этой высоте усиливается, и уровень поглощения новых волн снижается. Процесс поглощения волн идет непрерывно, поэтому зона западных ветров постепенно опускается вниз до тропопаузы. После этого из-за доплеровского смещения волны Кельвина будут иметь низкие частоты, а смешанные Россби-гравитационные волны – высокие частоты и будут распространяться вверх. На уровне

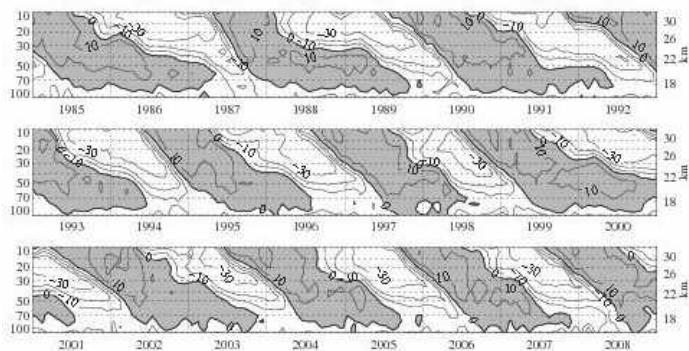


Рис. 7.11. Изменения скорости и направления ветра во времени и по высотам в явлении квазидвухлетней цикличности

полугодовых колебаний (около 35 км) волны встречают зону сдвига восточных ветров, где они будут поглощаться. В этом случае скорость восточных ветров станет возрастать, и начнется непрерывное опускание зоны восточного ветра от 35 км до тропопаузы. Далее на уровне полугодовых колебаний вновь происходит поглощение волн Кельвина и начинается новый цикл.

Для количественной оценки КДЦ Н.С. Сидоренковым предложена средняя скорость зонального ветра в слое 19–31 км на экваторе [13]. Параллельные измерения на кораблях погоды показали, что скорость ветра достаточно устойчива вдоль экватора и достаточно ее измерений в одной точке. На рис. 7.12 приведен график колебаний средней скорости ветра с начала 1950-х годов, который показывает наличие устойчивой цикличности с мало изменяющимся периодом (от 21 до 36 месяцев или в среднем 28,1 месяца) и амплитудой циклов. При этом скорость зонального ветра варьировала от $-22,5$ м/с в июле 1984 г. до $+18$ м/с в январе 1983 г.

В связи с тем, что КДЦ имеет высокую степень прогнозируемости и вполне может быть связана с циркуляцией в средних и высоких широтах, проводятся исследования по нахождению влияния КДЦ на показатели циркуляции атмосферы в других частях Земли [4]. В качестве примера в табл. 7.1 приведены коэффициенты

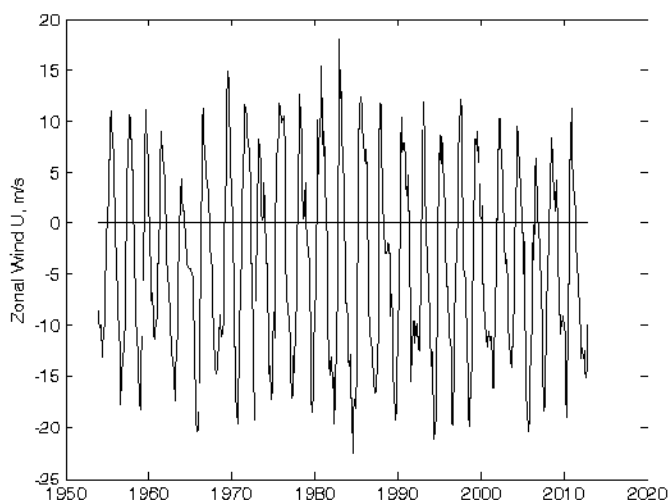


Рис. 7.12. Средняя скорость зонального ветра (u , м/с) в слое 19–31 км на экваторе с 1954 по 2013 гг.

корреляции (r_{xy}) между индексом зональной циркуляции А.Л. Каца и КДЦ в трех секторах и двух зонах Северного полушария при разном сдвиге во времени (l) в месяцах и для разных изобарических поверхностей, где сектор I – Атлантико-Европейский, сектор II – Азиатский, сектор III – Американский, 50–70° с.ш. – северная зона, 35–50° с.ш. – южная зона [10]. В таблице также приведены верхние 95-процентные доверительные интервалы оценки статистической значимости коэффициентов корреляции (r_{95}).

Таблица 7.1

Взаимосвязь квазидвухлетнего компонента переноса массы
в экваториальной стратосфере и аномалий месячных значений
индексов зональной циркуляции

Сектор	Поверхность	Северная зона			Южная зона		
		r_{xy}	l , мес.	r_{95}	r_{xy}	l , мес.	r_{95}
I	500	0,48	6	0,40	–0,60	10	0,40
	300	0,44	5	0,40	–0,46	9	0,40
	100	0,45	3	0,40	–0,69	12	0,40
	30	0,42	2	0,40	0,21	5	0,40
	10	0,50	1	0,40	0,39	3	0,40
II	500	–0,54	1	0,40	–0,52	12	0,41
	300	–0,53	2	0,40	–0,56	13	0,41
	100	0,34	–1	0,39	–0,66	12	0,41
	30	0,57	1	0,39	–0,19	9	0,41
	10	0,62	1	0,39	0,31	6	0,40
III	500	0,14	16	0,41	–0,14	3	0,40
	300	0,10	15	0,40	–0,30	2	0,41
	100	0,32	2	0,41	–0,44	12	0,40
	30	0,49	2	0,39	0,52	7	0,40
	10	0,63	1,2	0,39	0,45	5	0,40
Зона в целом	500	0,39	12	0,40	–0,55	11	0,41
	300	0,33	13	0,40	–0,46	11	0,40
	100	0,38	1	0,39	–0,78	12	0,41
	30	0,52	2	0,40	0,28	6	0,41
	10	0,63	1	0,39	0,43	5	0,40

Из результатов таблицы следует, что наибольшая связанность ($r_{xy} = 0,50$ – $0,63$) имеет место в северной зоне практически во всех секторах на высотах, где запаздывание во времени составляет 1 месяц. В южной зоне зависимость в большинстве случаев обратная и наилучшая связанность (с $r_{xy} = -0,52$... $-0,66$) наблюдается ближе к поверхности Земли с запаздыванием 9–12 месяцев.

7.4. Колебания центров действия атмосферы – индексы атмосферной циркуляции

Центрами действия атмосферы (ЦДА) называются обширные области атмосферы с преобладанием антициклонов или циклонов.

Они проявляются на картах среднего многолетнего атмосферного давления в виде участков с повышенным или пониженным давлением воздуха; определяют преобладающее направление ветров в системе общей циркуляции атмосферы. Различают постоянные и сезонные ЦДА. К постоянным относятся: экваториальная депрессия (экваториальная ложбина), субтропические антициклоны в океанах Южного полушария, депрессии субполярных широт, полярные антициклоны. К сезонным ЦДА (рис. 7.13) относятся зимой: исландская и алеутская депрессии на океанах, сибирский и североамериканский антициклоны на континентах, а летом: азиатская депрессия на континенте, азорский и тихоокеанский антициклоны, формируется пояс антициклонов в океанах Южного полушария.

Образно можно считать, что ЦДА являются акупунктурными точками организма атмосферы, изменение координат и интенсивности которых воздействует на направленность и интенсивность того или другого вида воздушного переноса и в результате – на общую циркуляцию атмосферы. Количественная оценка динамики ЦДА представляется в виде индексов атмосферной циркуляции [17], основные из которых рассмотрим далее.

Индекс Северо-Атлантического колебания (САК, или NAO – North Atlantic Oscillation) является суммарным измерением состояния циркуляции в средних широтах Северной Атлантики. САК отражает колебание атмосферной массы между севером и югом Северной Атлантики с центрами в районе Исландии (минимум давления) и в районе Азорских островов (максимум давления). Пространственные особенности и временная изменчивость САК обычно определяются по полю давления на уровне моря (SLP – sea level pressure), для которого существует наиболее длительный ряд инструментальных наблюдений. Существует несколько методик расчета САК, многолетние данные по которым представлены на соответствующих сайтах:

– рассчитывается на основе станционных данных как разность нормализованного давления на уровне моря на станциях Лиссабон (Португалия) и Рейкьявик (Исландия), аномалии приземного давления предварительно нормализуются относительно базового периода 1864–1983 гг. [18];

- рассчитывается на основе станционных данных как разность давления на уровне моря на станциях Гибралтар и Рейкьявик [19];
- определяется по первой составляющей разложения ЕОС (EOF) поля давления на уровне моря для Северного полушария (20–90 с.ш.), значения индекса нормализуются относительно базового периода 1979–2000 гг. (CPC/NCER NOAA).

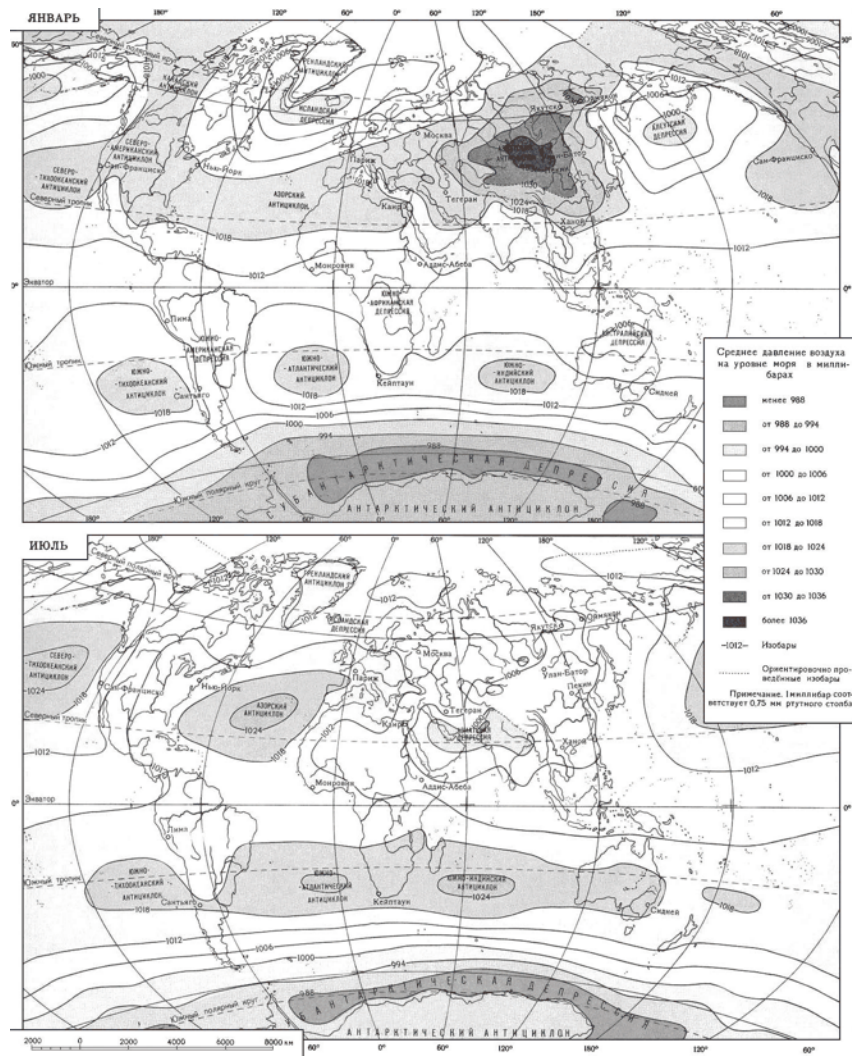


Рис. 7.13. Центры действия атмосферы в январе и в июле

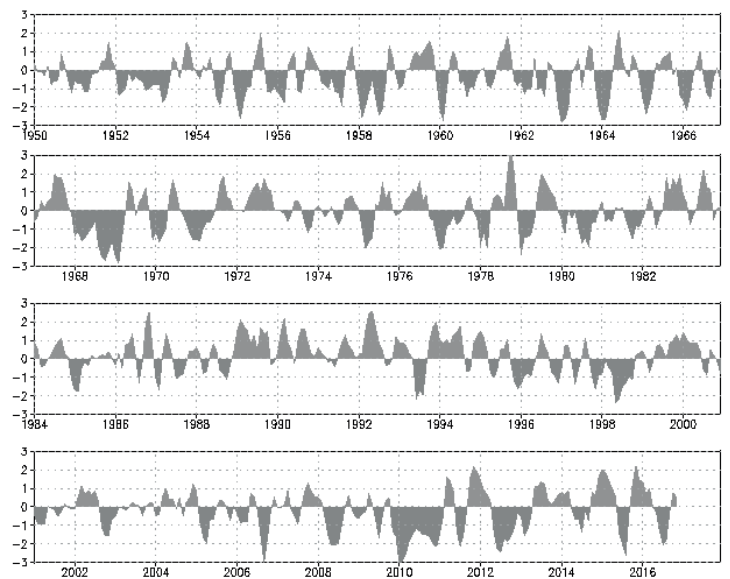
Положительные значения САК называются положительной фазой колебания состояние атмосферы, отрицательные САК – отрицательной фазой. В положительной фазе колебания исландский минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены, зональная циркуляция усилена. В отрицательной фазе происходит ослабление зонального переноса и усиление меридиональных процессов. Вычисляются средние значения индекса САК за каждый месяц, а также за каждый календарный сезон. График колебаний САК по месяцам и зимний сезон приведен на рис. 7.14.

Индекс арктического колебания. Арктическое колебание (осцилляция), или Arctic Oscillation (AO), считается одним из основных климатических индексов, характеризующих несезонные вариации атмосферного давления над уровнем моря севернее 20° с. ш. АО выражается в изменении давления в Арктике и противоположных изменениях в районе $37\text{--}45^{\circ}$ с. ш. Введен для исследования глобальных процессов аномалий циркуляции в стратосфере Северного полушария (Thompson and Wallace, 1998), где так же, как и в нижней тропосфере, имеет место постоянное перекачивание массы атмосферы между полюсом и средними широтами в ту и другую стороны [20].

Арктическую осцилляцию представляют в виде двух фаз: высокий и низкий индексы, то есть теплая и холодная фазы соответственно. Во время теплой фазы из Атлантического океана в Арктику приходят более теплые и соленые воды, уменьшая тем самым слои особо холодной воды, подпертой льдом. Это приводит к тому, что климатические условия в северной Европе становятся теплее и влажнее, чем обычно. В период низкого индекса, холодная свежая вода остается в заливах и бухтах северных морей, что препятствует таянию морского льда. Когда геопотенциальные высоты над полярным районом выше нормы, высоты над средними широтами – ниже нормы. В этой фазе стратосферный западный перенос значительно интенсивнее нормы, полярный вихрь более интенсивен и значительно холоднее по сравнению с нормой. До настоящей теплой фазы холодная фаза считалась нормальной и единственной.

Среднемесячные значения индекса вычисляются как по данным давления на уровне моря в регионе Северного полушария с координатами (20° с.ш. – 90° с.ш.), так и по среднемесячным аномалиям высоты геопотенциальной поверхности 1000 (или 700) гПа в узлах регулярной сетки, которые нормализуются относительно базового периода. Численно индекс АО определяется как первая

a)



б)

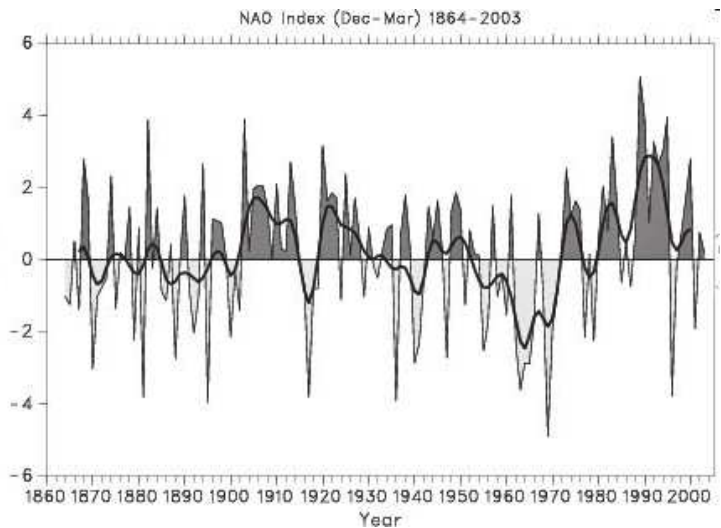


Рис. 7.14. Многолетние ряды индекса САК:
 а – трехмесячные скользящие средние; б – зимние, за декабрь – март

мода разложения на естественные ортогональные функции аномалий высоты поверхности 1000 гПа. Имеется несколько источников расчета и хранения индекса АК:

- зимний индекс (январь – март) определяется по первой составляющей разложения EOF поля аномалий высоты геопотенциальной поверхности 1000 (или 700 гПа) для Северного полушария (20–90° с.ш.), значения индекса нормализуются относительно базового периода 1950–2000 гг. (центр прогноза климата национальной администрации по океану и атмосфере National Oceanic and Atmospheric Administration's CPC/NCEP NOAA, значения индекса общедоступны на официальном сайте организации в сети Интернет);

- месячный индекс с 1899 г. определяется по первой составляющей разложения EOF поля давления на уровне моря (SLP) для Северного полушария в области 20–90° с. ш. [16];

- месячный индекс с 1948 г. определяется по первой составляющей разложения EOF поля давления на уровне моря (SLP) для Северного полушария (20–90° с. ш.), данные реанализа NCAR/NCEP и по среднемесячным значениям индекса вычисляются также и скользящие средние значения индекса за каждые три месяца (Todd Mitchell, JISAO).

Пример динамики зимнего индекса АО приведен на рис. 7.15.

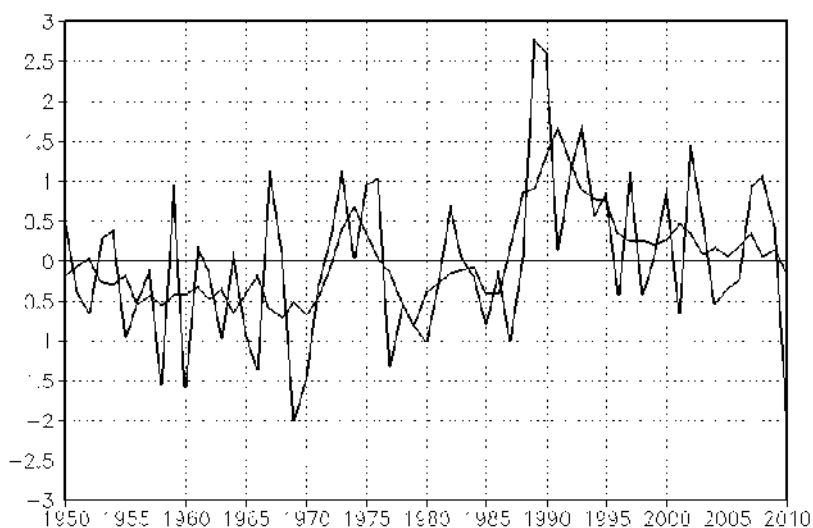


Рис. 7.15. Стандартизированное сезонное среднее (январь–март) индекса АО

Индекс Северо-Тихоокеанского колебания определяется по сеточным данным как стандартизированное отклонение средневзвешенного значения давления на уровне моря (1000 мбар) для района с координатами 30–65° с.ш., 160° в.д.–140° з.д. (Trenberth and Hurrell, 1994). Среднемесячные значения индекса и средние значения индекса за зимний сезон (с ноября по март включительно) публикуются на сайте Национального центра атмосферных исследований США [21].

Специализированные океанографические индексы. Индекс ледовых условий. Морской лед регулирует обмен между теплом, влагой и соленостью в полярных районах земного шара. Концентрация морского льда в полярных районах, его пространственное распространение являются важнейшими индикаторами климатических изменений на земном шаре. Индекс ледовых условий представляет оценку ледовых условий в арктическом и антарктическом регионах в виде среднемесячных аномалий концентрации и распространения льда, вычисленных относительно базового периода 1979–2000 гг. Значения индекса представляет американский национальный центр NSIDC [22].

Анализ состояния ледового покрытия в полярных районах в настоящее время проводится на основе спутниковых данных микроволнового зондирования, которые показывают, что в последние годы наблюдается уменьшение величины ледовых полей (рис. 7.16).

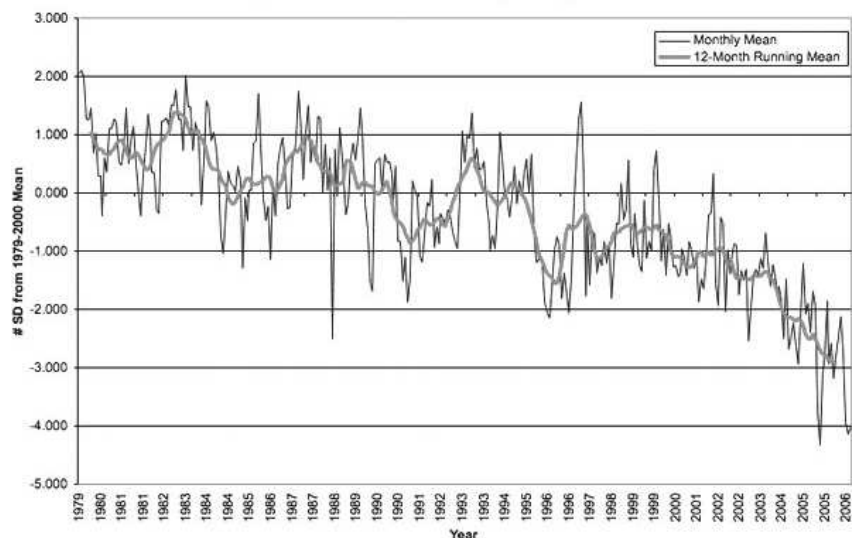


Рис. 7.16. Аномалии месячных значений индекса ледовых условий

В сентябре 2002 г. отмечен рекордный минимум в Арктике, который составил 4 % относительно 1978 г., и 14 % относительно средней нормы, рассчитанной за период 1979–2000 гг. (Serreze et al., 2003). Более того, если в предшествующие годы обычно вслед за годом значительного уменьшения ледового поля в последующие годы наблюдалось его увеличение до нормальных значений, то после 2002 г. (в сентябре 2003 и сентябре 2004 гг.) были отмечены еще более низкие значения, которые обусловили уменьшение ледового поля для сентября месяца в целом за декаду на 7,7 % (Stroeve et al., 2005) по сравнению с периодом 1979–2004 гг. 2005 г. отмечен новым рекордным минимумом в Арктике.

7.5. Эль-Ниньо – Южное колебание

Явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК, или El Niño/La Niña – Southern Oscillation, ENSO) представляет самый большой и наиболее важный сигнал в межгодовой климатической изменчивости в системе «океан – атмосфера», наблюдается регулярно, каждые 2–7 лет и последствия ЭНЮК проявляются в виде значимых климатических аномалий в различных районах земного шара [9]. ЭНЮК является совместным атмосферно-океаническим индексом и определяется двумя показателями: разностью среднемесячного приземного давления (индекс Южного колебания – Southern Oscillation Index или SOI) и среднемесячных аномалий температуры поверхности в экваториальном районе Тихого океана (индексы Эль-Ниньо и Ла-Нинья).

Событие Эль-Ниньо начинается с увеличения поверхностного давления на западе Тихого океана и его уменьшения в восточной части, что связано с сухими условиями в западной части океана и влажными – в восточной (рис. 7.17). Это давление ликвидирует экваториальную депрессию и может даже изменить пассаты, в результате чего образуется движение теплых вод восточного направления, которые были накоплены в западной части Тихого океана.

Вначале эти два явления рассматривались отдельно. Термин Эль-Ниньо («младенец, мальчик» с испанского) был распространен у перуанских рыбаков еще в XIX в. Первое упоминание термина «Эль-Ниньо» относится к 1892 г., когда капитан Камило Каррило сообщил на конгрессе Географического общества в Лиме, что перуанские моряки называли теплое северное течение «Эль-Ниньо», так как оно наиболее заметно в дни католического Рождества и оповещает о завершении рыболовного сезона. В 1893 г. Чарльз Тодд пред-

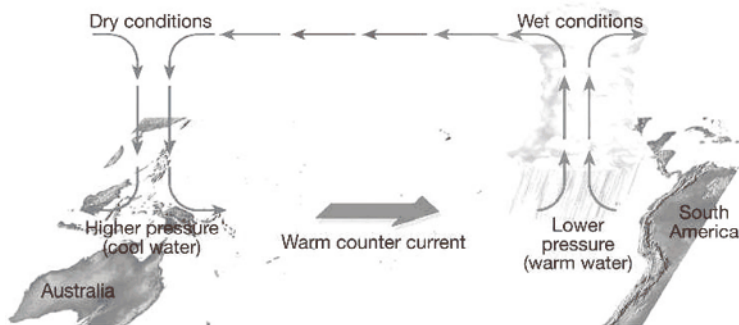


Рис. 7.17. Условия возникновения Эль-Ниньо – Южное колебание

положил, что засухи в Индии и Австралии происходят в одно и то же время. На то же указывал в 1904 г. и Норман Локьер. О связи теплого северного течения у побережья Перу с наводнениями в этой стране сообщали в 1895 г. Пезет и Эгуигурен.

В 1924 г. английский метеоролог Гилберт Уокер разработал и успешно применил на практике «метод мировой погоды». Оказалось, что над Австралийско-Индонезийским районом Индийского океана и над акваторией южной части Тихого океана (район острова Таити) атмосферное давление, не без помощи индийского муссона, изменяется в противофазе (рис. 7.18). Центры действия этих гигантских «качелей» давления располагаются, таким образом, в Южном полушарии, поэтому и появилось название «Южное колебание».

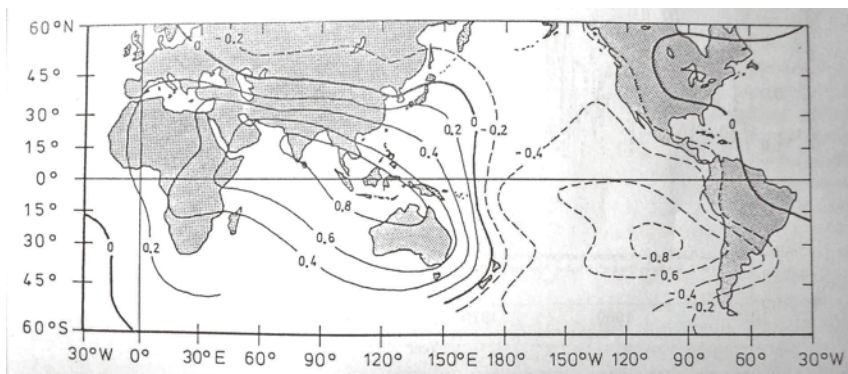


Рис. 7.18. Изокорреляты аномалий годового давления в Джакарте с другими станциями, где пунктирными линиями даны отрицательные изокорреляты (Berlage, 1957)

В 1966–1969 гг. норвежский метеоролог Якоб Бьеркнес связал Южное колебание с Эль-Ниньо: когда «качели» наклонены в сторону Австралии, Перуанский апвеллинг работает нормально, устойчивые пассаты гонят холодную воду мимо Галапагосских островов на запад (в сторону низкого давления) вдоль экватора. Наблюдается «холодная» фаза Южного колебания – Ла-Нинья, уровень Тихого океана в западной части на 0,5 м выше, чем в восточной: пассаты нагоняют на запад теплую воду. Если же «качели» наклонены в сторону Таити, то можно ожидать появления Эль-Ниньо, первые признаки наступления которого:

- повышение воздушного давления над Индийским океаном, Индонезией и Австралией;
- падение давления над Таити, над центральной и восточной частями Тихого океана;
- ослабление пассатов в южной части Тихого океана вплоть до их прекращения и изменения направления ветра на западное;
- теплая воздушная масса в Перу, дожди в перуанских пустынях.

Индекс Южного колебания (South Oscillation Index – SOI) рассчитывается по среднемесячным аномалиям давления на уровне моря в Таити (Ta) и Дарвине, Австралия (Da). Нормированная разность (Ta-Da) является оптимальным индексом, который комбинирует Южное колебание в виде одного ряда:

$$\delta_{gm} = \left[\frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\sigma} \right]_{Ta} - \left[\frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\sigma} \right]_{Da}; \quad SOI = \frac{\delta_{gm}}{S}, \quad (7.6)$$

где P_{gm} , $\bar{P}_m$ – среднемесячное давление в m -й месяц g -го года и среднее многолетнее в m -й месяц; σ – стандартное отклонение многолетнего ряда среднемесячного давления; S – стандартное отклонение разности между двумя рядами среднемесячного давления на Таити и в Дарвине.

В настоящее время имеется непрерывный ряд среднемесячных индексов SOI начиная с 1866 г. (рис. 7.19). Наиболее используемые значения индекса SOI представлены в Центре климатических прогнозов США и публикуются в Бюллетене по диагнозу климата (Bell et al., 1999). Спектральный анализ рядов SOI показал, что спектральная плотность достигает максимальных значений в диапазоне периодов 2–7 лет.

Если название «Южное колебание» относится к колебанию приземного давления в тропиках Тихого океана, то явление Эль-Ниньо – это аномальное повышение температуры поверхности океана

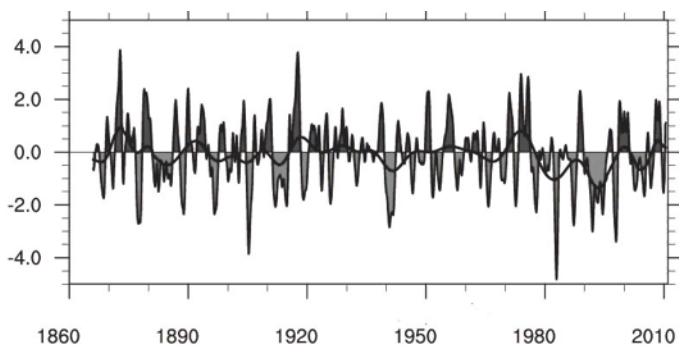


Рис. 7.19. Многолетний ряд среднемесячных значений SOI

(или понижение в случае развития Ла Нинья) в экваториальной центральной и восточной частях Тихого океана. Поэтому индексы Эль-Ниньо и Ла-Нинья определяются по аномалиям температуры поверхности океана. При этом учитываются следующие особенности:

- Эль-Ниньо и Ла-Нинья – это длительные морские поверхностные температурные аномалии величиной большей, чем $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, пересекающие Тихий океан в его центральной тропической части (до $5\text{--}7^{\circ}$ ю. ш, иногда до 15° ю.ш. в районе Перу);

- когда наблюдается температурная аномалия $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) продолжительностью до пяти месяцев, то это считается как условие Эль-Ниньо (Ла-Нинья);

- если аномалия сохраняется на протяжении от пяти месяцев и более, то она классифицируется как эпизод (событие) Эль-Ниньо (Ла-Нинья);

- эпизод происходит с нерегулярными промежутками в 2–7 лет и обычно продолжается один или два года.

До последнего времени наиболее распространенным являлся расчет индексов ТПО для трех экваториальных районов Тихого океана (Bell G. D. et al., 1999): Nino 1+2 (90° з. д. – 80° з.д., 10° ю. ш. – 0°), Nino 3 (90° з. д. – 150° з. д., 5° ю. ш. – 5° с. ш.), Nino 4 (160° в. д. – 150° з. д., 5° ю.ш. – 5° с. ш.). В апреле 1996 г. к существующим районам был добавлен новый район Nino 3–4 (5° с. ш. – 5° ю. ш.; 120° – 170° з. д.). На рис. 7.20 приведены многолетние ряды нормированных аномалий температуры воды в четырех рассматриваемых районах Тихого океана.

Хотя по происхождению термины «Эль-Ниньо» и «Ла-Нинья» относятся к аномалиям ТПО, в настоящее время в исследованиях ЭНЮК под названием Эль-Ниньо и Ла-Нинья понимают не просто

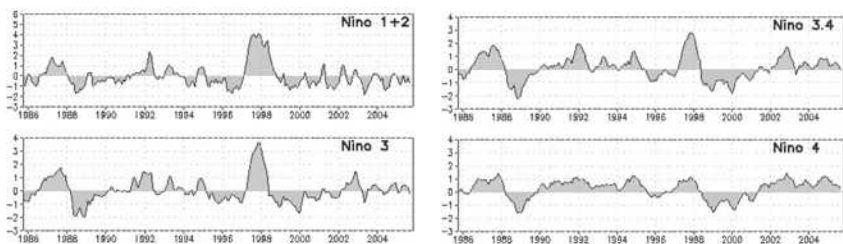


Рис. 7.20. Многолетние ряды индексов ТПО для выделенных четырех районов Тихого океана

аномалии температуры поверхности в экваториальном районе Тихого океана, но и соответствующие аномалии циркуляции атмосферы и осадков в данном регионе, то есть климатические аномалии в системе «океан – атмосфера». Начиная с 2005 г. для идентификации явления ЭНЮК в качестве основного индикатора был принят Океанический индекс, который рассчитывается по данным ТПО в экваториальном районе Nino 3–4. Положительные значения индекса означают развитие Эль-Ниньо, или теплой фазы ЭНЮК, отрицательные значения индекса соответствуют развитию холодной фазы ЭНЮК, или Ла-Нинья. Данные океанического индекса ЭНЮК (Эль-Ниньо и Ла-Нинья) доступны на сайте Климатического центра США для всего периода наблюдений с 1950 г. Для определения фазы ЭНЮК по индексу SOI наиболее часто применяется критерий, предложенный Ропелевски и Халпертом (Ropelewski and Halpert, 1996). Согласно этому критерию, в течение пяти и более месяцев 5-месячные скользящие средние значения индекса SOI по модулю должны превышать 0.5 (sigma). Отрицательные значения индекса SOI соответствуют теплоте эпизоду ЭНЮК, положительные – холодному.

Многолетние наблюдения показывают (рис. 7.21), что аномалии температуры поверхности Тихого океана у побережья Латинской Америки в периоды развития Эль-Ниньо и Ла-Нинья находятся в противофазе с изменениями индекса Южного колебания.

Явление ЭНЮК считается одним из важнейших компонентов межгодовой изменчивости глобального взаимодействия в системе «океан – атмосфера», и поэтому многие исследователи рассматривали эффект воздействия ЭНЮК на различные природные процессы в других удаленных районах тропиков и умеренных широт, а также возможности его предсказания. Так, в работе Н.М. Астафьевой [1] обсуждаются возможности прогноза событий Эль-Ниньо по данным микроволнового мониторинга и установлено, что пространственное

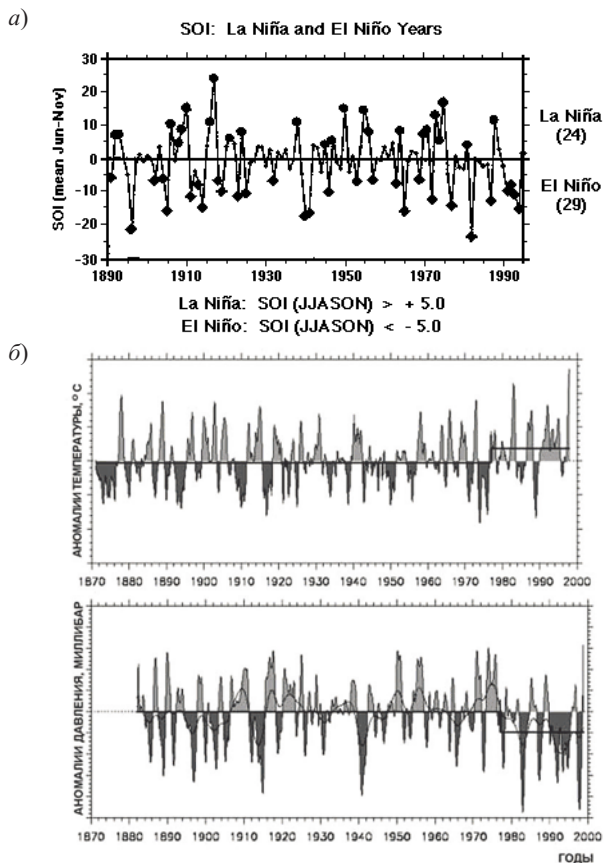


Рис. 7.21. Индекс SOI и соответствующие ему явления Эль-Ниньо и Ла-Ниньо (а), аномалии температуры океана (б,верху) и аномалии давления (б,внизу)

распределение влагозапаса тропосферы (интегрального по высоте количества водяного пара в тропосфере), который можно установить по спутниковым данным, хорошо согласуется с динамикой Эль-Ниньо и предопределяет его.

7.6. Колебание течения Гольфстрим

Вблизи западной границы Северной Атлантики от субтропиков и далеко к северу протянулось сильное поверхностное течение Гольфстрим [GulfStream – поток из залива (Мексиканского)]. Более

точно, Гольфстримом является вся система западных течений, включая Флоридское течение, собственно Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение. Скорость течения при выходе из Мексиканского залива составляет 3,6–10 км/ч, а средняя годовая температура поверхности +25 °С. Гольфстрим является мощным струйным течением шириной 70–90 км, распространяющимся с максимальной скоростью до нескольких метров в секунду в верхнем слое океана, быстро уменьшающимся с глубиной (до 10–20 см/с на глубинах 1000–1500 м). Расход воды Гольфстрима составляет около 50 млн м³/с, что в 20 раз больше, чем расход всех рек мира, вместе взятых. Теплый Гольфстрим обогревает холодный арктический воздух, который ветрами переносится на северо-запад Европы, поэтому климат там теплее на 5 °С, чем в других местах на аналогичной географической широте.

Предшественник Гольфстрима, Юкатанское течение, вытекает из Карибского моря в Мексиканский залив через узкий пролив между Кубой и Юкатаном. Там вода либо уходит по круговому течению залива, либо образует Флоридское течение, которое следует через еще более узкий пролив между Кубой и Флоридой и выходит мощным потоком в Атлантический океан. Средний расход воды во Флоридском проливе – 25 млн м³/с. Успев набрать в Мексиканском заливе значительное количество тепла, Флоридское течение соединяется возле Багамских островов с Антильским течением и превращается в Гольфстрим, который течет узкой полосой вдоль побережья Северной Америки. На уровне Северной Каролины Гольфстрим покидает прибрежную зону и поворачивает в открытый океан. Максимальный расход течения при этом достигает 85 млн м³/с. Примерно в 1500 км далее Гольфстрим сталкивается с холодным Лабрадорским течением, отклоняющим его еще больше на восток в сторону Европы. Двигателем смещения на восток выступает также сила Кориолиса. В этой области Гольфстрим часто образует ринги – вихри в океане. Отделяющиеся от Гольфстрима в результате меандрирования, они имеют диаметр около 200 км и движутся в океане со скоростью 3–5 см/с. По пути в Европу Гольфстрим теряет большую часть энергии из-за испарения, охлаждения и многочисленных боковых ответвлений, сокращающих основной поток, однако доставляет все еще достаточно тепла в Европу, чтобы создать в ней необычный для ее широт мягкий климат. Продолжение Гольфстрима к северо-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки известно как Северо-Атлантическое течение. Северо-Атлантическое течение пересекает Атлантический океан в северо-восточном направлении, теряя значительную часть энергии в ответвлениях на юг, где Канарское течение

замыкает основной цикл течений северной Атлантики. Ответвления на север в Лабрадорскую котловину образуют течение Ирмингера, Западно-Гренландское течение и замыкаются Лабрадорским течением. При этом основной поток Гольфстрима прослеживается еще далее на север вдоль побережья Европы как Норвежское течение, Нордкапское течение и другие. Следы Гольфстрима в виде промежуточного течения наблюдаются также в Северном Ледовитом океане. Основные течения Северной Атлантики приведены на рис. 7.22.

Интерес к Гольфстриму пробудился только во второй половине XVIII в. Здесь большая заслуга принадлежит Бенджамину Франклину, который опубликовал в 1770 г. первую научную карту этого течения, изобразив его как теплую реку, и был активным сторонником использования термометров при изучении направления и протяженности Гольфстрима и других течений. В конце XVIII и начале XIX вв. сведения о Гольфстриме постоянно умножались. В частности, из наблюдений за температурой поверхности моря было установлено, что теплая вода, переносимая течением, «растекается на тысячи квадратных лиг над окружающими холодными водами и покрывает океан теплым одеялом, который так сильно смягчает зимние холода в Европе». Мори (1884) пишет: «Двигаясь теперь медленнее, но распространяя свое смягчающее влияние более широко, он наконец достигает Британских островов. Здесь он разделяется: одна ветвь идет в полярный бассейн Шпицбергена, а другая входит в Бискайский залив... Такое огромное количество нагретой воды непременно должно приносить с собой мягкий и влажный воздух. Она-то и смягчает здешний климат... Каждый западный ветер

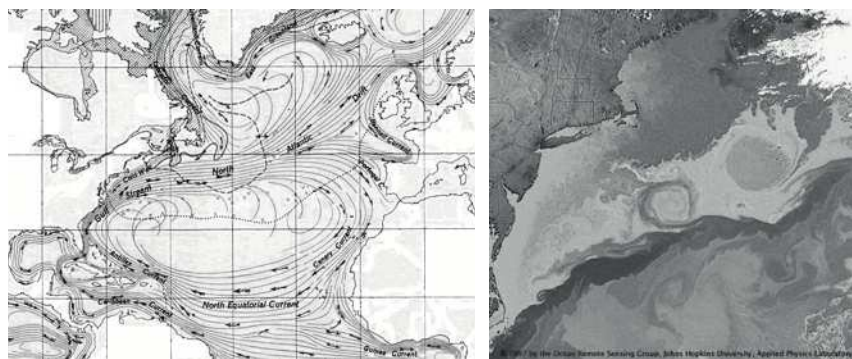


Рис. 7.22. Схема течений Северной Атлантики (слева) и спутниковый снимок северной границы течения Гольфстрим с отделяющими от основного течения рингами (справа)

на пути в Европу пересекает это течение и приносит с собой часть тепла, умеряющего северные зимние ветры».

Теплое течение Гольфстрим является важнейшей составляющей циркуляции в Северной Атлантике и оказывает первостепенное влияние на климат Западной и Северной Европы. Любые изменения в положении и интенсивности этого течения могут иметь серьезные последствия для Европы. Изменения океанической циркуляции неразрывно связаны с изменениями поля температуры и солености в океане. Исследования ученых разных стран показывают, что с середины 1990-х гг. в западных районах Северной Атлантики (Северном и Норвежском морях) отмечается рекордное повышение как температуры, так и солености воды. В то же время усиливается приток холодных и пресных вод в регионе Гренландии и Исландии. Опреснение Северной Атлантики в этих районах океана происходит вследствие усиления осадков, а также таяния снега и льда в условиях потепления климата. Изменения в характере и интенсивности распространения холодных и более пресных водных масс приводят к тому, что теплые и соленые водные массы отесняются и попадают в Норвежское море южнее Исландии и западнее Фарерских островов. Мониторинг положения течения Гольфстрим имеет важное значение не только для изучения и прогноза климатических изменений в океане и атмосфере Северной Атлантики, но и для экономики различных стран, и прежде всего для рыболовной отрасли.

Индекс течения Гольфстрим (The GulfStream north wall index – the GSNW index), представленный на сайте Плимутской морской лаборатории Великобритании, показывает аномалии в положении северной границы течения Гольфстрим у побережья Северной Америки [23, 24]. Аномалия широты северной границы течения определяется на основе среднемесячных и среднегодовых данных ТПО с 1966 г. в шести долготных точках (79°, 75°, 72°, 70°, 67°, 65° з. д.) с помощью специальной методики анализа и представлены в виде 1-й главной компоненты разложения по ЕОФ (рис. 7.23).

Ввиду важного климатического воздействия Гольфстрима на климат Европы его мониторингу придается большое значение. Современные исследования показывают, что гренландский ледяной щит и арктический лед тают, и образовавшаяся пресная вода разбавляет морскую воду и понижает ее соленость. Если порог будет перейден, то холодные воды перестанут опускаться в глубину и Гольфстрим замедлится, а в худшем случае – остановится. Замедление Гольфстрима неоднократно происходило и в прошлом. Так, начавшееся 12 700 лет назад потепление за десяток лет сменилось

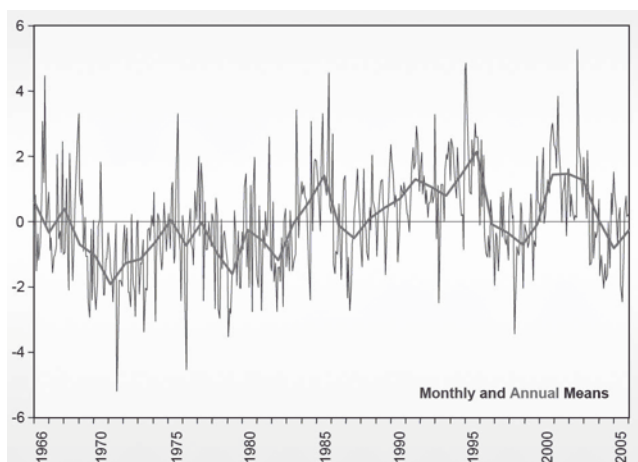


Рис. 7.23. Динамика индекса течения Гольфстрим (1-я главная компонента)

сильным похолоданием в Северном полушарии, длившимся 1300 лет. Этот период назван ранним дриасом по имени холодолюбивого растения, освоившего Европу в то время, и его связывают с мощным таянием ледников, покрывавших в то время Северную Америку, опреснением морской воды и сбоями в движении Гольфстрима.

Наступление малого ледникового периода в Европе также связывают с замедлением течения Гольфстрим около 1300 г. Совсем недавно, в апреле 2010 г., произошел аварийный выход нефти в Мексиканском заливе на платформе Deepwater Horizon, что, по мнению ученого Джанлуиджи Зангари, вызвало временную остановку Гольфстрима из-за разрушения нефтью границы между слоями теплой и холодной воды. При этом временное отсутствие Гольфстрима в восточной части Северной Атлантики могло нарушить нормальный ход атмосферных потоков летом этого же года и сформировать высокие температуры в Москве, засухи и наводнения в Центральной Европе, повышение температуры во многих странах Азии и массовые наводнения в Китае, Пакистане и других странах Азии.

7.7. Динамика криосферы

Криосфера, в отличие от других сфер климатической системы, существует не только на Земле, но и во всей Вселенной [7]. На Земле криосфера включает системы ледяных облаков, снежный покров,

ледяной покров водоемов, наледи, ледники гор, ледниковые покровы, сезонномерзлые почвы, горные породы с подземными льдами. Треть всего баланса внешнего теплооборота Земли расходуется на фазовые превращения льда. Теплота кристаллизации, которая высвобождается при формировании атмосферного льда, и теплота таяния, которая поглощается при падении льда к поверхности Земли и его переносе в более низкие широты, – это мощнейшие факторы перераспределения тепла на Земле. Затраты тепла на ежегодное таяние накопленного за год снега и льда достигают приблизительно 0,2 % всего потока солнечной радиации, поглощаемой Землей, а затраты тепла океаном на таяние айсбергов и разрушение ледяных берегов соизмеримы с «тепловым стоком» рек в океан.

Наибольшая масса льда (97,72 %) содержится в ледниковых покровах Антарктиды, Гренландии, горных ледниках, которые имеют очень большую инерционность (сотни и тысячи лет) и благодаря своему объему могут существенно увеличить уровень Мирового океана при таянии, как показано в табл. 7.2.

Таблица 7.2

Некоторые характеристики горных ледников и ледниковых щитов
Антарктиды и Гренландии (IPCC, 1996)

Параметры	Антарктида (материковая часть)	Грен- ландия	Горное оледене- ние
Площадь, 10^6 км^2	11,97	1,68	0,55
Объем, 10^6 км^3	29,33	2,95	0,11
Эквивалентное приращение уровня моря, м	65,0	7,0	0,35
Средняя толщина, км	2,5	1,6	0,2
Средняя высота, км	2,0	2,1	–
Скорость аккумуляции, 10^{12} кг/год	2200	535	–
Скорость абляции, 10^{12} кг/год	< 10	280	
Скорость айсбергового стока, 10^{12} кг/год	2200	255	
Средняя высота линии равновесия прихода-расхода массы, км		0,95	0–6,3
Характерное время, необходимое для суще- ственных изменений ледника, годы	15000	5000	50–1000

В прошлом, несомненно, главным фактором крупных колебаний уровня моря были изменения оледенения на Земле. Снижение уровня океана происходило в ледниковые эпохи, когда значительные массы воды консервировались в ледниковых покровах; наоборот, в межледниковые эпохи, когда ледниковые покровы сокращались,

уровень повышался. Изменения уровня океана, связанные с колебаниями массы ледников, называются гляциоэвстатическими и пример таких изменений за последние 140 тыс. лет показан на рис. 7.24.

Из рис. 7.24 следует, что в последний раз уровень океана был равен и даже несколько выше современного 120–125 тыс. лет назад – в последнюю межледниковую эпоху. Все остальное время он был ниже, что свидетельствует о сохранении обширного оледенения Земли на протяжении последних 100 тыс. лет. При этом наибольшее понижение уровня океана в последний ледниковый период около 20 тыс. лет назад составило более 120 м по отношению к современному, и основной вклад в динамику и уменьшение уровня внесли ледниковые щиты Гренландии и Северной Америки, а в меньшей степени – оледенение Антарктиды и Европы. При этом средняя скорость роста уровня моря в последние 12–15 тыс. лет составляла 10 мм/год с максимумами 40 мм/год, а превышение прошлой ледяной массы над настоящей массой льда – от 50 до $53 \cdot 10^6$ км³.

В последние 150 лет отмечено повышение уровня Мирового океана (рис. 7.25). Реконструкции положения этого уровня в конце XIX – начале XX столетия, а затем береговые измерения и, наконец, глобальная спутниковая альтиметрия свидетельствуют о росте уровня Мирового океана на 1,7 мм в год в XX в., однако в последние десятилетия повышение уровня моря усилилось и составляет сейчас 3 мм в год. Причины этого подъема уровня, очевидно, связаны

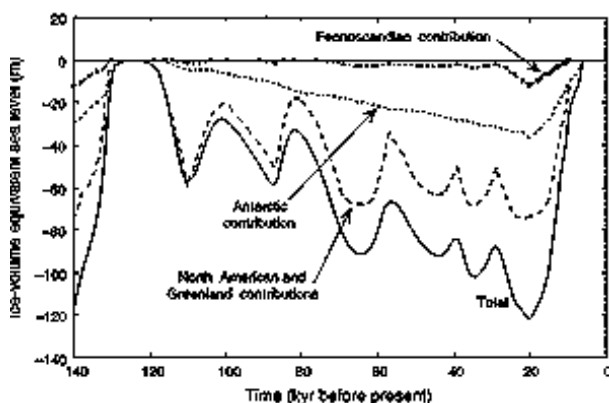


Рис. 7.24. Оценка изменений глобального уровня Мирового океана за последние 140 тыс. лет (непрерывная линия) и вклады в эти изменения от основных ледяных щитов (Lambeck, 1999)

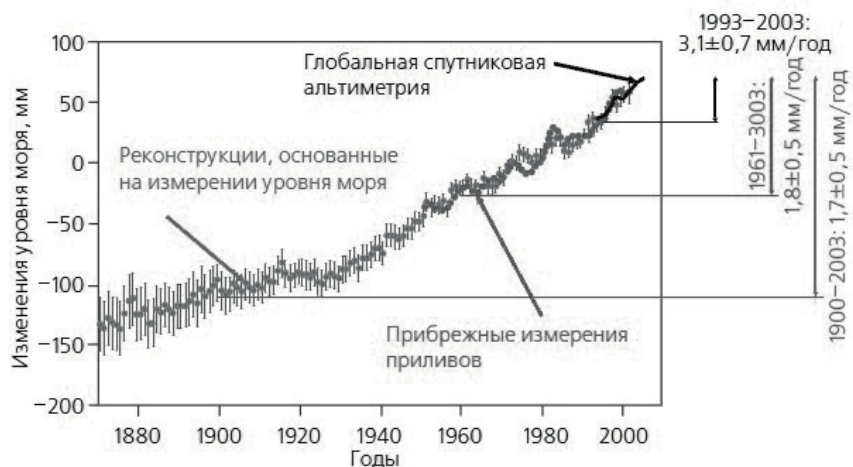


Рис. 7.25. Современные изменения уровня Мирового океана

с повышением температуры, которое, с одной стороны, ведет к расширению теплеющей поверхностной толщи океана, а с другой — вызывается таянием ледников и тем самым увеличением прироста воды в океане.

Происходящее потепление самым серьезным образом влияет на состояние многолетнего ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Еще недавно тяжелые льды серьезно осложняли судоходство по Северному морскому пути, а Северо-Западный проход в Канадском Арктическом архипелаге был практически непроходим. В наши дни льды сплоченностью более 7 баллов сохраняются лишь в приполюсном районе и на севере Канадского архипелага. Общая площадь ледяного покрова за последние 20 лет неуклонно сокращается. В целом за последние 10 лет площадь многолетних льдов Арктики стала меньше примерно на 40 % [9]. При этом средняя толщина морских льдов в октябре, по данным спутниковой лазерной альтиметрии, начиная с 2004 г. уменьшилась с 2 до 1,4 м, их площадь сократилась на 26 %, а объем уменьшился на 50 %.

На рис. 7.26, а показаны графики уменьшения площадей морского льда в Арктике за год и отдельные сезоны года в млн км². Из рисунка следует, что наибольшее и устойчивое уменьшение площади льда наблюдается летом (нижняя кривая). Совсем иную картину имеет место в Антарктиде, где площади ледяного покрова растут (рис. 7.26, б). Сравнение баланса массы Антарктического

ледникового покрова в середине и в конце прошлого столетия показывает возрастающую активность: и приход, и расход массы льда здесь возросли. Но при этом общий итог остался положительным, то есть на протяжении последних 50 лет масса льда в Антарктиде продолжает нарастать, что, очевидно, сдерживает рост уровня Мирового океана. Вместе с тем имеет место рост уровня Мирового океана, поэтому осуществляется оценка прибрежных территорий, которые могут уйти под воду при различных подъемах уровня.

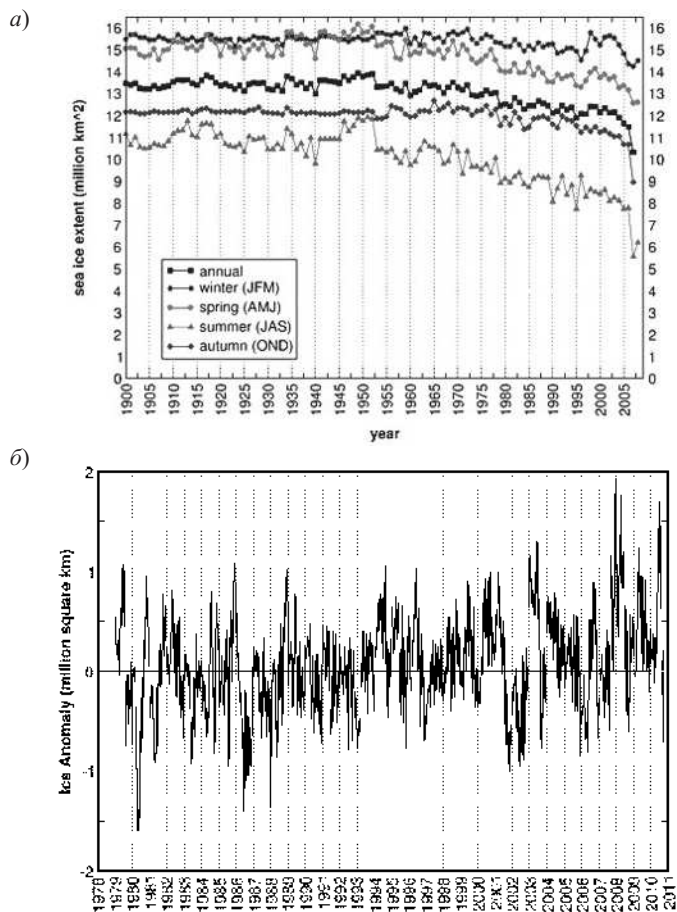


Рис. 7.26. Изменение площади морского льда в Арктике (a) и Антарктике (б), в отклонениях от среднего 1979–2000 гг., млн км²

Еще одним важным криосферным фактором, влияющим на динамику климата, является снежный покров. Если принять среднюю за год площадь снежного и ледяного покровов в обоих полушариях равной 62 млн км², то при неизменных облачности и приходе солнечной радиации ее часть, поглощаемая всей планетой, снижается из-за снежного покрова более чем на 4 %, что способствует значительной широтной дифференциации климата.

Граница снежного покрова в Северном полушарии весной и ранним летом отступает к северу медленнее, чем осенью наступает к югу. В этом сказывается охлаждающая роль самого снежного покрова. В осенние месяцы положение границы более изменчиво, чем в весенние, хотя в континентальном климате она занимает более стабильные позиции, чем в морском. Сроки разрушения снежного покрова, как правило, тесно связаны со сроками его установления: чем раньше образуется снежный покров, тем дольше он лежит.

Огромна роль снежного покрова в формировании и развитии ледников и в существовании всего оледенения. Очевидно, что холодные и снежные периоды предвляли и сопровождали ледниковые эпохи, а в механизме возникновения и деградации оледенений была велика роль обратных связей, присущих снежному покрову. Любое продолжительное глобальное похолодание приводит к росту площадей и продолжительности залегания снежного покрова, чем увеличивает планетарное альbedo и способствует дальнейшему похолоданию. И наоборот, если на Земле произойдет сокращение снежного покрова, планетарное альbedo уменьшится и вызовет еще большее потепление.

Зимний снежный покров в плейстоцене, несомненно, занимал в Северном полушарии гораздо большие площади и на суше, и на море. В четвертичный период снег покрывал, по-видимому, до 35 % площади Северного и 24 % площади Южного полушарий, тогда как соответствующие значения для нашей эпохи составляют 25 и 14 %.

Литература

1. Астафьева Н.М. Мониторинг и некоторые возможности прогноза явления Эль-Ниньо с использованием глобальных радиотепловых полей Земли в микроволновом диапазоне // Совр. пробл. дистанц. зонд-я Земли из космоса. – М., 2009. Т. 2. – С. 73–81.
2. Баталин А.М., Даричека Л.В., Чупрынин В.И. О моделировании автоколебаний в атмосферно-океанических круговоротах // Морские гидрофиз. исслед. 1974. № 3. – С. 117–127.

3. Гулев С.К., Ланно С.С. Меридиональные потоки в океане и атмосфере; Итоги науки и техники; Сер. «Атмосфера, океан, космос». Программа «Разрезы». – М.: ВИНТИ, 1986. Т. 6. – 97 с.
4. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 280 с.
5. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 215 с.
6. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 351 с.
7. Котляков В.М. Мир снега и льда. – М.: Наука, 1994. – 286 с.
8. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
9. Монин А.С., Берестов А.А. Новое о климате // Вестник РАН, 2005. Т. 75. № 2. – С. 126–131.
10. Переведенцев Ю.П. Теория климата. – Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2009. – 504 с.
11. Саркисян А.С., Демин Ю.Л. Методы и результаты расчета циркуляции вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 152 с.
12. Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 279 с.
13. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивости вращения Земли. – М.: Наука, 2002. – 384 с.
14. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of climate. Rev. Modern Phys. 1984, v. 56, № 3, p. 365–429.
15. Wells N. The atmosphere and ocean: A physical introduction. N.Y.: John Wiley & Sons, 1997. – 394 p.
16. D. W. J. Thompson, J. M. Wallace. – J. Climate, 2000, v. 13, 5: 1000-1036, Colorado State University.
17. <http://oko-planet.ru/pogoda/pogodaday/47776-globalnye-klimaticheskie-indeksy.html> (дата обращения: 10.10.2015).
18. ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/nao_index.tim (дата обращения: 10.10.2015).
19. https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_station_monthly.txt (дата обращения: 10.10.2015).
20. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml (дата обращения: 10.10.2015).
21. <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#npanom> (дата обращения: 10.10.2015).
22. http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/index.html (дата обращения: 10.10.2015).
23. <http://web.pml.ac.uk/gulfstream/Web2005.pdf> (дата обращения: 10.10.2015).
24. https://en.wikipedia.org/wiki/Latitude_of_the_Gulf_Stream_and_the_Gulf_Stream_north (дата обращения: 10.10.2015).

Лекция 8. Антропогенное воздействие на динамику климата

Антропогенные факторы включают в себя деятельность человека, которая изменяет окружающую среду и влияет на климат. Во второй половине XX в. проблема антропогенного воздействия на климат и его изменения стала одной из главных проблем человечества, что было обусловлено устойчивым ростом глобальной температуры, особенно в 1980–1990-е гг., который связали, в основном, с сжиганием органического топлива и с антропогенной эмиссией CO_2 .

Исторически можно назвать следующие виды антропогенной деятельности по мере их усложнения и степени воздействия на окружающую среду: это собирательство, охота и рыболовство, земледелие, добыча полезных ископаемых, промышленность, урбанизация, освоение космоса, загрязнение (химическое, биологическое, радиационное, шумовое и других видов).

В свою очередь, за счет разных видов антропогенной деятельности имеют место разные виды воздействия на климат:

- влияние на парниковый эффект и газовый состав атмосферы;
- изменение радиационного и теплового баланса;
- изменение альбедо поверхности;
- изменение характера деятельной поверхности;
- воздействие на ветровой режим и турбулентный обмен;
- воздействие на режим увлажнения;
- изменение микроклимата.

При этом типы антропогенных воздействий бывают *непреднамеренные, преднамеренные с локальными последствиями и преднамеренные с глобальными последствиями*. В любом случае антропогенное воздействие может проявляться в изменении или локального, или глобального климата.

8.1. Изменение локального климата

Возможность воздействия человека на местные особенности климата не вызывает сомнений, и вся история человечества связана со стремлением защитить себя, свое имущество, домашних животных и возделанную землю от неблагоприятных погодных условий: холода, жары, сильного ветра, осадков и т.п. Защищаясь и потребляя природные ресурсы для своих нужд, человек пытается преобразовать

природу, а тем самым – и локальный климат, например за счет преобразования лесов в поля, строительства водохранилищ, сжигания топлива для получения энергии, строительства городов. В свою очередь, чтобы воздействовать на природу, необходимо затрачивать достаточно большую энергию, которая стала доступна только в последнее время. Так, за XX столетие энергетическая мощность человечества выросла в 10 раз, а потребление чистой первичной продукции биоты – в 16 раз, что привело к увеличению площади, нарушенной хозяйственной деятельностью на суше, с 20 до 60 %. Поэтому изменение локального и глобального климата осуществляется человеком практически одним и тем же путем, а различается лишь масштаб воздействия по площади и интенсивности. Конечно, можно использовать и более щадящие для природы технологии, например, не перебрасывать реки из одних районов в другие, а осуществлять частичное видоизменение местных условий. Еще А.И. Воейков писал, что «естественному ходу процессов можно, не пытаясь преодолеть его в лоб, противопоставить процесс, видоизмененный с помощью тех же естественных природных сил». В частности, варьируя характер деятельной поверхности на больших площадях, можно на них изменять радиационный, влажностный и ветровой режимы.

8.1.1. Изменение теплового баланса земной поверхности

Уравнение теплового баланса земной поверхности имеет вид (рис. 8.1):

$$R = LE + P + A, \quad (8.1)$$

где R – радиационный баланс земной поверхности; LE – затрата тепла на испарение (приток тепла от конденсации); L – скрытая теплота парообразования, E – испарение; P – турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой; A – теплообмен между поверхностью суши или водоема и нижележащими слоями.

Уравнение радиационного баланса можно записать как

$$R = Q(1 - \alpha) - I, \quad (8.2)$$

и при совместном их решении:

$$R - 4\delta\sigma T^3 (T_w - T) = \rho c_p D (T_w - T) + LE + A, \quad (8.3)$$

где Q – суммарная коротковолновая радиация, приходящая на земную поверхность; α – альbedo земной поверхности; I – эффективное излучение, определяемое по температуре воздуха; $4\delta\sigma T^3 (T_w - T)$ –

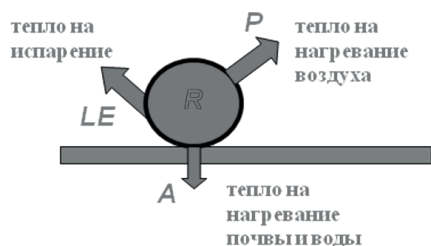


Рис. 8.1. Распределение тепла, поступившего к земной поверхности, по составляющим

разность между эффективным излучением, определенным по температуре земной поверхности (T_w) и воздуха (T); δ – коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела; σ – постоянная Стефана–Больцмана; $\rho c_p D (T_w - T)$ – турбулентный поток тепла от земной поверхности к атмосфере; ρ – плотность воздуха; c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении; D – интегральный коэффициент турбулентной диффузии.

Все три составляющие уравнения теплового баланса (8.1) существенно зависят от состояния земной поверхности, в частности от ее отражательной способности (альбедо), степени увлажнения, наличия и свойств растительного покрова, шероховатости, теплопроводности и теплоемкости верхних слоев почвы. Типичные значения альбедо для различных видов поверхности суши приведены в табл. 8.1 [2].

Таблица 8.1

Альбедо некоторых поверхностей суши

Вид поверхности	Альбедо	Вид поверхности	Альбедо
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Свежий сухой снег	0,85–0,95	Поля ржи и пшеницы	0,10–0,25
Чистый влажный снег	0,60–0,70	Картофельные поля	0,15–0,25
Загрязненный снег	0,40–0,50	Хлопковые поля	0,20–0,25
Морской лед	0,30–0,40	Луга	0,15–0,25
Открытая почва		Сухая степь	0,20–0,30
Темные почвы	0,05–0,15	Тундра	0,15–0,20
Влажные серые почвы	0,10–0,20	Древесная растительность	
Сухие глинистые или серые почвы	0,20–0,35	Хвойные леса	0,10–0,15
Сухие светлые песчаные почвы	0,35–0,40	Лиственные леса	0,15–0,20
Пустыня	0,28	Лес при неустойчивом снежном покрове	0,25–0,30
		Лес при устойчивом снежном покрове	0,40–0,45

Материалы расчетов и наблюдений показывают, что при изменении альбедо на несколько процентов, изменение температуры нижнего слоя воздуха может составлять до нескольких градусов Цельсия. При этом имеет место и обратная альбедная связь, когда, например, при увеличении альбедо температура будет уменьшаться, а уменьшение температуры, особенно при переходе ее через 0 °С, в свою очередь приводит к дальнейшему и резкому увеличению альбедо.

Рассмотрим теперь, какое влияние оказывает на локальный климат изменение затрат тепла на испарение (LE), которое зависит от степени увлажнения почвы, выражаемое влажностью верхнего слоя почвы (w). При этом можно использовать следующие приближенные соотношения [1]:

$$E = E_0 \text{ при } w \geq w_0 \text{ и } E = E_0 (w/w_0) \text{ при } w < w_0, \quad (8.4)$$

где E_0 – возможное испарение при полном влагонасыщении почвы (испаряемость); w – влажность верхнего слоя почвы; w_0 – критическое значение влажности почвы.

Величина w_0 для верхнего метрового слоя почвы соответствует слою воды в 10–20 см и зависит от растительного покрова и его свойств. В связи с тем, что влажность верхнего слоя почвы w изменяется в широких пределах, испарение также изменяется существенно (десятки и сотни процентов) и, соответственно, затраты тепла на испарение LE , что приводит к значительным изменениям температуры нижнего слоя воздуха на десятки градусов. Примером может быть разность температур в пустыне и оазисе.

Значения второй составляющей уравнения теплового баланса – турбулентного обмена с атмосферой зависят как от разности температур поверхности и воздуха, так и от аэродинамической шероховатости земной поверхности, которая выражается коэффициентом шероховатости η . Коэффициенты η принимают следующие значения: $\eta = 10^{-3}$ – 10^{-2} см для гладкой поверхности льда, $\eta = 0,1$ – 1 см для ровного луга с невысокой травой, $\eta = 1$ – 10 см для сельхозрастений (картофель и другие) и $\eta = 10$ – 100 см над кустарниковой растительностью и лесом. Шероховатость влияет на скорость ветра в нижнем слое воздуха, а также на коэффициент турбулентной диффузии, который возрастает при увеличении шероховатости. Изменения интенсивности турбулентного обмена приводят к изменениям турбулентного потока тепла между земной поверхностью и атмосферой, а также к изменениям затраты тепла на испарение.

В связи с тем, что поток тепла в почву A меньше других составляющих теплового баланса, его изменения не оказывают большого

влияния на локальный климат, хотя термические свойства почвы изменяются в широких пределах. Если же подстилающая поверхность разная, например остров и вода, прибрежные районы и озеро, то различия в величинах A будут очень большими.

Рассмотрим два примера воздействия человека на составляющие радиационного и теплового баланса. Первый из них связан с защитой от заморозков и основан как на непосредственном изменении теплового режима, так и на защите от холодной адвекции за счет обсаживания садов с северной стороны древесной изгородью. В случае нахождения участка в низине следует производить посадку деревьев и кустарников на склонах, что затрудняет сток холодного воздуха вниз. Прямое воздействие на тепловые условия сводится к повышению ночных температур у защищаемых культур и к замедлению быстрого роста температур в утренние часы, что представляет не меньшую опасность, чем сам заморозок. При этом наилучшие результаты при слабом ветре дает прямой обогрев участка на специальных установках, например сжигание нефти в широкотрубных грелках, применение жаровней, костров, дымовых куч из травы, сырой соломы и т.п. Прямой нагрев обычно не превышает $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а при воздействии дымов только уменьшает приток солнечной радиации в утренние часы, что позволяет растениям легче перенести последствия заморозка. В сухих районах в холодные ночи температуру можно повысить за счет интенсивного полива, увеличивающего теплопроводность почвы, но этот способ применим только при достаточно теплой почве. Для защиты от заморозков можно использовать также и различные покрытия: земли, соломой, бумагой и т.п.

Второй пример связан с покрытием почвы или мульчированием, которое применил П.Ф. Бирюков в конце XIX в. для повышения температуры, увеличения влажности почвы и борьбы с сорняками. В зависимости от цветовых свойств и теплопроводности покрытия (пленка или другой материал) эффект мульчирования дает дополнительный нагрев до $6\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Черная пленка вызывает нагрев на своей поверхности до $58\text{ }^{\circ}\text{C}$ в летнее время, а почва под пленкой в слое $0\text{--}5\text{ см}$ может быть холоднее на $1\text{--}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сорняки под ней не выживают из-за отсутствия света и контакта с перегретой поверхностью. Правильное применение пленок позволяет увеличить урожайность овощей и картофеля в $2\text{--}3$ раза. Кроме того в зависимости от пленки можно изменять состав пропускаемой радиации и по-разному ослаблять эффективное излучение. Спектральный состав проникающей радиации также можно регулировать искусственно, что оказывает

различное физиологическое воздействие на защищаемые культуры. Мульчирование применяется как на открытом грунте, так и в теплицах и пленочных укрытиях.

8.1.2. Воздействие на растительный покров

Исторически человек изменял растительный покров устраивая лесные и степные пожары для охоты; расширяя пастбища для подсечно-огневого земледелия и их удобрений; вырубая леса для получения древесины; выпасая домашних животных, особенно в сухих степях и саваннах.

Наиболее громадные масштабы выжигание растительного покрова приобрело в эпоху неолита, когда основой хозяйственной деятельности стали скотоводство и земледелие. Широкое применение выжигания растительности на значительной части территории суши привело к резким изменениям природных условий, включая флору, фауну, почвы, а также климат и гидрологический режим. Особенность состоит в том, что во многих случаях уничтоженный человеком растительный покров не восстанавливается и после прекращения его систематического выжигания, то есть процесс становится необратимым. Чрезмерный выпас скота уничтожал растительность сухих степей и саванн, которые затем приобретали черты полупустынь и пустынь.

Уничтожение растительности приводит к следующим изменениям климатических характеристик:

- увеличению скорости ветра у земной поверхности за счет уменьшения шероховатости;
- повышению температуры за счет уменьшения затрат тепла на испарение;
- уменьшению относительной влажности нижнего слоя воздуха, что может привести к уменьшению осадков;
- изменению режима влажности почвы, испарения, речного стока;
- усилению пыльных бурь и разрушению почвенного покрова;
- увеличению почвенной эрозии, смыву почвы на склонах гор, формированию лавин, селей;
- изменению альбедо, например, за счет замены леса сухой степью альбедо увеличивается на 0,1, пустыней – еще на 0,1;
- перемещению мерзлоты в более низкие горизонты.

Уничтожение растительного покрова на больших территориях приводит к уменьшению радиационного баланса системы «Земля – атмосфера» и к похолоданию.

Количественная оценка влияния растительности на климат может быть представлена на примере климатической роли леса [4]. Для поверхности почвы в лесу уравнение радиационного баланса можно записать в следующем виде:

$$R' = Q'(1 - \alpha') - B_n + \gamma' B_a + \gamma'' B_k, \quad (8.5)$$

где R' – радиационный баланс почвы под кронами деревьев; Q' – суммарная радиация, поступающая на почву сквозь деревья; α' – альbedo поверхности почвы в лесу; B_n , B_a , B_k – потоки длинноволнового излучения почвы, атмосферы и кроны; γ' , γ'' – доля поступающего излучения атмосферы и кроны к поверхности почвы.

Если принять, что кроны деревьев сомкнуты и образуют сплошной без просветов древостой, то уравнения радиационного баланса для верхней кромки крон (R) и для поверхности почвы (R') можно представить как:

$$R = Q(1 - \alpha) + B_a - B_k, \quad (8.6)$$

$$R' = Q'(1 - \alpha') + B'_k - B'_{II}. \quad (8.7)$$

Разность $\Delta R = R - R'$ позволяет оценить суммарные радиационные потоки, поглощенные лесом. Количество радиации, достигающей почвы, зависит от многих факторов, включая высоту, плотность, вид растительного покрова, угол падения солнечных лучей и другие. В зрелом древостое основания деревьев может достигать всего 20 % радиации, но и эта величина может уменьшаться до 5 % как, например, в околополуденные часы в березовом лесу в стадии полной листвы. Наиболее сильное ослабление радиации происходит в нижней густой части крон, где задерживается около 40 % радиации. В лесу не только значительно уменьшается количество приходящей коротковолновой радиации, но и изменяется соотношение между прямой и рассеянной за счет трансформации значительной части прямой радиации в рассеянную. При этом ослабляется радиация в синем участке спектра (0,40–0,45 мкм) и усиливается в красном и инфракрасном (0,65–0,75 мкм). В результате под пологом леса создается свой микроклимат, существенно отличающийся от условий в окружающей открытой местности.

В связи с поглощением приходящей радиации поверхность почвы в лесу прогревается меньше, чем в открытой местности, и различия могут составлять несколько градусов. Зимой же почва в лесу теплее, чем в поле, так как лес уменьшает охлаждение почвы вследствие излучения деревьев. Однако в среднем за год температура

почвы в лесу ниже, чем в поле, а ее годовая амплитуда меньше. Суточный ход температуры почвы имеет аналогичные закономерности, что и годовой, и аналогичным образом изменяется температура воздуха в лесу, но при меньшей разности, чем для почвы. В суточном ходе наибольшие значения разностей температур между полем и лесом наблюдаются во второй половине дня и составляют 2–3 °С, а иногда и до 6 °С, в годовом ходе разности наибольшие в теплый период и составляют 0,7–1,6 °С. Как радиационный, так и температурный режимы в лесу зависят также от возраста, сомкнутости леса и пород деревьев. Так, зимой лиственный лес оказывает меньшее влияние на суточную амплитуду температуры, чем хвойный, а летом наоборот.

Помимо снижения температуры вторая особенность климата леса состоит в повышенной влажности за счет ослабленного обмена между почвой, кроной и слоями. Как следует из рис. 8.2, профили температуры и влажности воздуха в дневное время имеют максимумы на уровне наибольшей плотности листвы, где поглощение радиации и транспирация обуславливают максимальное количество тепла и влаги. Ниже этого слоя наблюдается инверсия, поскольку кроны оказываются теплее почвенного покрова, куда проникает меньшее количество радиации.

Скорость воздушного потока по мере проникновения в растительный покров и вплоть до достижения зоны максимальной плотности листвы в верхнем слое крон резко уменьшается и практически достигает нуля на некотором уровне у поверхности с учетом параметра шероховатости. Горизонтальное тормозящее воздействие

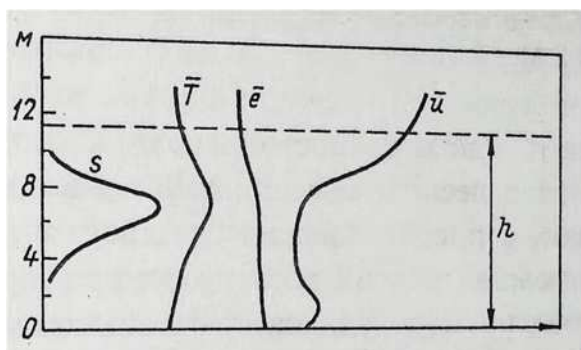


Рис. 8.2. Средние часовые профили: температуры (T); парциального давления водяного пара (e); скорости ветра (u) в еловом лесу в полдень, где h – средняя высота деревьев, м; s – плотность листвы

лесного массива на ветер прослеживается уже на расстоянии 2–4-кратной высоты деревьев, так как только часть воздушного потока проникает сквозь лес, а преобладающая его часть вынуждена подниматься над лесом, где его скорость увеличивается. В лесу же, по мере продвижения от опушки, скорость ветра уменьшается по экспоненциальному закону:

$$u_x = u_0 e^{-(\beta/\delta)x}, \quad (8.8)$$

где u_x – скорость ветра на расстоянии x от опушки с наветренной стороны; u_0 – скорость ветра на опушке леса; β/δ – эмпирический коэффициент (0,02–0,06).

Помимо перечисленных особенностей результаты влияния климата леса по сравнению с климатом поля состоят в следующем:

- суммарное испарение в лесу выше, чем в поле;
- осадки увеличиваются за счет шероховатости (на 1–3 % на каждые 10 % площади леса) и задерживаются кронами (от 10–14 % до 65–68 % в тропиках);
- высота снега и запасы воды больше, чем в поле;
- продолжительное снеготаяние (в 2–3 раза), сток меньше;
- формирование местной циркуляции между лесом и полями: днем ветер от леса к полю понижу, а вверх – к кронам деревьев, ночью – обратная циркуляция и с большей интенсивностью.

Такие климатические особенности леса человек издавна использует в своей практике. Наиболее известное применение – защитные лесные полосы, представляющие собой древесные насаждения, шириной до нескольких десятков метров, которые окаймляют квадратные или прямоугольные поля, размерами от нескольких сотен метров до 1–2 км. Главным фактором лесных полос является их ветрозащитное свойство, влияющее на уменьшение сдувания снега с полей и образование пыльных бурь. Если сдувание снега уменьшается, то увеличивается влагозапас почвы, задерживается сток талых вод, что ведет к повышению урожайности.

8.1.3. Воздействие на водный режим

Еще одним из древнейших видов влияния человека на климат является применение искусственного орошения, которое используется в засушливых районах в течение многих тысячелетий, начиная с эпохи древнейших цивилизаций, возникших в долине Нила и в междуречье Тигра и Евфрата. Применение орошения резко изменяет микроклимат орошаемых полей, при этом происходят следующие явления:

- снижается температура поверхности и воздуха за счет резкого увеличения затрат тепла на испарение;
- повышается относительная влажность нижнего слоя воздуха;
- существенно увеличивается радиационный баланс, вплоть до десятков процентов за счет увеличения поглощенной радиации при уменьшении альбедо для влажной почвы и за счет уменьшения эффективного излучения;
- уменьшается величина турбулентной теплоотдачи, которая при достаточно больших нормах орошения может достигать отрицательных значений и приводит к изменению направления турбулентного потока тепла из атмосферы к подстилающей поверхности, что вызывает дневные температурные инверсии;
- уменьшается уходящее длинноволновое излучение.

При орошении достаточно больших площадей варьирование составляющих теплового баланса может привести к заметным изменениям условий трансформации воздушных масс на данной территории. Пример трансформации суточного хода составляющих теплового баланса в орошаемом оазисе по сравнению с окружающей полупустыней приведен на рис. 8.3, из которого следует заметное увеличение радиационного баланса (R) в оазисе, а также большая затрата тепла на испарение с орошаемых полей (в полупустыне испарение практически равно нулю) [4]. В соответствии с этим турбулентный поток тепла (P) в пустыне днем гораздо больше потока в оазисе и имеет противоположенный знак, а небольшой по величине теплообмен с нижележащими слоями почвы практически не изменяется.

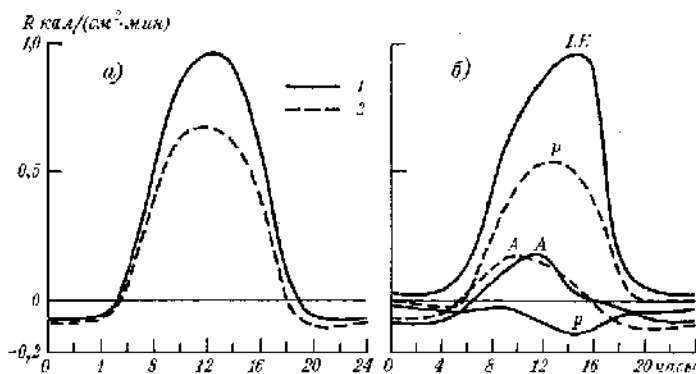


Рис. 8.3. Суточный ход составляющих теплового баланса в орошаемом оазисе (1) и полупустыне (2): а – радиационный баланс; б – составляющие теплового баланса в Пахта-Арал (Средняя Азия)

Для количественной оценки влияния орошения на термический режим можно использовать уравнение теплового баланса и найти разность между температурой земной поверхности (T_w) и воздуха (T). В пустынях и степях из-за малых затрат тепла на испарение поглощенная радиация расходуется в основном на нагревание атмосферы турбулентной теплопередачей, что приводит к очень высоким температурам поверхности:

$$T_w - T = \frac{R - LE - A}{\rho c_p D + 4\delta\sigma T^3}. \quad (8.9)$$

При малых LE и A и при больших R разность температур в дневное время может достигать 10–20 °С. В результате нагревания нижнего слоя воздуха температура в нем повышается, а относительная влажность падает, что, в свою очередь, способствует уменьшению количества выпадающих осадков.

При орошении засушливых территорий происходит существенное изменение водного баланса почвы: испарение резко возрастает, увеличивается LE и существенно понижается температура поверхности. Изменение температуры поверхности при орошении (штрих – орошаемый участок) можно выразить формулой

$$T_w - T'_w = \frac{(R - R') - (LE - LE')}{\rho c_p D + 4\delta\sigma T^3}, \quad (8.10)$$

учитывая, что

$$|A - A'| \ll |LE' - LE|. \quad (8.11)$$

Хотя при орошении заметно возрастает радиационный баланс земной поверхности, но и из-за уменьшения альбедо затраты тепла на испарение значительно превышают увеличение радиационного баланса. Поэтому разность температур поверхности в (8.10) оказывается очень значительной и при обильном орошении температура поверхности становится даже меньше температуры воздуха. Поэтому орошение достаточно больших площадей приводит к существенным изменениям воздушных масс, которые над этими территориями увлажняются и охлаждаются. Кроме того, изменения температуры и влажности воздуха при орошении зависит от: а) нормы полива и времени между поливами и чем подводится больше воды, тем больше отличие от неорошаемого участка; б) скорости ветра и коэффициента турбулентного обмена, определяющих

толщину слоя воздуха, где происходят изменения; в) радиационных свойств подстилающей поверхности (альбедо).

Результаты количественной оценки влияния орошения на метеорологический режим приведены в табл. 8.2 в виде разностей наблюдений на метеостанциях в пустыне и орошаемых оазисах.

Таблица 8.2

Влияние орошения на метеорологический режим

Разность (температура и абс. влажность)	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
$T-T'$ в малом оазисе (до 3 км) и пустыне, °C	0,0	-0,5	-1,6	-2,4	-2,5	-1,7	-1,4	-0,4
$T-T'$ в большом оазисе и пустыне	-0,6	-1,1	-2,2	-3,1	-2,8	-2,3	-1,7	-0,8
$d-d'$ в малом оазисе и пустыне, мбар	1,1	1,8	3,4	3,6	3,7	2,5	1,2	0,4
$d-d'$ в большом оазисе и пустыне, мбар	0,4	1,8	4,2	5,4	5,4	3,6	1,6	0,8

Из табл. 8.2 видно, что изменения температуры и влажности максимальны по абсолютной величине в летние месяцы, когда расход воды на орошение наибольший. В это время понижение температуры на уровне 2 м, обусловленное увеличением испарения, составляет 2,5–3 °C, а абсолютная влажность в центре большого оазиса возрастает по сравнению с пустыней на 5 мбар. В степной зоне влияние орошения на температуру и влажность воздуха несколько меньше, чем в пустыне, что связано с меньшим расходом воды на испарение. В черноземных степях орошение далеко не всегда увеличивает радиационный баланс, а чаще его уменьшает из-за альбедо поверхности. Даже если радиационный баланс не изменяется, то все равно происходит его перестройка: испарение возрастает, а турбулентный обмен уменьшается.

Следует отметить, что избыточное увлажнение вызывает ряд нежелательных последствий: слишком значительное снижение температуры, большое испарение, засоление почв и т.п. Поэтому полив осуществляется малыми дозами, чтобы вода не достигала минерализованных горизонтов, и часто применяют не открытые каналы, а систему дождевания, чтобы снизить потери на испарение. Осушение заболоченных территорий обычно оказывает на климат влияние обратное орошению, так как в связи с уменьшением влажности почвы увеличивается ее температура и уменьшается испарение.

8.1.4. Создание водохранилищ

Отдельным видом воздействия человека на климат является создание крупных водохранилищ, которые используются как для орошения, так и, в основном, для целей гидроэнергетики. Влияние этих водохранилищ на климат аналогично изменению микроклимата за счет неглубоких водоемов и связано со значительными различиями в структуре теплового баланса суши и воды. Около 90 % радиационного баланса на водоемах расходуется на прогревание водных масс и испарение и только 10 % – на турбулентный поток тепла в воздух, вследствие чего нагревание воздуха над водоемами небольшое и почти одинаковое днем и ночью, в то время как над сушей оно заметно меняется в течение суток. В среднем водоемы теплее суши, на что указывал еще А.И. Воейков, а исключение составляют только водоемы в сухом и жарком климате, где испарение с поверхности суши ничтожно, а с водной поверхности велико.

Вследствие различий соотношений составляющих теплового баланса суши и водной поверхности создается местная циркуляция – бризы (рис. 8.4), наиболее четко выраженная в теплое время года в прибрежной полосе, размеры которой зависят от площади водоемов и контрастов в температуре поверхности суши и водоема. Днем над нагретой сушей конвективные потоки поднимаются вверх, а на смену им с водоемов в нижнем слое приходит более холодный воздух, отчего возникает дневная ветвь бризовой циркуляции. Ночью, когда суша становится холоднее водных масс, возникает обратная циркуляция. Скорости ветра при бризовой циркуляции могут варьировать от 1–2 до 7 м/с и более при хорошо развитом бризе, при этом средняя скорость ветра дневной ветви бриза 5–6 м/с, ночной – 3–4 м/с, а распространение бризовой циркуляции может достигать 100 км от водоема.

Еще одно важное климатическое отличие водохранилищ – это уменьшение шероховатости их поверхности по сравнению с сушей

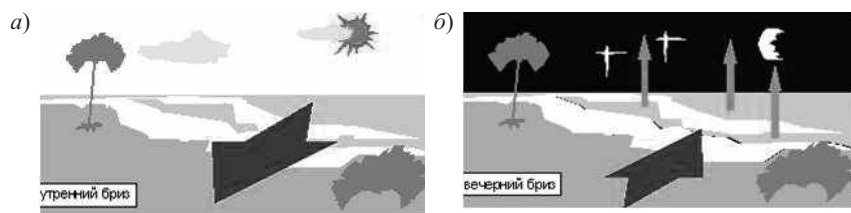


Рис. 8.4. Схема бризовой циркуляции: а – утренний бриз; б – ночной бриз

и усиление скорости ветра на несколько десятков процентов, особенно в осеннее время, когда вода теплее воздуха и над водной поверхностью развивается интенсивный турбулентный обмен.

Влияние водоемов на термический режим зависит от их размеров, времени суток, сезона года и местоположения и, как пример для крупных водоемов в разных климатических условиях, показано на рис. 8.5. Как видно из графиков, дневные температуры вблизи южных водоемов занижены, а ночные завышены, и это влияние распространяется на несколько километров. Вблизи северных водоемов занижены как дневные, так и ночные температуры.

Основные выводы по климатическому воздействию водоемов состоят в следующем:

- дневные температуры вблизи южных морей (Каспийское, Азовское моря, см. рис. 8.5) и крупных водохранилищ занижены на 3–7 °С, а ночные температуры завышены на 3–5 °С;
- у берегов водохранилищ в условиях недостаточного увлажнения (Волгоградское, Цимлянское) температура в теплое время года ниже на 2–3 °С;
- у берегов русловых водохранилищ дневные температуры понижаются на 1–2 °С, а ночные повышаются также на 1–2 °С;

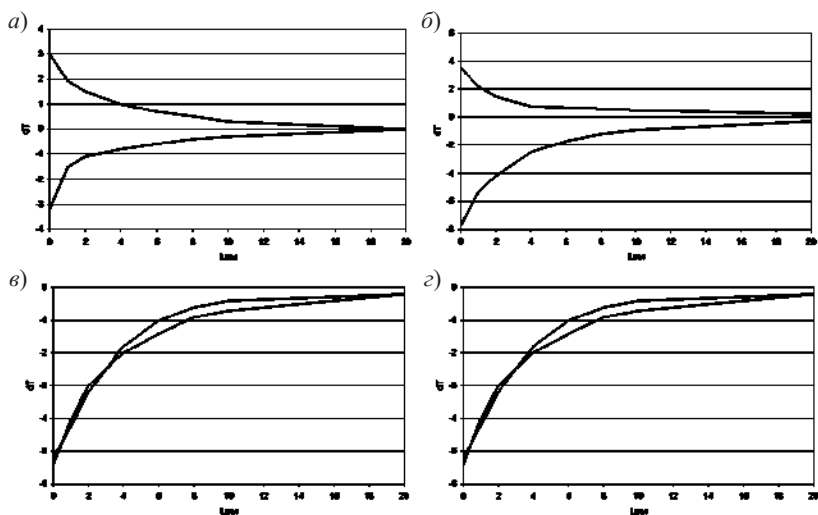


Рис. 8.5. Изменение средней температуры в июле (dT) днем и ночью в зависимости от расстояния (L , км) от следующих водоемов (сверху вниз и слева направо): Каспийское море (а), Азовское море (б), Баренцево море (в), Байкал (з)

- длительность безморозного периода на берегах водоемов увеличивается на 10–20 дней;
- осенью ночью в вогнутых котловинах образование туманов увеличивает температуры до 7 °С;
- при бризах имеет место суточный ход скорости и направления ветра: затишье утром, максимум в 13–15 ч, смена направления в 19–21 ч, а также уменьшается суточный ход температуры воздуха;
- относительная влажность больше на 5–10 %;
- осадки выпадают или рано утром (до дневного бриза) или поздно вечером – ночью.

8.1.5. Климат города

Города являются наиболее ярко выраженным проявлением антропогенной деятельности, так как в естественной природе подобные образования отсутствуют. Климатические условия в городах обычно заметно отличаются по отношению к сельской местности и тем больше, чем больше территория города. В крупных городах климатические изменения проявлялись уже сотни лет назад, например сильное загрязнение воздуха и смог в Лондоне, которые уже в XVII в. значительно ослабляли солнечную радиацию. К числу главных факторов, влияющих на метеорологический режим города, можно отнести [1]: изменение альбедо, которое меньше, чем в загородной местности; уменьшение среднего испарения с земной поверхности; выделение тепла, создаваемого различными видами хозяйственной деятельности, сравнимого с приходящей радиацией; увеличение шероховатости земной поверхности; загрязнение атмосферы различными твердыми, жидкими и газообразными примесями.

О.А. Дроздов [4] предлагает рассматривать следующие факторы изменения климатического режима в городах:

- прямые выбросы тепла и изменение радиационного режима;
- выбросы газов, твердых и жидких дымовых частиц за счет работы промышленности, транспорта и т.д.;
- изменение теплового баланса за счет уменьшения испарения и быстрого стока воды;
- изменение рельефа поверхности.

Солнечная радиация занижена в городах до 20 % из-за дыма и пыли и особенно ослаблен приход ультрафиолетовой радиации, что усиливается высокой застройкой в узких улицах. С другой стороны, в городе к рассеянной радиации добавляется дополнительная радиация, отраженная стенами и мостовыми. Этим обстоятельством

в большей мере и обусловлено чувство зноя и духоты, характерное для города летом. На территории города снижено и эффективное излучение, а стало быть, и ночное выхолаживание.

В результате изменения радиационного баланса, дополнительного поступления тепла в атмосферу от сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам в городе по сравнению с окрестностями, отчего город можно рассматривать как «остров тепла». Наиболее типичный тепловой «рельеф» этого острова представлен на рис. 8.6, где на границе «город – сельская местность» вначале возникает значительный горизонтальный градиент температуры, соответствующий «утесу острова», который может достигать $4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, затем наблюдаются «плато» с небольшим повышением температуры к центру города и «пик» острова тепла в центральной части. Термическая однородность «плато» нарушается влиянием парков и озер (холоднее) и более плотной застройкой (теплее).

Разность температур $\Delta T_{Г-С}$ между городом и окружающей местностью характеризует интенсивность «острова тепла». Эта величина $\Delta T_{Г-С}$ имеет суточный и годовой ход, как показано на рис. 8.7.

График суточного хода $\Delta T_{Г-С}$ показывает, что максимальная разность температур между городом и окрестностями наступает через 4 ч после захода солнца (0 на графике – время захода солнца), а минимальная имеет место в середине дня. Быстрый рост $\Delta T_{Г-С}$ (большие значения $\Delta T/\Delta t$) после захода солнца обусловлен тем, что в сельской местности запасы тепла быстро расходуются за счет длинноволнового излучения, а город остывает более медленно. Однако через несколько часов скорости выхолаживания выравниваются. После

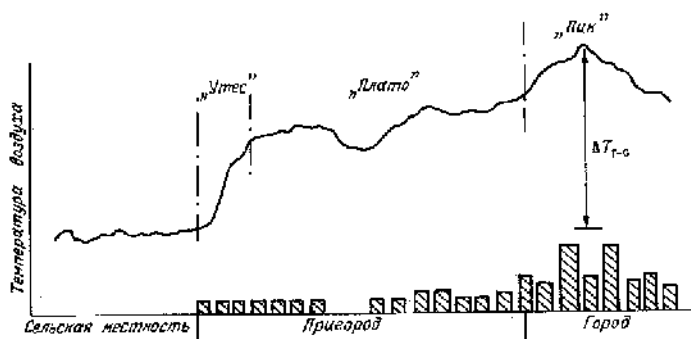


Рис. 8.6. Характерный «рельеф» городского «острова тепла»

а)

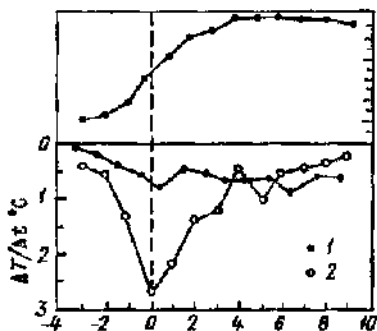


Рис. 8.7, а. Внутрисуточные разности температур между городом и окрестностями, где

1, 2 – данные разных авторов в г. Монреале (1 – Оке, 2 – Максвелл);
вверху $\Delta T_{Г-С}$ – интенсивность «острова тепла»;
внизу $\Delta T/\Delta t$ – среднечасовые изменения температуры воздуха в °C за час

б)

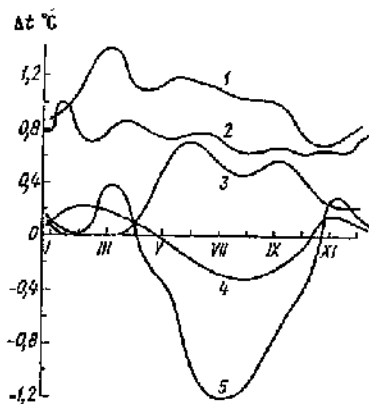


Рис. 8.7, б. Внутригодовые разности температур: Δt – разность температур город – пригород для 1 – Москвы, 2 – Санкт-Петербурга, 3 – Мурманска, 4 – Ашхабада, 5 – Харькова

восхода солнца сельская местность начинает нагреваться более интенсивно и разности $\Delta T_{Г-С}$ уменьшаются.

На рис. 8.7, б показано изменение $\Delta T_{Г-С}$ в течение года в городах, расположенных в разных климатических условиях. Для Москвы и Петербурга разность ΔT в среднем составляет около 1 °C, в Мурманске – несколько меньше, но во все сезоны город теплее сельской местности. В южных же городах: Ашхабад и особенно – Харьков, в летние месяцы температура в городе ниже, чем в пригороде, что связано озеленением города по сравнению со степной или пустынной окрестностью.

Вертикальное влияние городов на атмосферу сказывается до 100–500 м слоя и даже до высоты 1 км. Дополнительный нагрев воздуха над городами создает местные циркуляционные системы, напоминающие бризы, а также усиливает восходящие конвективные движения над городами. Пример циркуляции воздуха в городе показан на рис. 8.8, по которому видно, что у поверхности Земли течение воздуха направлены к центру «острова тепла», а наверху наблюдается отток воздуха к окраинам.

В самом городе различия в нагреве освещенных и затененных частей улиц и дворов

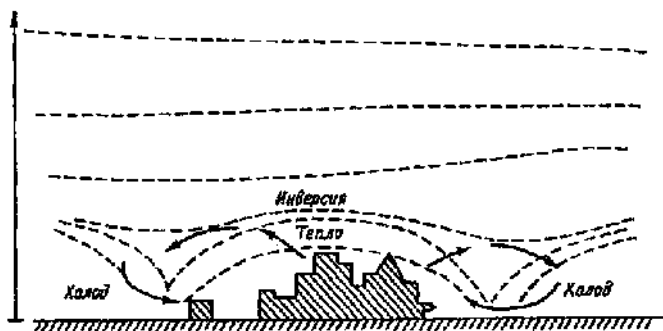


Рис. 8.8. Городская циркуляция воздуха при слабых ветрах

обуславливают местную циркуляцию воздуха. В ней восходящая ветвь формируется над поверхностью освещенных стен, а нисходящая – над затемненными стенами, частями улиц и дворов. Также имеет место локальная бризовая циркуляция рядом с городскими водоемами.

Помимо роста температуры в городах по сравнению с открытой территорией сельской местности, уменьшается скорость ветра за счет большой шероховатости и характера стратификации воздуха. На рис. 8.9 показаны профили скорости ветра и температуры в нижнем 300-метровом слое на метеостанциях Санкт-Петербург и Воейково (пригород), по данным одновременных наблюдений.

Относительно влажности воздуха и осадков в городах получено, что:

- осадки в среднем уменьшаются на 11–20 %, что связано с ростом температуры и с уменьшением испарения;
- однако влияние города на осадки может быть и неоднозначно: зимой практически нет разницы в осадках между городом и окружающей местностью, а летом максимум осадков наблюдается на окраинах, что обусловлено образованием и смещением облаков из-за загрязненности, конвективной неустойчивости, воздействия местной циркуляции;
- максимум различий в осадках между городом и окрестностями имеет место вечером и летом;
- возможно и дополнительное увеличение влажности в городах за счет антропогенных источников;
- туманов в городе должно быть меньше, но не всегда и часто больше за счет загрязнения;
- гроз в городе меньше в 1,5–2,5 раза.

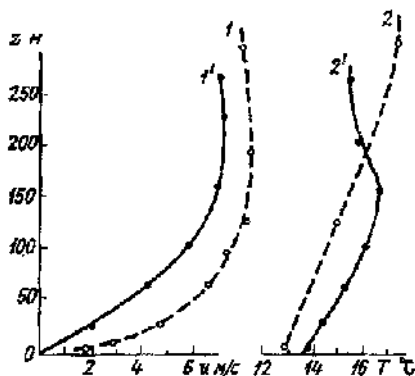


Рис. 8.9. Профили ветра и температуры
Воейково (1, 2); С.-Петербург (1', 2')

Рассматривая влияние большого города на климатические характеристики, необходимо помнить, что хотя и имеются общие закономерности в их распределении, но в тоже время количественные результаты зависят от особенностей конкретного города.

Из всех особенностей климата города наибольшее практическое значение имеет загрязнение воздуха различными примесями, которое во многих городах достигло высокого уровня. Источниками загрязнения являются выбросы промышленных предприятий, отопительных систем и транспорта. Причем часть антропогенного аэрозоля в городах образуется из выбросов твердых и жидких частиц, другая – из поступающих в атмосферу газов. Увеличение концентрации аэрозоля над городом резко уменьшает солнечную радиацию и ее составляющие в среднем на 15 % – для прямой радиации, на 30 % – для ультрафиолетового излучения и на 5–15 % уменьшается продолжительность солнечного сияния. В табл. 8.3 приводятся результаты влияния крупных промышленных центров на процентное изменение прямой и рассеянной радиации.

Из данных табл. 8.3 следует, что для крупных индустриальных центров наблюдается ослабление прямой радиации от 5–6 % летом до 15–20 % зимой, а рассеянная радиация увеличивается примерно на такое же число процентов. И эти аномалии распространяются на значительные расстояния от городов.

Влияние на солнечное излучение аэрозольных частиц наиболее оптимально характеризует аэрозольная оптическая плотность атмосферы, которая имеет наглядный положительный тренд во многих городах в связи с их ростом и увеличением интенсивности загрязнения, как показано на рис. 8.10.

Таблица 8.3

Влияние промышленных выбросов
на относительные изменения прямой (S) и рассеянной (D) радиации, в %
($г$ – город, $окр$ – окрестности)

Две станции	Расстояние, км	$(S_{окр} - S_g)/S_g$				$(D_{окр} - D_g)/D_g$			
		зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
Санкт-Петербург – Воейково	30	20	6	7	13	-23	-8	-6	-15
Москва – Подмосковная	42	15	11	10	11	-19	-15	-14	-15
Курск – Каменная Степь	190	10	6	5	8	-12	-5	-6	-8
Екатеринбург – Памятная	294	15	6	8	7	-20	-6	-13	-8
Омск – Огурцово	613	13	5	5	10	-18	-4	-8	-14
Владивосток – Тимирязевская	69	15	8	10	6	-17	-8	-12	-8

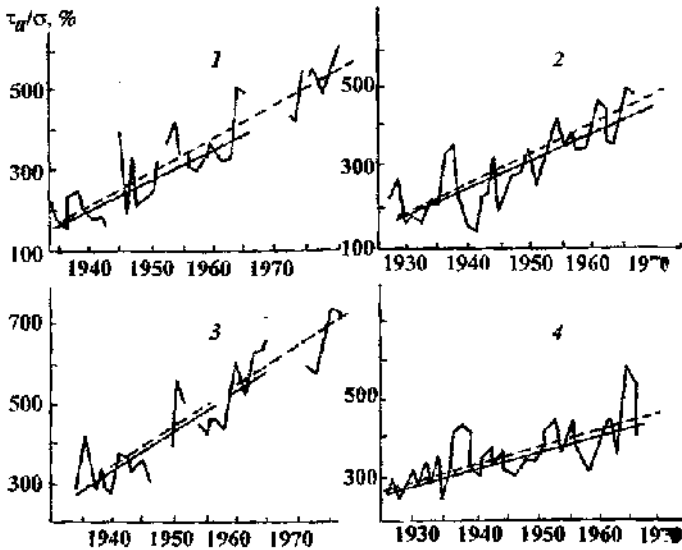


Рис. 8.10. Изменение аэрозольной мутности атмосферы (в %) на станциях: 1 – Каратаг; 2 – Тбилиси; 3 – Алма-Ата; 4 – Ташкент

8.2. Изменение глобального климата

Изменение глобального климата складывается из двух направлений локального антропогенного воздействия: а) воздействия на газовый состав атмосферы за счет сжигания органического топлива и других видов антропогенной эмиссии из множества локальных источников, которые изменяют концентрацию газового состава всей атмосфере за счет быстрого перемешивания; б) суммарного эффекта отдельных локальных воздействий на водный режим, растительность, изменение альбедо и выделение прямого тепла за счет хозяйственной деятельности.

8.2.1. Рост концентрации углекислого газа

Современная концентрация углекислого газа в 2014 г. достигла 397,7 ppm, а в Северном полушарии – 400 ppm (или 0,04 %), при этом интенсивный рост CO_2 начался с 278 (276–280) ppm в 1750 г. Хотя в истории Земли концентрации CO_2 достигали и нескольких тысяч ppm, но это было сотни миллионов лет назад, а последняя подобная концентрация имела место примерно 10 млн лет назад (рис. 8.11), после чего она снижалась при происходивших циклических колебаниях и составила 280 ppm 1000 лет назад [3].

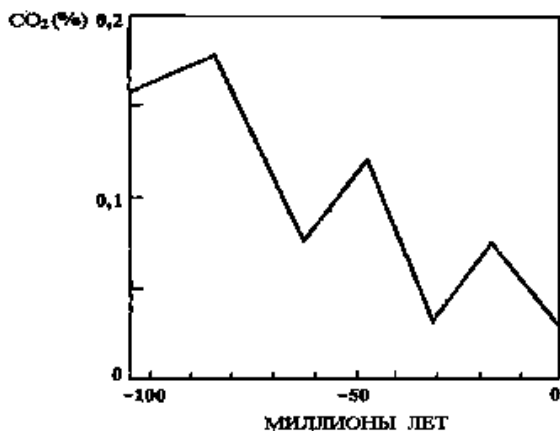


Рис. 8.11. Изменение концентрации углекислого газа в атмосфере Земли за последние 100 млн лет (в %, или в ppm/10 000) по данным геохимических расчетов

Кривая спада концентрации CO_2 на рис. 8.11 согласуется с данными по изменениям вулканической активности за этот период, определенной по количеству вулканических пород, образованных за единицу времени.

Предположение о том, что современный устойчивый рост CO_2 с начала XIX в. обусловлен сжиганием угля, нефти и других видов ископаемого топлива, было высказано в 1930-х гг. [6]. Систематические наблюдения за концентрацией CO_2 с помощью точных приборов были начаты в конце 1950-х гг., в период организации Международного геофизического года на двух станциях: Мауна-Лоа (Гавайские острова) и Южный полюс. Пример роста и сезонных колебаний CO_2 (максимум зимой и минимум летом при наибольшей продуктивности растений) на станции Мауна-Лоа приведен на рис. 8.12, а. В настоящее время измерения CO_2 осуществляются на большом числе станций и ведется спутниковый мониторинг его содержания (см. рис. 8.12, б).

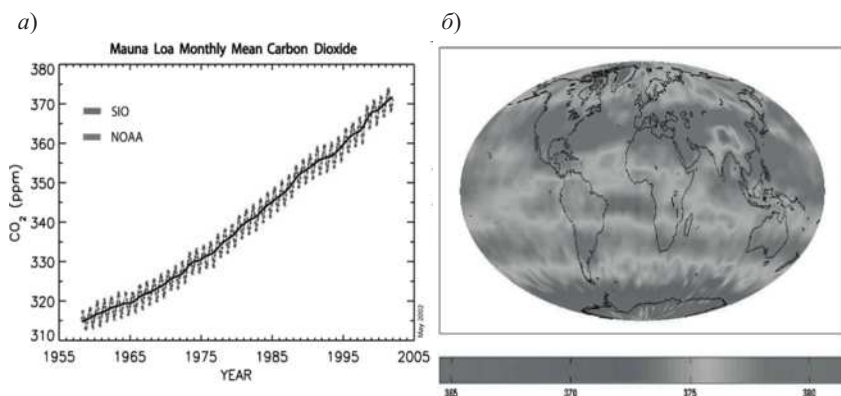


Рис. 8.12. Изменение концентрации CO_2 : а – измеренные величины CO_2 на станции Мауна-Лоа и по данным спутниковых наблюдений (NOAA); б – пример результатов спутникового зондирования CO_2 (июль 2003 г., высота 8 км)

Сжигание угля, нефти и природного газа является основной причиной эмиссии антропогенного CO_2 . В 2008 г. в результате сжигания ископаемого топлива в атмосферу было выделено 8,67 млрд т углерода (31,8 млрд т CO_2), в то время как в 1990 г. годовая эмиссия углерода составляла 6,14 млрд т. Сжигание ископаемого топлива дает 95 % антропогенных выбросов CO_2 в атмосферу, и его выбросы постоянно растут, как показано на рис. 8.13.

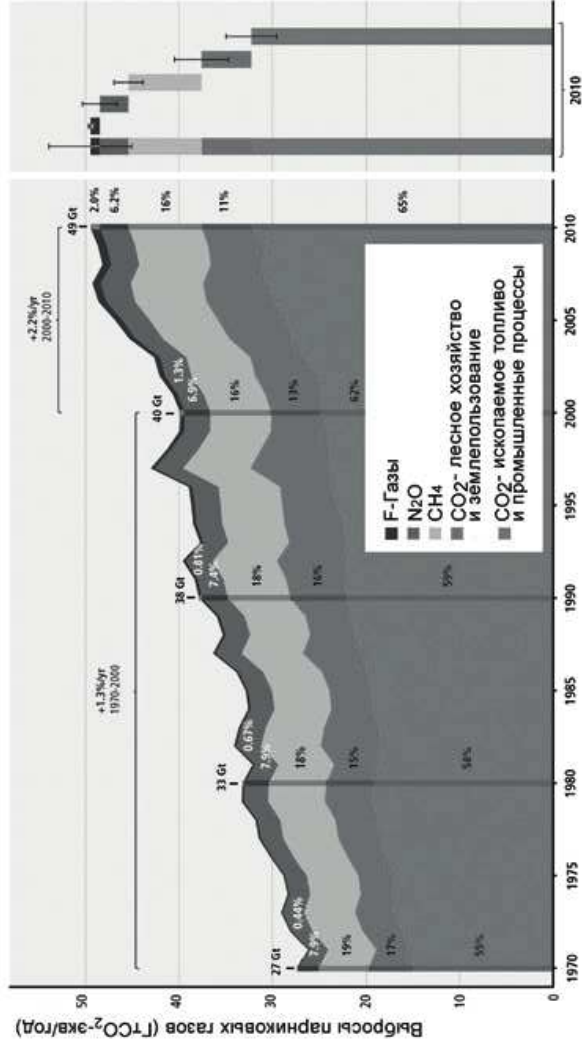
Помимо сжигания органического топлива, остальная эмиссия CO_2 осуществляется за счет промышленности, землепользования и лесного хозяйства.

Несмотря на рост усилий по контролю за выбросами парниковых газов в мире в целом в 2000–2010 гг. выбросы парниковых газов росли быстрее (на 2,2 % в год), чем в три предшествующих десятилетия (на 1,3 % в год в 1970–2000 гг.). При этом вклад и рост CO_2 доминировал и за период с 2005 по 2011 гг. концентрация CO_2 выросла с 379 до 391 ppm, или в единицах энергетического воздействия (форсинга) с 1,66 до 1,82 Вт/м² [8].

В связи с тем, что CO_2 вносит основной вклад в парниковый эффект, международное сообщество предпринимает активные усилия по снижению антропогенной эмиссии CO_2 . Первая международная конференция на высоком уровне по проблеме эмиссии парниковых газов прошла в Рио-де-Жанейро (1992 г.), известная как Саммит Земли, или Конференция ООН по защите окружающей среды и развитию (ЮНСЕД), с участием представителей 182 стран для обсуждения будущего планеты. Именно здесь была разработана концепция устойчивого развития – «План 21», состоящий из 40 глав и содержащий программу действий и 2500 рекомендаций в отношении всех возможных сфер влияния человека на окружающую среду. Следующим шагом было принятие Киотского соглашения, или протокола (1997 г.), в котором закреплены обязательные цели и сроки по сокращению выбросов парниковых газов в большинстве стран, включая промышленно развитые [11]. Вступление в силу Киотского протокола состоялось лишь в феврале 2005 г., когда 55 стран, на долю которых приходилось в среднем 55 % выбросов углекислого газа, в 1990 г. ратифицировали протокол. Его вступление в силу означало для 30 промышленно развитых стран обязательство достичь целей по снижению или ограничению выбросов парниковых газов. Копенгагенское соглашение (2009 г.) и соглашение в Дурбане (2011 г.) положили начало формулировке нового протокола, принятого в 2015 г. в Париже, что должно дать конкретные результаты в отношении выбросов парниковых газов и снижению темпов глобального потепления до 2 °C уже к 2020 г.

Прямые выбросы CO_2 и других парниковых газов по секторам экономики составляют: 25 % – при выработке электричества и тепла, 21 % – в промышленности, 25 % – в сельском хозяйстве и землепользовании, 14 % – на транспорте и 6,4 % – при обогреве зданий. Кроме того, косвенные выбросы в промышленности достигают 11 %, а при

а)



б)

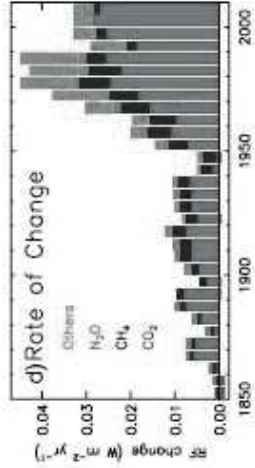


Рис. 8.13. Эмиссия парниковых газов: а – глобальные антропогенные выбросы парниковых газов в 1970–2010 гг. (нижние диаграммы – эмиссия CO_2); б – скорость изменения концентрации основных парниковых газов в Вт/м^2 в год (нижняя диаграмма – эмиссия CO_2)

обогреве зданий – 12 % [5]. Чтобы ограничить рост потепления уровнем 2 °С, выбросы CO₂ при производстве электроэнергии должны к 2050 г. снизиться в несколько раз – до уровня ниже 100 г CO₂/кВт·ч, а к 2100 г. упасть почти до нуля [7]. К концу века мировая энергетика должна стать совершенно «чистой». При этом следует найти оптимум между развитием возобновляемых источников энергии (ВИЭ) с нулевыми выбросами и применением технологий сжигания ископаемого топлива с улавливанием и захоронением CO₂ (технология CCS). Для снижения выбросов предлагается ускоренными темпами прекращать использование угля по традиционным технологиям, а станции на газе переводить на высокоэффективные парогазовые и когенерационные технологии, а также массово оснащать все топливные станции системами CCS. К 2050 г. доля низкоуглеродных технологий должна вырасти в мире в целом с нынешних примерно 30 до 80 %, а к 2100 г. до 100 % [10]. Новым элементом стала технология биоэнергетики с системами CCS (BECCS). Она позволяет: а) поглощать CO₂ из атмосферы при выращивании биомассы, то есть снижать концентрацию CO₂ в атмосфере; б) при сжигании биомассы вырабатывать электрическую и тепловую энергию; в) улавливать CO₂ и хранить его под землей или на дне океанов (CCS) [10].

При сохранении нынешних тенденций в промышленности выбросы парниковых газов к 2050 г. могут вырасти также на 50–150 %. Широкое применение технологий повышения энергоэффективности производства, снижения его материалоемкости, а также рост вторичного использования ресурсов и утилизации отходов позволяют существенно снизить выбросы не только по сравнению с «инерционным» продолжением нынешних тенденций, но и по абсолютной величине.

Создание низкоуглеродного транспорта требует повышения топливной экономичности, развития общественного транспорта и большего использования энергоэкономичных видов транспорта (железнодорожного, водного), использования газа и гибридных схем, так и долгосрочных стратегий, например перехода на электричество или водород. Масштабное применение этих мер способно снизить потребность транспорта в топливе по сравнению со сценарием традиционного развития на 40 % уже к 2050 г.

Здания всех типов сейчас используют треть мирового конечного потребления энергии. При сохранении нынешних тенденций развития прямые (от прямого сжигания топлива в зданиях) и косвенные (от сжигания топлива на электростанциях и котельных) выбросы к 2050 г., в зависимости от сценария, могут вырасти на 50–150 %.

Однако с помощью уже известных технических, ценовых и поведенческих изменений потребление энергии можно практически стабилизировать, а выбросы сократить в несколько раз.

Использование лесных и сельскохозяйственных земель тоже должно быть взято под контроль. Расчеты здесь более неопределенны, чем в энергетике или на транспорте. В целом вероятно, что выбросы от землепользования к середине века сократятся в 2 раза от уровня 2010 г. К концу века можно ожидать, что наземные источники выбросов в мире в целом сойдут к нулю, то есть земли будут в нулевом балансе CO_2 с атмосферой.

8.2.2. Рост концентрации других газов и аэрозолей

Следующим по вкладу в парниковый эффект является метан (CH_4), радиационный форсинг которого, как и других парниковых газов и их динамика, приведен на рис. 8.14. Глобально осредненная концентрации CH_4 возросла с 722 ppb (частей на миллиард) в 1750 г. до 1803 ppb в 2011 г., а его радиационный вклад в потепление за этот же период составил $0,48 \pm 0,05$ Вт/м². Достаточное количество станций для мониторинга глобального CH_4 появилось только с 1978 г. С этого времени можно было рассчитать динамику изменения скорости роста метана, которая уменьшалась практически до 1998 г. и далее имела период стабилизации с 1999 по 2006 гг. и снова некоторое увеличение с 1999 г. (см. рис. 8.14, внизу).

Снижение и стабилизация скорости роста связано с тем, что глобальная эмиссия метана была практически постоянна (примерно 550 Гт в год) с начала 1980-х до 2006 г. Наиболее вероятное повышение скорости эмиссии метана в последующий период связано с аномальными высокими температурами в Арктике в 2007–2008 гг. и высоким аномальным количеством осадков в тропиках в этот период. Превышение широтных средних значений метана в высоких широтах Северного полушария над теми же широтами Южного обусловлено именно увеличением эмиссии метана с освободившихся ото льда и снега влажной земной поверхности (болота) и морских мелководий. Однако эти изменения в скорости CH_4 дают только 2 % в общий радиационный отклик. При взаимодействии с гидроксильным радикалом (ОН) метан распадается, так же как и фторхлоруглероды (ФХУ, или HFCs) и гидрохлорфторуглероды (ГФХУ, или HCFCs), поэтому мониторинг за ОН также является очень важным, хотя трендов в ОН не установлено. Выбросы CH_4 могут также оказывать

косвенное воздействие на CO_2 , водяной пар в стратосфере, озон, сульфатный аэрозоль и время жизни ФХУ и ГФХУ. В общей эмиссии метана, составляющей 610 Мт/год, на сток приходится 580 Мт/год и накопление атмосферой составляет 20 Мт/год (7 ppb/год). При этом антропогенная эмиссия, связанная с добычей нефти, угля (110 Мт), рисоводством (100 Мт), скотоводством (115 Мт), мусорными свалками (40 Мт), сжиганием биомассы (40 Мт), переработкой мусора (25 Мт), существенно превышает естественную из болот (115 Мт), термитов (20 Мт), океана (15 Мт) и других источников: почвенных бактерий, гидратированных форм, таяния вечной мерзлоты.

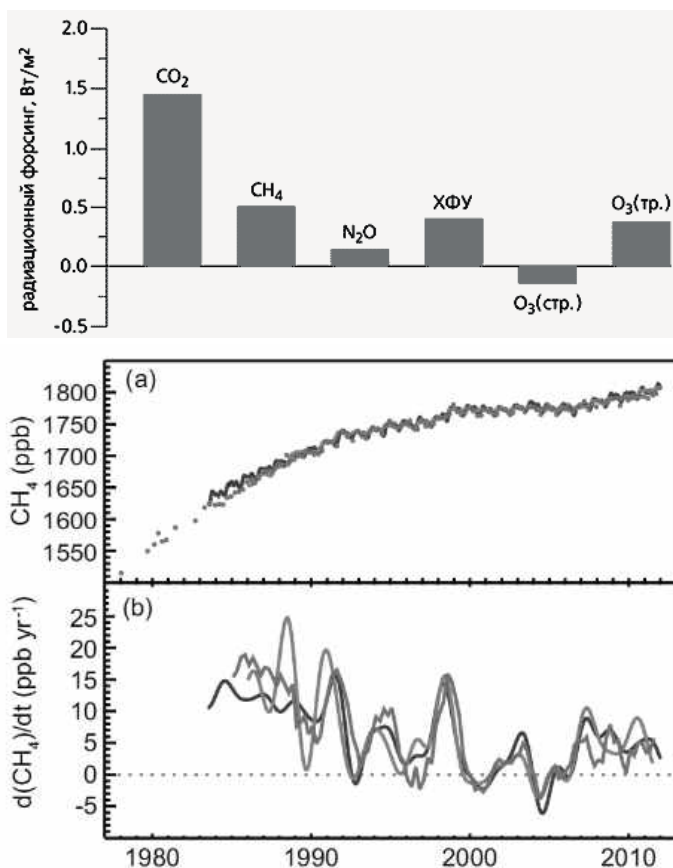


Рис. 8.14. Радиационное воздействие метана и других парниковых газов (вверху) и динамика роста метана и изменение скорости его роста за последнее время по разным данным (внизу), на основе 5-го доклада МГЭИК

Вклад закиси азота (N_2O), который является третьим по значимости газом, в парниковый эффект составляет 1,4 К, или $0,17 \pm 0,03$ Вт/м², и его антропогенная эмиссия (8,1 Мт/год) соизмерима с естественной (9,6 Мт/год). Концентрация N_2O возросла с 270 ± 7 ppb в 1750 г. до $324,2 \pm 0,1$ ppb в 2011г., причем за период с 2005 по 2011 г. концентрация увеличилась на 5 ppb (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Рост концентрации парниковых газов и других газовых компонент за период с 2005 по 2011 г. (в ppm и в Вт/м² из 5-го доклада МГЭИК)

Газовые компоненты	Концентрация, ppm		Радиационное воздействие, Вт/м ²	
	2005 г.	2011 г.	2005 г.	2011 г.
CO ₂ (ppm)	379	391	1,66	1,82
CH ₄ (ppb)	1774	1803	0,47	0,48
N ₂ O (ppb)	319	324	0,16	0,17
CFC-11	251	238	0,065	0,062
CFC-12	542	528	0,17	0,17
CFC-13		2,7		0,0007
CFC-113	78,6	74,3	0,024	0,022
CFC-115	8,36	8,37	0,0017	0,0017
HCFC-22	169	213	0,0355	0,0447
HCFC-141b	17,7	21,4	0,0028	0,0034
HCFC-142b	15,5	21,2	0,0029	0,0040
HFC-23	18,8	24,0	0,0034	0,0043
HFC-32	1,15	4,92	0,0001	0,0005
HFC-125	3,69	9,58	0,0008	0,0022
HFC-134a	34,3	62,7	0,0055	0,0100
HFC-143a	5,6	12,0	0,0009	0,0019
HFC-152a	13	6,4	0,0003	0,0019
SF ₆	5,64	7,28	0,0032	0,0041
SO ₂ F ₂	1,35	1,71	0,0003	0,0003
NF ₃	0,4	0,9	0,0001	0,0002
CF ₄	75,0	79,0	0,0036	0,0040
C ₂ F ₆	3,66	4,16	0,0009	0,0010
CH ₃ CCl ₃	18,32	6,32	0,0013	0,0004
CCl ₄	93,1	85,8	0,0158	0,0146
CFCs			0,273	0,026
HCFCs			0,041	0,005
Общее галогены			0,351	0,360
Общее все			2,64	2,83

Наиболее опасным является воздействие закиси и окислов азота на уменьшение стратосферного озона. Стратосферные окислы азота антропогенного происхождения появляются в результате работы самолетных и ракетных двигателей, и чем выше происходит эмиссия этих газов, тем большее воздействие они оказывают на озоновый слой. Динамика роста радиационного воздействия (форсинга) в $\text{Вт}/\text{м}^2$, связанного с ростом антропогенной эмиссии N_2O с 1850 г., показана на рис. 8.15, из которого следует, что скорость роста с конца XIX в. остается практически постоянной.

Четвертым по степени влияния является дихлордифторметан (CFC-12), который совместно с другими основными парниковыми газами (CO_2 , CH_4 , N_2O) дает увеличение радиационного форсинга с 1750 по 2005 гг. в $2,63 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Вклад галогеноуглеродов, содержащих хлорфторуглероды (ХФУ, или CFCs), гидрохлорфторуглероды (ГХФУ, или HCFCs) и другие малые газовые компоненты, дает прирост радиационного форсинга на $0,351 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что составляет 11 % от общего радиационного воздействия всех парниковых газов. Динамика хорошо перемешанных

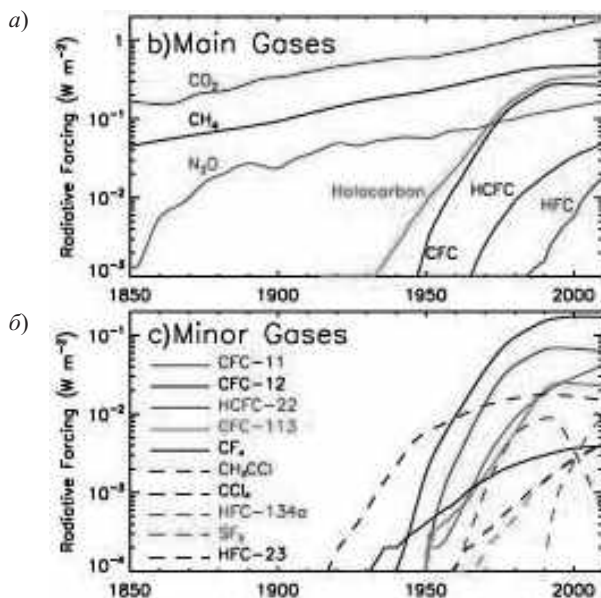


Рис. 8.15. Рост радиационного форсинга (в $\text{Вт}/\text{м}^2$) для основных (а) и второстепенных (б) парниковых газов

малых парниковых газов приведена на рис. 8.15, б и в табл. 8.4, где жирным шрифтом выделены газы, концентрация которых уменьшилась за счет принятых человечеством мер. Наибольшая скорость роста галогенуглеродов наблюдалась до 1990 г. и позже, в связи с Монреальским соглашением, концентрации остались практически неизменными или уменьшились. Однако общий их вклад в радиационный форсинг все же несколько увеличился и в 2011 г. составлял $0,360 \text{ Вт/м}^2$ в связи с тем, что галогенуглероды являются долгоживущими и необходимо время, чтобы ощутить эффект от снижения их эмиссии.

В настоящее время ведется мониторинг нескольких десятков газовых компонент, которые имеют антропогенное происхождение, и состав их постоянно пополняется. К новым видам парниковых газов относится, например, трифторид азота (NF_3), который используется в электронной промышленности, и сульфурилфторид (SO_2F_2), применяемый в качестве фумиганта, то есть химического вещества для уничтожения вредных насекомых. Хотя радиационный форсинг этих веществ и составляет всего $0,0002\text{--}0,0003 \text{ Вт/м}^2$, но их концентрация быстро растет [8].

В процентном отношении вклад в современное потепление парниковых газов составляет: 66 % от CO_2 , 15 % от CH_4 , 3 % от N_2O , 4 % от ХФУ–11, 5 % от ХФУ–12 и еще 7 % от всех остальных газов.

Отдельно рассматривается изменение тропосферного и стратосферного озона (O_3), которые по-разному влияют на температуру: рост тропосферного озона увеличивает, а рост стратосферного озона уменьшает температуру (см. рис. 8.14, вверху). Скорость роста тропосферного озона в последние десятилетия составила 1–2 % в год при наличии больших сезонных вариаций в 20–30 %. Как видно из рис. 8.16, радиационный вклад тропосферного озона достиг в 2010 г. $0,40 \text{ Вт/м}^2$ при достаточно высокой неопределенности (от 0,2 до $0,6 \text{ Вт/м}^2$), а стратосферный озон дает уменьшение радиационного форсинга в том же году, равное $0,05 \text{ Вт/м}^2$.

Вклад антропогенных аэрозолей в общий их состав пока еще не столь велик и в 4–5 раз меньше, чем аэрозолей естественного происхождения, но доля его постоянно возрастает. Учитывая темпы роста энергетики можно ожидать, что к 2025 г., если не будут приняты меры по снижению, в атмосферу за счет сжигания угля и нефти поступит 1361,7 млн т окислов серы, причем основной вклад будет внесен от сжигания угля. Концентрация аэрозоля в урбанизированных районах мира в среднем составляет уже около 100 мг/м^3 , в то время как в 1960–1972 гг. была около 20 мг/м^3 .

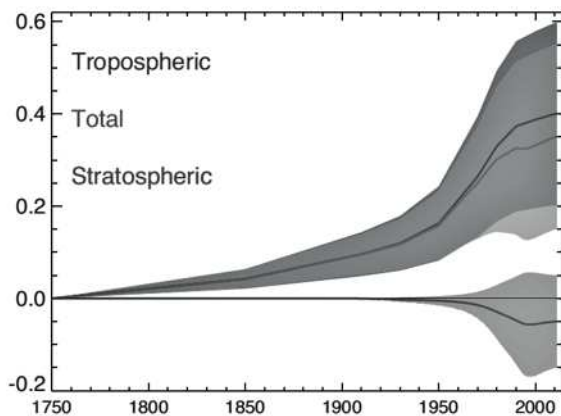


Рис. 8.16. Динамика радиационного форсинга тропосферного (вверху) и стратосферного (внизу) озона

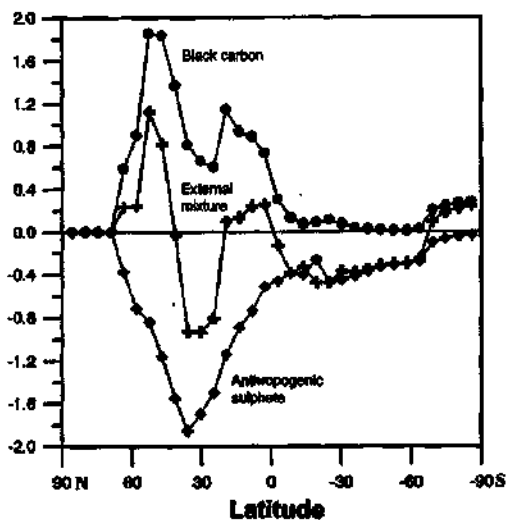


Рис. 8.17. Осредненный по широтам радиационный форсинг в январе от черного аэрозоля, сульфатного аэрозоля и их совместный эффект

К наиболее известным аэрозольям антропогенного происхождения относится сульфатный аэрозоль, который содержит сульфат аммония, бисульфат и серную кислоту в водном растворе, он образуется в атмосфере при реакциях окисления соединений серы и вносит большой вклад в антипарниковый эффект, составляющий

0,40 Вт/м². Вместе с тем в атмосферу поступает и черный аэрозоль от сжигания ископаемого топлива и биотоплива, а он оказывает противоположный эффект, его вклад в рост парникового эффекта равен также 0,40 Вт/м². Широтное распределение радиационных вкладов основных антропогенных аэрозолей показано на рис. 8.17.

Остальные виды антропогенного аэрозоля (аэрозоль органического происхождения при сжигании топлива, сжигание биомассы, использование нитратов) имеют антипарниковый эффект и их общий вклад составляет примерно 0,20 Вт/м².

8.2.3. Другие антропогенные факторы глобального влияния

Тепло, выделяемое в результате хозяйственной деятельности. Одна из первых оценок количества прямого тепла, возникающего в результате хозяйственной деятельности, была сделана М.И. Будыко (1962), которым было установлено, что для единицы поверхности Земли в целом это количество невелико и составляет 0,006 % общего количества радиации, поглощенной системой «Земля – атмосфера». Соответствующее этому повышение средней глобальной температуры будет всего 0,01 °С. Если не учитывать циркуляцию атмосферы, то в наиболее развитых промышленных районах температура могла возрасти на градусы, а в больших городах и на десятки градусов, что сделало бы там жизнь невозможной.

Уничтожение растительного покрова. Вопрос об изменении глобальной температуры воздуха под влиянием комплексного антропогенного воздействия на растительный покров, что приводит к изменению планетарного альбедо, рассматривался еще в конце 1970-х гг. [9]. Наибольшее изменение альбедо имело место за счет уничтожения растительности саванн и превращение их в пустыню, что происходило на протяжении нескольких тысяч лет на площади 9 млн км² и сопровождалось увеличением альбедо на 0,19 на этой территории. Вторым по значению фактором изменения альбедо была вырубка тропических лесов, занимавших 7 млн км², что привело к увеличению альбедо еще на 0,09. В результате общее альбедо системы «Земля – атмосфера» повысилось на 0,006, что должно привести к снижению температуры. Однако рубка лесов сопровождалась освобождением значительного количества углекислого газа, так как растений, поглощающих его, стало меньше. Поэтому эффект снижения температуры за счет увеличения альбедо поверхности полностью компенсируется и даже перекрывается ростом

температуры за счет роста CO_2 , который не выводится из атмосферы. В результате массовое уничтожение лесов приводит к повышению температуры и по расчетам, например, при уничтожении лесов на площади 15 млн км^2 глобальная температура может увеличиться на 0,6–0,9 °C.

По оценкам Харта (Hurtt и другие, 2006), за период с 1700 по 2000 г. от 42 до 68 % всей поверхности суши подверглось воздействию человека – земледелие, создание пастбищ, вырубка лесов, причем до середины XX в. наибольшее изменение имело место в умеренных широтах Северного полушария. В настоящее время темпы вырубки лесов существенно снизились и идет даже обратный процесс насаждения лесов в Европе, Северной Америке, Китае, хотя максимальная их вырубка продолжает сохраняться в тропиках. На рис. 8.18 показано изменение притока солнечной радиации (в Вт/м^2) на разные даты (1750, 1990, 1990 гг.) в связи с изменением альбедо поверхности. В целом, как следует из нижнего графика на рис. 8.18, *внизу справа*, наблюдается уменьшение приходящей солнечной радиации примерно на 0,24 Вт/м^2 в последние 250 лет за счет изменений подстилающей поверхности. Причем уменьшение радиационного форсинга за счет землепользования за весь доиндустриальный период человечества составляет всего 0,05 Вт/м^2 .

Обычно большинство лесов темнее, чем травы и пахотные земли, а те, в свою очередь, темнее, чем целинные земли и пустыни. Вырубка лесов увеличивает альбедо поверхности в умеренных широтах особенно в зимний период, когда поверхность растительности заменяется снегом. Однако в ряде мест за счет отдельных видов сельхозкультур земледелие может приводить к более темному альбедо поверхности, чем светлая естественная почва, как следует из рис. 8.18. В результате же в глобальном масштабе парниковый эффект за счет уменьшения лесов доминирует над ростом альбедо, за исключением Европы и Индии. Следствием землепользования являются также лесные пожары, сжигание биомассы, появление дополнительной пыли с полей и пастбищ.

Влияние орошения и водохранилищ на глобальную температуру. Один из первых расчетов влияния орошения засушливых земель на глобальный климат представлен в работе М.И. Будыко [2] в виде численной оценки влияния системы орошения на глобальную температуру. Общее количество орошаемых земель в мире составляет около 2,8 млн км^2 , из которых больше половины находится в Индии, Китае, США, Пакистане, Иране, Мексике. При орошении сухих районов альбедо земной поверхности может понижаться

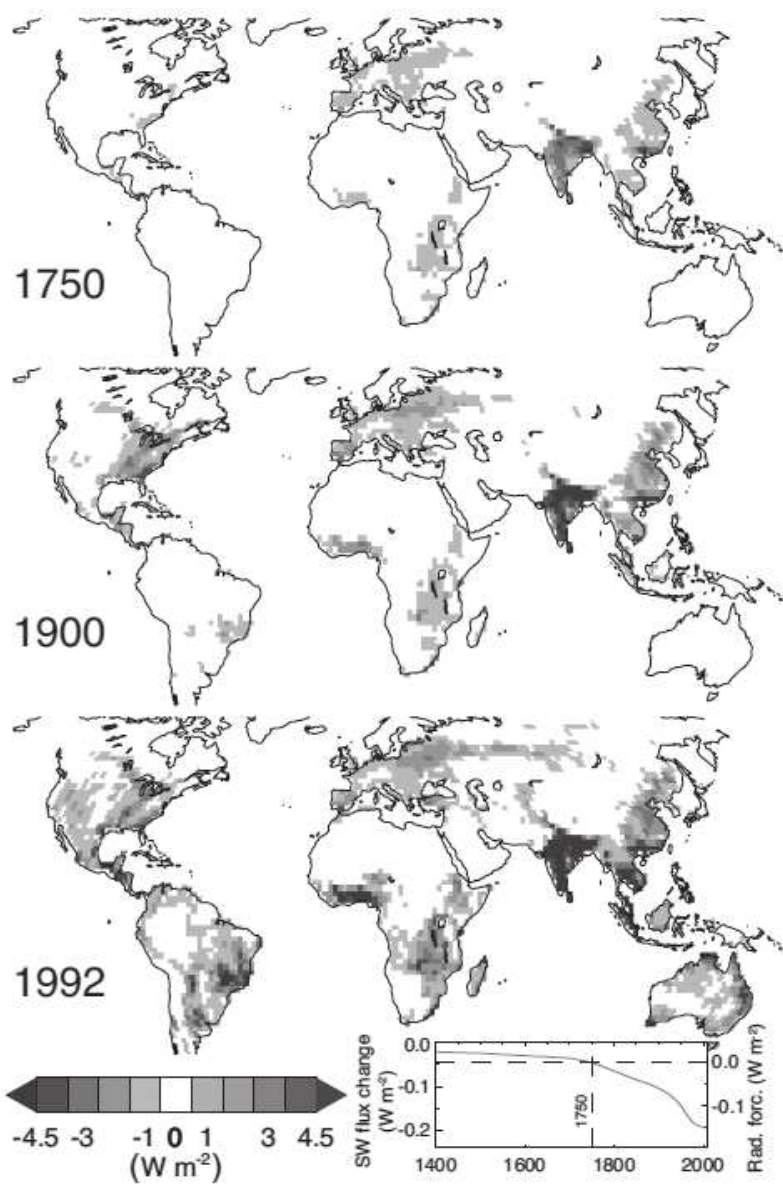


Рис. 8.18. Изменение потока приходящей коротковолновой радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) в связи с изменением альbedo поверхности за счет роста землепользования в три разные даты: 1750, 1900, 1992 гг.

на величину около 0,10. Учитывая долю орошаемых площадей, связь альbedo земной поверхности с альbedo системы «Земля – атмосфера» при малой облачности можно получить общее уменьшение альbedo на Земле всего на 0,0004, что дает повышение глобальной температуры на величину примерно 0,08 °С. Вместе с тем орошение влияет также на облачность и осадки, увеличивая их, это проявляется в большей степени на локальном, а не на глобальном масштабе.

Оценка влияния водохранилищ на климат Земли также основана на изменении альbedo поверхности за счет водохранилищ. Принимая, что общая площадь водохранилищ на планете 400 тыс. км² (или с учетом подпруженных озер – 600 тыс. км²), и считая, что альbedo в среднем за счет водохранилищ уменьшается с 0,17 до 0,15, можно получить очень малое значение уменьшения глобального альbedo на 0,000025, что повышает глобальную температуру всего на 0,004–0,005 °С.

Из других антропогенных факторов в настоящее время рассматривается также и влияние транспорта, в основном авиации, вклад которой в рост CO₂ оценивается за последние 100 лет всего в 2 %, однако в последующие 50 лет может возрасти до 5 % на высотах 8–10 км. Авиация влияет и на увеличение NO₂, эмиссия которого также увеличивается и вертикально интегрируется.

По данным 5-го доклада МГЭИК суммарное антропогенное воздействие на атмосферу по состоянию на 2011 г. в сравнении с 1750 г. составило +2,29 (от 1,13 до 3,33) Вт/м², причем основной его рост пришелся на последние десятилетия [8]. Эти значения выше, чем приведенные в предыдущем обзоре 2007 г., так как с тех пор увеличилась концентрация парниковых газов, а по ряду оценок роль охлаждающего эффекта аэрозолей стала меньшей. Показана существенная роль «черного углерода» (сажевых аэрозольных частиц) в потеплении климата высоких широт.

8.3. Выделение антропогенного влияния

Главная проблема современности – это выделение антропогенного влияния в колебаниях климатических характеристик как на глобальном, так и на региональном уровнях. Пример оценки глобального антропогенного влияния – это разделение глобальной температуры на две составляющие, одна из которых обусловлена естественными факторами, а вторая – антропогенными. Такое

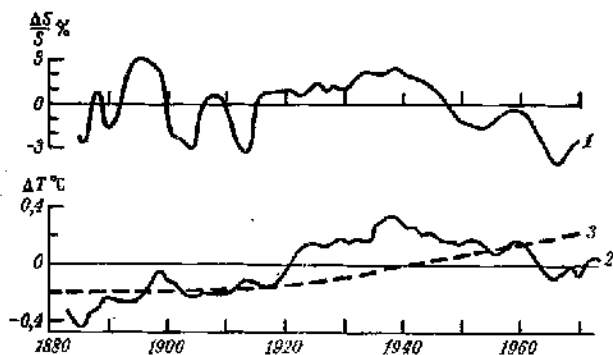


Рис. 8.19. Изменение прямой радиации (1) и температуры воздуха (2) в Северном полушарии, где (3) – изменение температуры только за счет роста CO_2

разделение необходимо, чтобы оценить вклад той и другой составляющих и дать более надежные оценки на будущее с учетом естественной вариации. Пример локального выделения антропогенного влияния – это оценка влияния города на рост температуры по отношению к сельской местности.

Первые оценки антропогенного влияния на глобальную температуру были сделаны М.И. Будыко [1]. На рис. 8.19 на верхнем графике представлены относительные изменения приходящей солнечной радиации (в %) за период с 1880 по 1970 г., а на нижнем графике – глобальная температура и выделенный в ней тренд изменения только за счет антропогенного влияния.

Расчет кривой (3) на рис. 8.19 выполнен при условии, что удвоение CO_2 приводит к повышению температуры на 3°C . Сравнение кривых (1) и (2) свидетельствует о совпадении максимумов, а также о тенденции повышения глобальной температуры. В то же время несовпадение (1) и (2) обусловлено прямопропорциональным влиянием прозрачности атмосферы на температуру воздуха и притом имеет место термическая инерция системы «Земля – атмосфера». Для количественной оценки этой закономерности было использовано условие, что скорость изменения средней температуры воздуха у поверхности Земли ($\partial T/\partial t$) пропорциональна разности этой температуры (T) и радиационной температуры (Tr), соответствующей только притоку радиации:

$$-\partial T/\partial t = \lambda (T - Tr), \quad (8.12)$$

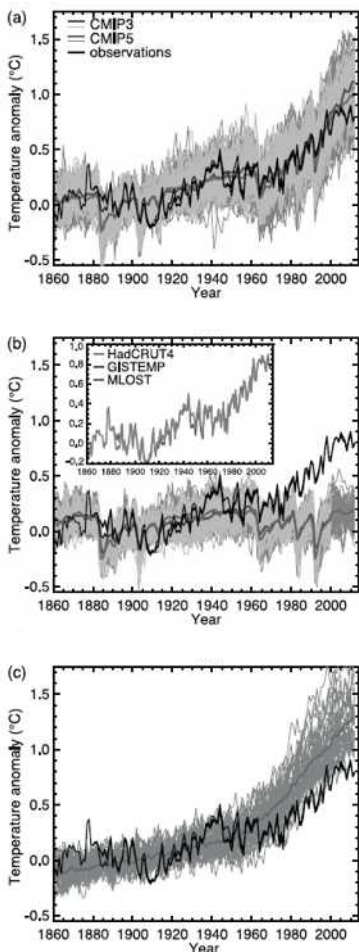


Рис. 8.20. Глобальная наблюдаемая температура (а), ее естественная (b) и антропогенная (с) составляющие

где λ – эмпирический параметр, характеризующий термическую инерцию системы «Земля – атмосфера», которая для глобальных условий в основном определяется процессом теплообмена в верхних слоях океана, и при условии, что в начальный момент времени $T = T_1$, следует:

$$T - Tr = (T_1 - Tr)e^{-\lambda t}. \quad (8.13)$$

В настоящее время выделение антропогенной составляющей глобальной температуры осуществляется с помощью моделей климата. В качестве примера на рис. 8.20 приведено разделение глобальной температуры на две составляющие, одна из которых обусловлена естественными факторами климата, а вторая – антропогенным воздействием на температуру. При этом для расчета глобальной температуры использована информация в узлах регулярной сетки из разных архивов (сплошные черные линии на рис. 8.20, а), а смоделированная температура получена по климатическим моделям проектов CMIP3 и CMIP5. Глобальная температура и ее выявленные составляющие приведены в отклонениях от климатического среднего за период 1961–1990 гг.

Литература

1. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 351 с.
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеоздат, 1971. – 470 с.
3. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 208 с.

4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 567 с.
5. Кокорин А.О. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. – М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2014. – 80 с.
6. Callendar G.S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. – Quart. J. Roy. Met. Soc., 1938, v. 64, № 27, p. 223–240.
7. *Climate of the 21st century: changes and risks.* – University of Hamburg, Germany, 2001. – 449 pp.
8. IPCC, 2013–2014. Fifth Assessment Report, Climate Change 2013–2014, v. 1–3. URL: www.ipcc.ch
9. Sagan C., Toon O.B., Pollack J.B. human impact on climate: of global significance since the domestication of fire. – N.Y., 1978.
10. *Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation*, 2012. – URL: 582 pp. www.ipcc.ch
11. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Рамочная конвенция ООН об изменении климата (РКИК ООН) и Киотский протокол. Архив документов и решений, новости, данные о выбросах парниковых газов, официальные государственные доклады. URL: www.unfccc.int.

Тема 3. Эмпирико-статистические модели климатических изменений*

Все факторы климатической системы, включая космические, геофизические, внутренние автоколебания, характеристики химического состава атмосферы и антропогенного воздействия, как следует из предыдущего изложения, не остаются постоянными, а изменяются во времени с разными масштабами колебаний. Поэтому их надо изучать и наблюдать за ними, то есть вести их мониторинг.

В связи с этим в 2004 г. американской Национальной администрацией по океану и атмосфере (NOAA) было объявлено о начале международного проекта по мониторингу и полному обследованию планеты. Специалисты из нескольких десятков международных организаций 49 стран начали снимать тысячи геофизических параметров атмосферы, океана и земной поверхности – от движения воздушных потоков до сейсмической активности различных участков земной коры. В результате будет создана компьютерная база данных, самая полная и доступная для всех стран, где будет сформирован образ нашей планеты со всеми ее данными от морских течений до изменяющихся рельефов и в нее будут заложены все уже собранные и вновь полученные параметры. Это позволит ученым и руководящим структурам разных стран более аккуратно работать с природными ресурсами, извлекая из этого максимальную выгоду и нанося минимальный ущерб окружающей среде. Многие природные процессы, по мнению ученых, можно будет предсказывать за несколько месяцев. Новая система сможет помочь людям точно определять прибрежные области, затронутые эрозией, увидеть изменения в морских течениях, которые влияют на перемещение косяков рыбы, предсказать потенциальные потери в зонах землетрясения, предотвратить угрозы загрязнения водных ресурсов, следить за изменениями фауны и флоры планеты и многое другое. Как отмечают руководители проекта, польза от него «ограничивается лишь нашим воображением». Главные ограничения, подчеркивают они, налагают не современные технологические возможности, а политические аспекты взаимодействия различных организаций и учреждений.

Единственными объективными методами, которые позволяют оценить качество и надежность получаемой из наблюдений информации, а также установить закономерности измеренных природных характеристик во времени и пространстве, являются статистические

* Окончание темы 3 см. в кн. 2.



Рис. 9.1. Взаимосвязь между теорией и эмпирикой

методы [2, 9, 11, 13, 15, 16, 30, 31, 32]. В результате применения статистических методов к эмпирическим данным создаются эмпирико-статистические модели трех основных видов: во времени, по пространству и во взаимосвязи одних параметров с другими (причинно-следственные).

Эмпирико-статистическое моделирование происходит от активного эксперимента и концепции научного познания Ф. Бекона, в основе которой должны лежать индукция (от частного к общему) и эксперимент [1, 4, 5, 6]. Известное выражение И. Ньютона «Гипотез не измышляю» характеризует его метод исследования, непосредственно связанный с подтверждением любой гипотезы экспериментом. Так, например, Ньютон не соглашался с Гюйгенсом и его теорией эфира: «Что такое эфир? Я не могу ни видеть, ни чувствовать его», – говорил он и решительно выступал против гипотезы эфира, о свойствах которого ничего не известно из опыта.

Особенность исследования динамики климатических процессов состоит в том, что для них применим только пассивный эксперимент, то есть наблюдение и регистрация входных и выходных переменных процесса без активного вмешательства исследователя в ход технологического процесса и без внесения в него преднамеренных возмущений [15, 18, 25]. Несмотря на то что в основе моделирования климата лежат физико-математические модели, основанные на уравнениях термо- и гидродинамики, статистические методы также имеют большое значение для получения природных закономерностей, которые затем применяются как для развития теории климата, так и для практических расчетов в отдельных блоках модели. Между теорией и эмпирикой имеет место тесная взаимосвязь, которую можно представить схемой, приведенной на рис. 9.1.

Из данной схемы следует, что эмпирика дает «топливо» для роста теории и для продвижения вперед «локомотива познания». Хотя

теоретический и эмпирический типы познания и различаются как по средствам, так и по методам исследовательской деятельности и теоретический закон – это всегда достоверное знание, а эмпирическая зависимость представляет собой вероятностно-истинное знание, в реальности эти два слоя познания всегда взаимодействуют.

Традиционно принято считать, что физико-математические и статистические модели отличаются тем, что первые основаны на зависимостях в виде системы уравнений от факторов $Y = f(X1, X2, X3, ..., Xm)$ или от изменений факторов, а вторые – от времени и пространственных координат $Y = f(t, \varphi, \lambda)$, где t – время, φ – широта, λ – долгота. Вместе с тем, и для эмпирических моделей вполне распространенными являются модели от факторов, например региональные зависимости норм осадков от высоты местности.

Лекция 9. Общая схема моделирования и методы декомпозиции сложного процесса

9.1. Концепция неоднородности – нестационарности

Прежде чем перейти к общей схеме статистического моделирования, необходимо дать понятие о двух разных методологиях моделирования, основанных на стационарной и нестационарной – неоднородной модели климатических изменений. В рамках методологии, или концепции, стационарной и однородной выборки все колебания климатических характеристик за многолетний период рассматриваются в виде случайных отклонений от постоянной или квазипостоянной климатической нормы, то есть среднего значения за многолетний период. Краеугольными камнями этой концепции являются [16, 24, 28]:

- представление временного ряда в виде однородной выборки из одной генеральной совокупности;
- постулирование стационарности, или неизменности во времени, основных выборочных параметров: среднего значения и дисперсии;
- представление цикличности в виде одного генерализованного параметра – коэффициента внутрирядной корреляции;
- представление случайного события в виде погодичного (один раз в год) значения климатической характеристики.

В этой концепции моделью временного ряда является случайная выборка с двумя параметрами: среднее значение и дисперсия и иногда с включением коэффициента автокорреляции между смежными членами ряда, если выборка не является полностью случайной:

$$m_x(t) = m_x = \text{const};$$

$$D_x(t) = D_x = \text{const};$$

$$r(t, t') = r(t, t+1) = r(\tau = 1) \neq 0, \quad (9.1)$$

где $m_x(t)$, m_x , $D_x(t)$, D_x – математические ожидания и дисперсии; $r(t, t')$ – коэффициент автокорреляции; τ – сдвиг во времени между членами ряда.

Коэффициент автокорреляции в этом случае является тем обобщенным параметром, который учитывает все многообразие циклических колебаний. Моделью статистического коллектива является функция распределения также с двумя или тремя (среднее значение, дисперсия, коэффициент асимметрии) параметрами. Такая концепция широко применяется в прикладной климатологии для оценки как нормы, так и событий редкой повторяемости (1 раз в 100 или 200 лет), используемых, например, при строительном проектировании.

Современное изменение климата дает основание рассмотреть проблему климатических колебаний более детально и представить их в виде композиции циклических составляющих разных временных масштабов, что можно выразить уравнением [18, 21, 22]:

$$Y_i = Y_{1i} + Y_{2i} + Y_{3i} + Y_{4i} + \dots + Y_A, \quad (9.2)$$

где Y_i – многолетний ряд климатической характеристики (температура, осадки и т.п.); Y_{1i} , Y_{2i} , Y_{3i} , Y_{4i} , ... – естественные процессы межгодового, десятилетнего, столетнего, тысячелетнего и других масштабов; Y_A – климатические изменения, обусловленные антропогенным воздействием.

То, что структура многолетних колебаний климата выражена именно такими процессами разных временных масштабов, как межгодовой, десятилетний и столетний, впервые на международном уровне было принято в Научном плане климатической программы CLIVAR (1985). Уравнение (9.2) реализует принцип суперпозиции, или наложения колебаний, имеющих разные периоды и сформированных разными причинами. Составляющие разных временных масштабов, или слагаемые, в (9.2) могут быть связаны или не связаны

между собой, причем связанность может проявляться или в самих временных рядах, или в показателях циклов процессов каждого масштаба. Предлагаемый подход исследования климатических изменений основан на концепции неоднородных и нестационарных природных процессов. Ее постулатами являются:

- неоднородность многолетнего ряда климатической характеристики, который сформирован не из одной, а из разных генеральных совокупностей и является композицией процессов разных временных масштабов (или разных однородных составляющих), сформированных разными факторами;

- случайным событие является цикл колебаний и его основные показатели, такие как период цикла (T), его амплитуда (A), период подъема ($T_{\text{п}}$) и спада ($T_{\text{сп}}$) цикла, средняя скорость подъема ($V_{\text{п}}$) и спада ($V_{\text{сп}}$) цикла, объем цикла (W) и другие;

- стационарность параметров циклов не постулируется, а должна быть подтверждена или отвергнута на основе анализа данных.

Поэтому моделью такого процесса во времени является система уравнений для основных параметров распределения каждой однородной составляющей (m, D) или для основных показателей циклов ($T, A, T_{\text{п}}, T_{\text{сп}}, V_{\text{п}}, V_{\text{сп}}, W$). При этом часть моделей в системе может быть стационарными, а часть нестационарными, то есть зависящими от времени, и стационарные модели объединяются в композицию распределений. Пример системы уравнений в случае общей нестационарности параметров имеет следующий вид:

$$\begin{aligned}
 m_{Y1}(t) &\neq \text{const}; \\
 D_{Y1}(t) &\neq \text{const}; \\
 m_{Y2}(t) &\neq \text{const}; \\
 D_{Y2}(t) &\neq \text{const}; \\
 &\dots \\
 m_{YA}(t) &\neq \text{const}; \\
 D_{YA}(t) &\neq \text{const}.
 \end{aligned}
 \tag{9.3}$$

В связи с тем, что случайным событием в данной концепции является цикл колебаний, во времени рассматриваются также показатели циклов многолетних колебаний, и система уравнений для частного случая нестационарности средних значений и дисперсий рядов показателей циклов всех однородных составляющих будет иметь вид:

$$m_{T(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{T(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{A(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{A(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Tn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{Tn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Tcn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{Tcn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Vn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{Vn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Vcn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{Vcn(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{W(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{W(Y_1)}(t) \neq \text{const};$$

...

$$m_{T(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{T(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{A(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{A(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Tn(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$D_{Tn(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$m_{Tcn(Y_A)}(t) \neq \text{const};$$

$$\begin{aligned}
D_{Tcn(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
m_{Vn(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
D_{Vn(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
m_{Vcn(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
D_{Vcn(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
m_{W(YA)}(t) &\neq \text{const}; \\
D_{W(YA)}(t) &\neq \text{const}.
\end{aligned}
\tag{9.4}$$

В целом очевидно, что способ описания многолетних колебаний климатических характеристик с помощью уравнений (9.2), (9.3) и (9.4) является во много раз более информативным, чем на основе модели (9.1), которая применяется в статической климатологии. С другой стороны, если считать, что любая климатическая характеристика формируется факторами разных временных масштабов и представляет собой композицию многих процессов, то поведение суммы можно понять только, если ее разложить на слагаемые и исследовать поведение каждого слагаемого.

Для реализации предлагаемой модели многолетних колебаний в неоднородных и нестационарных условиях необходимо решить следующие основные задачи: а) определить количество однородных составляющих, обусловленных как антропогенным влиянием, так и естественными колебаниями разных временных масштабов в уравнении (9.2); б) выделить однородные составляющие из общего процесса многолетних колебаний и определить характеристики циклов для естественных однородных составляющих разных временных масштабов; в) оценить выполнение условий стационарности или нестационарности, выраженное системой (9.3) и (9.4).

Уравнение (9.2) можно упростить, если считать, что все процессы, кроме одного, на данном временном отрезке времени являются стационарными. Так, например, если рассматривать только период инструментальных наблюдений в 100–150 лет и в первом приближении принять, что процессы межгодового и десятилетнего масштабов являются случайными, то их можно объединить в композицию распределений общей случайной составляющей. Тогда нестационарным будет только процесс столетнего масштаба, так как вклады процессов

временных масштабов больших, чем столетний, на этом интервале времени в 100–150 лет будут очень малы. В результате уравнение (9.2) можно представить в виде известной модели «сигнал – шум»:

$$Y_i = Y_{3i} + Z_i + B_1 + Y_{Ai}, \quad (9.5)$$

где $Z_i = Y_{1i} + Y_{2i}$ – композиция случайных составляющих межгодового и десятилетнего масштаба колебаний («шум»); $B_1 = \text{const} = Y_{4i} + \dots$ – практически постоянная величина вклада процессов всех временных масштабов больше столетнего; Y_{Ai} – антропогенная нестационарная составляющая климата; Y_{3i} – нестационарная составляющая процесса столетнего масштаба, представленная циклом и/или его частями («сигнал»).

Чтобы обосновать правомерность уравнения (9.5) надо прежде всего доказать, что процессы межгодового и десятилетнего временных масштабов являются стационарными, а вклад процессов масштабов больших, чем столетний, на отрезке инструментальных наблюдений незначителен и постоянен. Также необходимо разделить процессы Y_{3i} и Y_{Ai} , которые во временном ряде климатических характеристик представлены совместно.

Следующей методической проблемой является идентификация вида модели временного ряда, то есть к какому типу она принадлежит: к стохастическому или детерминировано-стохастическому. Априори можно сказать, что детерминированных моделей климатических процессов и их факторов не существует, и даже для описания движения планет по орбите применяют случайные составляющие, так как все факторы гравитационных и других видов воздействия учесть невозможно.

Для оценки вида модели временного ряда можно использовать два условия: сравнение остаточной дисперсии построенной модели (σ^2_M) с погрешностью определения климатической характеристики (σ^2_ε); сравнение остаточной дисперсии построенной модели (σ^2_M) с дисперсией временного ряда (σ^2_Y). Именно эти два условия и определяют пределы, в которых заключена детерминировано-стохастическая модель:

$$\sigma^2_\varepsilon < \sigma^2_M < \sigma^2_Y. \quad (9.6)$$

Если же остаточная вариация модели временного ряда будет такой же, как и среднее квадратическое отклонение, то есть вариация относительно постоянного среднего ($\sigma_M = \sigma_Y$), то построенная модель будет случайной, и она ничего не объяснила больше, чем модель среднего. Если же остаточная дисперсия модели равна

погрешности климатической характеристики ($\sigma_M = \sigma_\varepsilon$), то модель описала временной ряд с точностью до погрешностей и является детерминированной.

9.2. Алгоритм построения общей статистической модели пространственно-временных колебаний

Климатическое обобщение информации обычно начинается внутригодового интервала, поэтому общий вид пространственно-временной модели можно представить в виде некоторого трехмерного «климатического куба», изображенного на рис. 9.2, и имеющего три оси моделирования: моделирование внутригодовых колебаний (ось I); моделирование многолетних колебаний (ось J); моделирование пространственных колебаний (ось K).

Есть два пути построения такой общей модели: или сразу же представить систему уравнений по всем трем измерениям, или идти шаг за шагом от моделирования вначале на внутригодовом уровне, затем на межгодовом и в результате – на пространственном. Второй путь является методически более правильным, так как вид модели каждого следующего уровня зависит от вида модели предыдущего уровня. Алгоритм последовательного построения общей статистической модели представлен на рис. 9.3 и включает три главных шага.

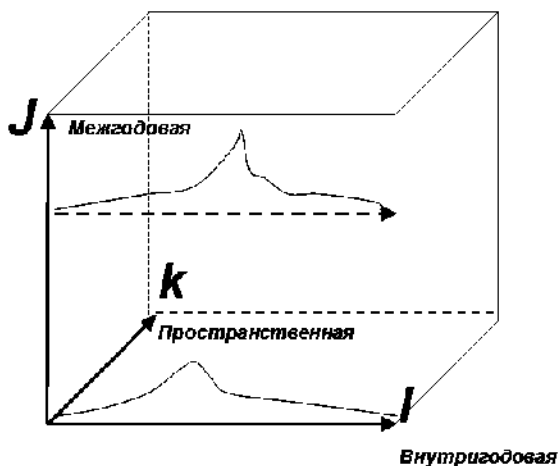


Рис. 9.2. Трехмерное статистическое моделирование климатических колебаний



Рис. 9.3. Алгоритм построения
общей статистической модели климатических колебаний

На первом шаге формируются архивы многолетних рядов метеорологических характеристик, которые проверяются на качество, однородность, в них восстанавливаются пропуски наблюдений и все ряды приводятся практически к одинаковому многолетнему периоду. Как правило, для климатического моделирования рассматривается информация, начиная с месячной дискретности, то есть со среднемесячных температур, сумм осадков за месяц, но иногда исследуются и среднесуточные данные. Задача первого шага моделирования состоит в получении погодичной величины, то есть одной величины за каждый год.

Для этой цели или осуществляется обобщение (агрегирование) информации внутри года, например вычисление среднегодовой температуры по среднемесячным или среднесуточным значениям, определение параметров функции внутригодового хода и т. д., или выбирается какая-либо измеренная метеорологическая характеристика: максимальная срочная температура в течение года, максимальные суточные осадки и т.д. На этом шаге моделирование выполняется только в случае определения параметров функции годового хода (внутригодовых изменений), в которой осуществляется агрегирование информации суточной или месячной дискретности в виде параметров модели за каждый год. В результате моделирования или выбора погодичных значений формируется многолетний ряд климатической характеристики.

На втором шаге осуществляется статистическое моделирование многолетних временных рядов климатических характеристик в каждой отдельной метеостанции. Для этой цели применяется или общая композиционная модель вида (9.2), или сокращенный ее вариант вида (9.5). В результате моделирования оценивается вид модели: стохастический или детерминировано-стохастический и, в зависимости от вида модели, осуществляется ее проверка для условий экстраполяции во времени: или получение экстремальных событий редкой повторяемости по стохастической модели, или экстраполяция на ближайшую перспективу по детерминировано-стохастической модели. Если следующий вид модели – пространственный – не интересует, то исследование заканчивается на данном этапе с получением результата.

На третьем заключительном шаге осуществляется выбор однородного района на основе результатов моделирования в каждой метеостанции и построение пространственной модели. Для выбора однородного района применяют методы пространственной классификации, или подобия. Одним и наиболее распространенных

показателей подобия является коэффициент парной корреляции между временными рядами климатических характеристик на разных метеостанциях, например, R_{jk} – коэффициент корреляции между рядом наблюдений на метеостанции j и рядом наблюдений на метеостанции k . Расчет парных коэффициентов корреляции между многолетними рядами в двух пунктах наблюдений осуществляется по формуле:

$$R_{jk} = \left[\sum_{i=1}^n (y_{ik} - \bar{y}_k)(y_{ij} - \bar{y}_j) \right] / S_k S_j n_{kj}, \quad (9.7)$$

где n_{kj} – число совместных лет наблюдений n в k -м и j -м пунктах; $S_k S_j$ – стандартные отклонения соответственно в k -м и j -м пунктах.

Если рассчитать все возможные парные корреляции между рядами на m метеостанциях в каком-либо рассматриваемом районе, то общее число коэффициентов корреляции ($p(R)$) можно рассчитать по известной формуле числа сочетаний из m по 2:

$$p(R) = m(m-1)/2 \quad (9.8)$$

Например, если число метеостанций в рассматриваемом районе $m = 50$, то количество коэффициентов парной корреляции по (9.8) будет $p(R) = 1225$. Между каждой парой метеостанций помимо коэффициента парной корреляции также можно определить еще и расстояние в км (D_{ij}). Число этих расстояний будет таким же, что и количество парных коэффициентов корреляции, и можно построить зависимость между коэффициентами парной корреляции и расстояниями между метеостанциями. Такая зависимость называется *пространственной корреляционной функцией* (ПКФ) [15, 20]:

$$R_{ij} = f(D_{ij}). \quad (9.9)$$

ПКФ вскрывает пространственную структуру полей климатических характеристик и находит применение при решении различных задач, связанных с пространственным анализом: оптимальная пространственная интерполяции метеорологических характеристик и их параметров (среднее значение, среднее квадратическое отклонение), выбор станций-аналогов при приведении непродолжительных рядов к многолетнему периоду и других. При выборе однородного района следует задавать предельно допустимое минимальное значение коэффициента парной корреляции, при котором связанность рядов еще считается достаточно тесной, например $R_{\min} = 0,80$, и определить соответствующее ему расстояние между метеостанциями

$D_{\text{мин}}$, которое и будет соответствовать ширине (длине) однородного района, называемое также радиусом корреляции.

Построенная ПКФ должна отвечать условиям однородности и статистической значимости. Однородность основана на сопоставлении дисперсий фактической вариации ($\sigma_{R_{\text{факт}}}$) и теоретической случайной погрешности коэффициентов корреляции ($\sigma_{R_{\text{теор}}}$) внутри рассматриваемой градации расстояний между станциями. Статистическое сопоставление дисперсий осуществляется на основе критерия Фишера. Если фактическая вариация коэффициентов корреляции статистически значимо больше теоретической, то ПКФ является неоднородной в данной градации расстояний. Неоднородность ПКФ обычно обусловлена анизотропностью, то есть разной связанностью по разным направлениям. Так, если преобладают воздушные потоки, движущиеся с запада (зональный перенос), то связанность в широтном отношении будет лучше, чем по долготе. В этом случае вместо одной ПКФ следует строить две: по долготе и широте.

Для оценки статистической значимости коэффициентов корреляции в градации рассчитываются нижние и верхние границы 95-процентного доверительного интервала относительно средних коэффициентов корреляции в этой градациях ($R_{95\% \text{нижн}}$ и $R_{95\% \text{верх}}$). Если доверительный интервал включает в себя нулевое значение, то коэффициент корреляции не является статистически значимым.

Коэффициенты парной корреляции и ПКФ могут быть определены или для самих рядов климатических характеристик, или для их однородных составляющих в зависимости (9.2), например, между составляющими столетнего масштаба, что характеризует однородность района только по этим климатическим изменениям.

На заключительном этапе в выделенном однородном районе строится пространственная модель, рассчитываются ее параметры за каждый j -й год ($A1_j, A2_j, \dots, A0_j$) и для каждого параметра пространственной модели также устанавливается вид модели во времени: стохастический или детерминированно-стохастический.

Представленный алгоритм статистического пространственно-временного моделирования не является единственным, но имеет преимущество в том, что всегда можно вернуться к модели предыдущего шага для ее корректировки и усовершенствования.

9.3. Методы оценки качества исходных данных (подготовка к статистическому моделированию)

Методы оценки однородности, или качества исходной информации, применяются сразу же после того, как собраны архивы или базы данных (БД) многолетних наблюдаемых рядов климатических характеристик. Эти методы достаточно подробно изложены в «Практикуме по климатологии», часть 1 [19], и включают в себя: статистические критерии оценки резко отклоняющихся от эмпирического распределения экстремумов (критерии Диксона и Смирнова–Граббса); критерии оценки однородности во времени (или стационарности) дисперсий (критерий Фишера) и средних значений (критерий Стьюдента); методы восстановления пропусков наблюдений и получения многолетних непрерывных рядов.

В результате применения этих методов должна быть сформирована база данных однородных непрерывных и продолжительных рядов климатических характеристик для целей последующего статистического моделирования. Этот этап является очень важным, так как качество, вид и надежность эмпирико-статистических моделей всецело зависят от качества и надежности исходной информации. Отсюда, какая информация будет заложена в модель (качественная или некачественная), такой, соответственно, и будет получен результат, так как реализуется принцип «что заложим, то и получим».

Оценка качества данных начинается с оценки однородности экстремумов, так как они влияют на параметры ряда и особенно существенно на дисперсию, при вычислении которой значение экстремума в отклонении от среднего возводится в квадрат. Основной причиной неоднородности экстремумов, помимо неоднородности генезиса формирования события или погрешности, является обычно малая продолжительность ряда наблюдений, которая не соответствует фактической повторяемости редкого события. Например, если продолжительность ряда наблюдений равна 19 лет, а экстремум в этом ряду имеет фактическую повторяемость 1 раз в 200 лет, то его эмпирическая вероятность, или повторяемость, случайного события, вычисленная по формуле

$$P = m / (n + 1), \quad (9.10)$$

где m – порядковый номер в ранжированной по убыванию последовательности; n – объем ряда, будет равна $1 / (19 + 1) = 0,05$, или 5 %, или 1 раз в 20 лет. Таким образом, для ряда в 19 лет этот экстремум

вполне может быть неоднородным, а для ряда в 200 лет может и нет, так как он переместится на кривой эмпирического распределения влево на $5,0\% - 0,5\% = 4,5\%$, где $0,5\%$ – эмпирическая вероятность события 1 раз в 200 лет.

Для проверки однородности экстремальных событий применяется 5 критериев Диксона, позволяющие последовательно оценить до трех экстремумов, отклоняющихся от эмпирического распределения. Это следует из структуры формул, в которых в числителе представлены последовательные разности между первым максимумом и вторым, а затем между первым и третьим в ранжированной последовательности, а в знаменателе – переменный размах выборки. Статистики критериев Диксона рассчитываются на основании эмпирических данных по следующим формулам:

1) для максимального члена ранжированной в возрастающем порядке выборки (Y_n):

$$D_{1n} = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_1); \quad (9.11)$$

$$D_{2n} = (Y_n - Y_{n-1}) / (Y_n - Y_2); \quad (9.12)$$

$$D_{3n} = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_2); \quad (9.13)$$

$$D_{4n} = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_3); \quad (9.14)$$

$$D_{5n} = (Y_n - Y_{n-2}) / (Y_n - Y_1); \quad (9.15)$$

2) для минимального члена ранжированной в возрастающем порядке выборки (Y_1):

$$D_{11} = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_n); \quad (9.16)$$

$$D_{21} = (Y_1 - Y_2) / (Y_1 - Y_{n-1}); \quad (9.17)$$

$$D_{31} = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-1}); \quad (9.18)$$

$$D_{41} = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_{n-2}); \quad (9.19)$$

$$D_{51} = (Y_1 - Y_3) / (Y_1 - Y_n), \quad (9.20)$$

где $Y_1 < Y_2 < \dots < Y_n$ и n – объем выборки.

Второй критерий однородности – Смирнова–Граббса – позволяет оценить однородность только одного экстремума и является параметрическим, то есть в формулу расчета статистик входят параметры распределения: среднее значение и среднее квадратическое

отклонение. Статистика критерия Смирнова–Граббса для максимального члена ранжированной последовательности (Y_n) рассчитывается по формуле:

$$G_n = (Y_n - Y_{cp}) / \sigma_y \quad (9.21)$$

и для минимального (Y_1):

$$G_1 = (Y_{cp} - Y_1) / \sigma_y, \quad (9.22)$$

где Y_{cp} , σ_y – среднее значение и среднее квадратическое отклонение анализируемой выборки.

Полученные по формулам (9.11)–(9.22) расчетные значения статистик критериев сравниваются с их критическими значениями (например, в [19]) при уровне значимости $\alpha = 5\%$ и если расчетное значение больше критического, то гипотеза об однородности отклоняется. В связи с тем, что в некоторых случаях расчетные значения статистик могут быть больше критических, но ненамного, дополнительно определяется уровень значимости, который соответствует расчетному значению. В результате область между уровнями значимости $\alpha = 5\%$ и $\alpha = 1\%$ можно разделить на две части: от $\alpha = 3\%$ до $\alpha = 5\%$ и от $\alpha = 1\%$ до $\alpha = 3\%$. В первом случае различие между расчетным и критическим значением небольшое и гипотеза однородности может быть принята условно. Во втором случае гипотеза также условно отклоняется. В случае если уровень значимости, соответствующий расчетному значению статистики, $\alpha \geq 5\%$ – гипотеза однородности достоверно принимается, а при $\alpha \leq 1\%$ – достоверно отклоняется.

Еще одной важной особенностью применения этих и других статистических критериев является то, что они были разработаны для случайных выборок из нормального (симметричного) закона распределения. Особенность же гидрометеорологических данных заключается в том, что их эмпирические распределения во многих случаях могут быть асимметричными, а временной ряд не является полностью случайной выборкой, так как содержит циклические колебания разных временных масштабов, что приводит к статистически значимому коэффициенту автокорреляции, по крайней мере, между смежными членами ряда. Поэтому, если использовать критические значения в таблицах без учета влияния на них асимметрии и автокорреляции, можно получить неправильные выводы. Для критериев оценки однородности асимметрия увеличивает критические значения, а автокорреляция их немного уменьшает. В связи с тем,

что влияние асимметрии много больше, чем автокорреляции, критические значения статистик критериев в случае статистически значимой асимметрии будут больше, чем для нормального распределения. Практически это означает, что если применять критерии для нормального распределения, а имеет место асимметрия, то выводы о неоднородности будут очень частыми, тогда как фактически эти экстремумы однородны и просто принадлежат асимметричному распределению, которое в зоне редких обеспеченностей проходит выше, чем нормальное для максимумов и ниже для минимумов [19, 29].

Следующая группа критериев оценки однородности во времени применяется только для тех климатических характеристик, для которых изменились условия измерений или регистрирующие приборы. К таким характеристикам относятся, например, осадки, для регистрации которых в 1950-х гг. произошла замена дождемера на осадкомер системы Третьякова с лепестковой защитой от выдувания твердых осадков. В результате можно предположить, что твердые осадки после смены приборов должны быть больше, также вполне могла измениться и их дисперсия.

Для оценки однородности или стационарности (однородности во времени) дисперсий и средних значений, соответственно, по критериям Фишера и Стьюдента, временной ряд разбивается на две подвыборки одинаковой или разной длины, причем границы разбиения связываются с датами предполагаемого нарушения стационарности. Затем по каждой подвыборке вычисляются значения средних ($Y_{\text{ср } j}$) и дисперсий (σ_j^2), которые используются для получения расчетных значений статистики Фишера [19, 24]:

$$F = \sigma_j^2 / \sigma_{j+1}^2, \quad (9.23)$$

при $\sigma_j^2 > \sigma_{j+1}^2$, где σ_j^2 , σ_{j+1}^2 – соответственно дисперсии двух подвыборок (j и $j+1$) объемом n_1 и n_2 .

Гипотеза о стационарности дисперсий принимается при заданном уровне значимости α (%), если расчетное значение статистики критерия меньше критического ($F < F^*$) при заданных степенях свободы, соответствующих объемам выборок (n_1 и n_2).

При объемах выборок n_1 и n_2 больше или равных 25 членам ряда можно использовать классическое F -распределение для нормально распределенных независимых случайных величин с новыми степенями свободы, которые зависят от автокорреляции и асимметрии и определяются по формулам [29]:

$$n_{1F} = \frac{n_1 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left[1 - \frac{1-r^{2n_1}}{n_1(1-r^2)} \right]} ; \quad (9.24)$$

$$n_{2F} = \frac{n_2 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left[1 - \frac{1-r^{2n_2}}{n_2(1-r^2)} \right]} , \quad (9.25)$$

где g – коэффициент, учитывающий влияние асимметрии исходной совокупности и определяемый по зависимости [29]; r – коэффициент автокорреляции между смежными членами ряда.

Расчетное значение статистики критерия Стьюдента для оценки стационарности двух средних значений последовательных подвыборок определяется по формуле

$$t = \frac{Y_{\text{срI}} - Y_{\text{срII}}}{\sqrt{n_1 \sigma_1^2 + n_2 \sigma_2^2}} \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}} , \quad (9.26)$$

где $Y_{\text{срI}}$, $Y_{\text{срII}}$, σ_1^2 , σ_2^2 – средние значения и дисперсии двух последовательных выборок; n_1 и n_2 – объемы выборок.

Критические значения статистики Стьюдента определяются по таблицам критических значений при равных объемах выборок или рассчитываются по уравнению [19, 29]:

$$t'_\alpha = C_t t_\alpha , \quad (9.27)$$

где t'_α – критическое значение статистики Стьюдента при наличии автокорреляции; t_α – критическое значение статистики Стьюдента для случайной совокупности притом же числе степеней свободы $k = n_1 + n_2 - 2$; C_t – переходный коэффициент, определяемый в зависимости от коэффициента автокорреляции.

Оценка стационарности по критерию Стьюдента осуществляется также путем сравнения расчетных и критических значений статистик. Если расчетное значение меньше критического при заданном уровне значимости, гипотеза об однородности (стационарности) не отклоняется.

Имеются две особенности оценки стационарности по этим критериям: а) вначале оценивается стационарность дисперсий, а затем средних, так как дисперсия является вторым моментом распределения (возведение в квадрат) и больше зависит от отдельных

экстремумов и формулы статистики критерия Стьюдента разные для случая однородной и неоднородной дисперсии; б) на критические значения статистик критерия Фишера влияют и асимметрия, и автокорреляция, а на статистики критерия Стьюдента – только автокорреляция.

К методам оценки качества данных также относится и процедура восстановления пропусков наблюдений и приведения непродолжительных рядов к многолетнему периоду в связи с тем, что для эффективного моделирования во времени необходимы непрерывные ряды, продолжительные и примерно одинаковой длины, чтобы можно было сопоставлять результаты по пространству, и такое сопоставление было однородным. Это восстановление основано на построении регрессионных уравнений с одним или несколькими предполагаемыми аналогами, которые имеют как более продолжительный период наблюдений, так и данные наблюдений в те годы, которые были пропущены на рассматриваемой метеостанции [19, 23, 27].

Уравнение множественной линейной регрессии, по которому осуществляется восстановление, имеет следующий вид:

$$Y = b_0 + b_1 Y_1 + b_2 Y_2 + b_3 Y_3, \quad (9.28)$$

где Y – значения климатической характеристики в приводимом пункте; Y_j – значения климатической характеристики в пунктах-аналогах; l – число пунктов-аналогов; b_0 – свободный член; b_j – коэффициенты уравнения регрессии при $j = 1, 2, \dots, l$.

Хотя число предполагаемых аналогов в рассматриваемом регионе и может быть достаточно большим, например несколько десятков метеостанций, но в уравнение (9.28) одновременно включается не более трех, то есть рассматривается общий перебор всех аналогов от 1 до 3 в уравнениях, что достаточно много. Так, если число предполагаемых аналогов 20, то общее количество уравнений рассчитывается по аналогичной формуле, как и (9.8), но для числа сочетаний 1, 2 и 3 из 20, что даст $(20 \cdot 19 \cdot 18) / (1 \cdot 2 \cdot 3) = 1140$ уравнений. Ограничение, равное трем аналогам, связано с тем, что при большем их числе, с одной стороны, существенно падает вклад каждого слагаемого в уравнении (9.28), а с другой стороны – идет формальный рост коэффициента множественной корреляции только из-за числа слагаемых, что в целом приводит к неустойчивости уравнения.

При расчете по (9.28) должны выполняться следующие условия:

$$N \geq 10; \quad R \geq R_{кр}; \quad b/\sigma_b \geq 2, \quad (9.29)$$

где n – число совместных лет наблюдений в приводимом пункте и пунктах-аналогах; R – коэффициент парной или множественной корреляции между климатическими характеристиками в рассматриваемой метеостанции и в пунктах-аналогах; b – коэффициент уравнения регрессии; σ_b – средняя квадратическая погрешность коэффициента регрессии; $R_{кр}$ – критическое значение коэффициента парной или множественной корреляции (обычно задается $\geq 0,7$).

Если хотя бы один из коэффициентов уравнения регрессии не удовлетворяет условию (9.29), то это уравнение не используется для приведения к многолетнему периоду. Последовательность приведения к многолетнему периоду такова:

- все уравнения, удовлетворяющие условиям эффективности, располагаются в порядке убывания коэффициентов корреляции;
- восстанавливаются погодичные значения климатической характеристики приводимого пункта за период совместных наблюдений в пунктах-аналогах по уравнению с наибольшим значением коэффициента корреляции;
- далее используются уравнения регрессии, коэффициенты корреляции которых меньше предыдущего, но больше всех остальных;
- поэтапное восстановление погодичных значений продолжается до тех пор, пока не будут использованы все уравнения регрессии, отвечающие условиям эффективности.

Восстановленные данные, полученные по уравнению (9.28) на основе метода наименьших квадратов (МНК), имеют систематически заниженную дисперсию [12, 26]. Исключение систематической смещенности дисперсии восстановленных данных осуществляется путем введения поправки в значения, полученные по уравнению регрессии, которая позволяет рассчитать несмещенные значения (Y'_{ip}) по формуле

$$Y'_{ip} = (Y_{ip} - Y_{cp}) / R + Y_{cp}, \quad (9.30)$$

где Y_{ip} – значения, рассчитанные по уравнению регрессии (9.28); Y_{cp} – среднее значение приводимого ряда за совместный с пунктом-аналогом период.

После восстановления пропусков и увеличения продолжительности временных рядов климатических характеристик их снова следует проверить на однородность, чтобы исключить отдельные некачественные восстановленные данные. Прежде всего следует исключить неоднородные экстремумы, как восстановленные, так и наблюдаемые, которые, с одной стороны, могут существенно исказить модель всего временного ряда, а с другой стороны – их исключение

как отдельного события не должно повлиять на параметры модели ряда. В результате будет сформирована база откорректированных данных, которую можно использовать для дальнейшего статистического моделирования.

Таким образом, подготовка информации для статистического моделирования состоит из следующей последовательности:

- оценки однородности эмпирических распределений на резко отклоняющиеся экстремумы;
- проверки однородности во времени вначале по критерию Фишера для дисперсий, затем по критерию Стьюдента для средних только для тех климатических характеристик, однородность которых могла быть нарушена во времени;
- восстановления пропусков наблюдений и приведение рядов к многолетнему и практически одинаковому периоду;
- оценки однородности и качества восстановленных данных, исключение неоднородных экстремумов;
- формирования откорректированной базы данных климатических характеристик для дальнейшего статистического моделирования.

9.4. Методы декомпозиции и выделения однородных составляющих

Проблема декомпозиции хорошо известна в современном естествознании. Наиболее актуальной она стала в радиофизике, где получили развитие многие известные статистические методы и парадигмы декомпозиции, например понятие демодуляции сигнала, парадигма «сигнал – шум». К наиболее известным категориям методов декомпозиции относятся:

- спектрально-корреляционный анализ, предназначенный для разложения сложной функции, являющейся суммой гармонических составляющих (спектры Фурье), или вейвлет-анализ, как его развитие для привязки спектров различных сигналов ко времени (изменение спектра во времени) [10, 15, 24];
- методы сглаживания, или различных видов осреднения, фильтрации, связанные с «гашением» высокочастотной составляющей и, таким образом, выявлением оставшейся низкочастотной компоненты [15, 24, 31];
- различные виды функций от времени, например тренд, гармоника плюс тренд, случайная составляющая плюс тренд и т. д. [15, 32].

Практически все методы предполагают или требуют априорного задания модели сложного процесса. Затем в заданной модели оцениваются коэффициенты, как правило, по эмпирическим данным, и на основе анализа уравнения и его остатков дается заключение о достоверности выбранного типа модели для аппроксимации рассматриваемого процесса. Так, при обычном осреднении предполагается, что композиция состоит из двух процессов и процесс меньшего масштаба имеет постоянные периоды и амплитуды. Спектральный анализ пригоден только для моделей, имеющих гармонический вид функции циклов при постоянстве периодов и амплитуд во времени или, даже в лучшем случае, – при известной функции их изменения во времени. Многие методы требуют априорного задания таких величин, как период и амплитуда фильтруемого процесса и т. д.

Условия, для которых разработан каждый метод, определяют границы его применимости. Иногда эти границы не сформулированы в явном виде, и их выявление является самостоятельной и трудоемкой задачей. Как правило, при исследовании структуры климатических процессов априорная информация об их свойствах или минимальна, или отсутствует. Кроме того, совершенно не обязательно, чтобы закономерности исследуемого процесса находились в пределах области применимости выбранного метода. В подавляющем большинстве случаев необходимо определить именно вид модели, и его невозможно задать априори. Поэтому наиболее эффективными можно считать те методы, которые имеют максимально широкие границы применимости и наименьшие требования к виду модели, свойствам периодов и амплитуд процесса. Такие методы называют гибкими, или робастными (от английского слова *robust*, что означает «крепкий», «сильный», «твердый») [14].

Если временной ряд является суммой процессов или составляющих разных временных масштабов и для каждой составляющей периоды и амплитуды циклов не постоянны во времени, а вид функции не гармонический, то ни один из известных методов декомпозиции не подходит для их аппроксимации. Конечно, можно аппроксимировать данные наблюдений суммой гармоник с постоянными периодами и амплитудами для каждой гармоники и достаточно хорошо подогнать модель к процессу, но это будет лишь формальная «подгонка». За пределами временного ряда, то есть для условий экстраполяции или прогнозов во времени, как правило, такие «навязанные» природе модели дают плохие результаты.

Для временных рядов климатических характеристик, как правило, априори неизвестны ни количество квазиоднородных

составляющих разного временного масштаба, ни тем более свойства периодов и амплитуд циклов для каждой из этих составляющих. Установление закономерностей во времени и является той основной задачей, которую необходимо решить. Относительно же свойств климатических процессов, по крайней мере, очевидно, что вид функции циклов неизвестен и скорее всего не является гармоническим. Также неизвестны периоды и амплитуды циклов каждой однородной составляющей, которые вряд ли являются постоянными во времени, так как постоянство этих характеристик не наблюдается даже в космических факторах. Поэтому следует выбрать те методы, которые «не навязывают» природному процессу свой вид модели, не искажают его, а наоборот, позволяют на основе выявленных закономерностей природного процесса получить адекватную и правильную модель.

К таким методам декомпозиции относятся *метод «срезки»* и *метод сглаживания амплитуд циклов* [17, 18, 21]. Они не требуют априорного задания вида функции, закономерностей периодов и амплитуд во времени, а основаны только на двух взаимодополняющих показателях: предельной наибольшей погрешности процесса и число квазиоднородных процессов.

Предельная погрешность процесса позволяет исследовать амплитуды колебаний, которые заведомо превышают погрешность процесса. Если эти амплитуды колебаний меньше предельной погрешности, то они не представляют интереса для исследования, так как обусловлены погрешностью или процессами малых временных масштабов. Поэтому можно считать, что заданная предельная погрешность является нижним граничным условием. Верхним же граничным условием является число однородных процессов на рассматриваемом отрезке времени. В соответствии с (9.2) и (9.5) на интервале времени инструментальных наблюдений в 100–150 лет имеют место процессы межгодового и десятилетнего масштабов, и часть процесса столетнего масштаба. Процессы масштабов больше столетнего представлены в виде практически постоянной величины. Поэтому на данном интервале общее число процессов разных масштабов равно 3. Если же рассматривать реконструированный ряд ежегодной температуры воздуха за последний период в 1000–1200 лет, то таких процессов будет 4 и т.д. С другой стороны, чем продолжительнее реконструированный ряд наблюдений, тем больше его дискретность, или начальный период осреднения, который будет равен уже не 1 год, а 10 лет или 100 лет. В этом случае наименьшим является процесс не межгодовой изменчивости, а десятилетней или столетней.

Алгоритм метода «срезки» состоит из следующих основных шагов. Прежде всего задается начальное предварительное значение или амплитуда погрешности процесса ($A\epsilon$) и число однородных процессов в композиции (m), далее определяются все экстремумы рассматриваемого временного ряда, включающие минимумы:

$$Y_{\min 1}, Y_{\min 2}, \dots, Y_{\min j}, \dots, Y_{\min k} \quad (9.31)$$

и максимумы:

$$Y_{\max 1}, Y_{\max 2}, \dots, Y_{\max j}, \dots, Y_{\max k}. \quad (9.32)$$

Затем выбираются только те экстремумы (остальные исключаются из дальнейшего рассмотрения), разность между последовательными максимумами и минимумами которых превышает заданную амплитуду погрешности процесса ($A\epsilon$), и эти экстремумы получают название экстремумов циклов процесса наименьшего масштаба:

$$Y_{\max j} - Y_{\min j} > A\epsilon, \quad (9.33)$$

то есть на основании (9.33) принимается, что флуктуации гарантированно обусловлены колебанием процесса, а не погрешностью. В точках установленных минимумов принимается, что процесс наименьшего масштаба отсутствует, поэтому эти точки последовательно соединяются, и полученная линия (кусочно-линейная или другого вида) будет характеризовать остальную часть композиции за исключением процесса наименьшего масштаба:

$$Y'_i = f(t, Y'_{\min j1}), \quad (9.34)$$

где Y'_i – значения процесса, полученные интерполяцией минимумов циклов ($Y'_{\min j1}$) по времени (t).

Затем определяются разности между наблюдаемыми значениями общего композиционного процесса и значениями процесса, полученными на основе интерполяции минимумов, которые в «чистом» виде характеризуют процесс наименьшего масштаба:

$$Y_{li} = Y_i - Y'_i. \quad (9.35)$$

После этого в выделенном, или «срезанном», таким образом процессе наименьшего масштаба (Y_{li}) определяются информативные характеристики циклов (периоды, амплитуды и т. д.), а оставшийся после «срезки» процесс Y'_i рассматривается как новый композиционный процесс без составляющей наименьшего масштаба. Процедура подобного последовательного отделения процессов разных масштабов повторяется до тех пор, пока не останется, по крайней мере, один цикл или часть его (тренд), характеризующая процесс

наибольшего масштаба. Далее число выделенных однородных процессов сравнивается с заданным и если их число больше, то предельная погрешность процесса ($\Delta\epsilon$) увеличивается (например, на 5 %), а если меньше, то уменьшается (также на 5 %), и процесс «срезки» повторяется снова. Осуществляется такое число повторений (итераций), пока число выявленных однородных процессов не будет равно заданному m .

Таким образом, метод «срезки» позволяет последовательно отделять от композиции процессы разных масштабов, начиная с наименьшего. При этом основным критерием для идентификации каждого следующего по масштабу процесса служит превышение амплитуды его колебаний над амплитудой погрешности процесса.

На рис. 9.4 показаны результаты разделения композиционного процесса (Y_j), состоящего из трех составляющих разного масштаба ($Y1_j$, $Y2_j$, $Y3_j$) на эти три части, притом на верхнем графике пунктирными линиями иллюстрированы еще и кусочно-линейные функции, соединяющие минимумы циклов процессов масштабов $Y1_j$ и $Y2_j$, по которым производилась «срезка».

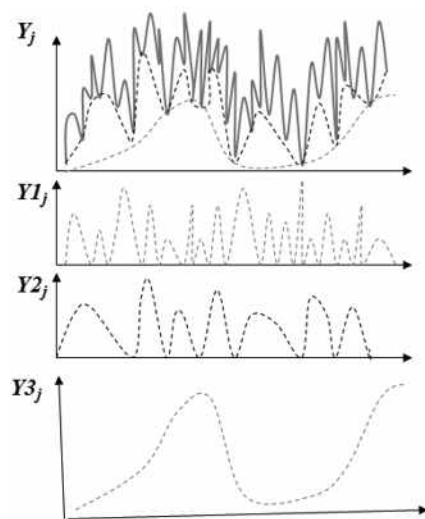


Рис. 9.4. Графическая иллюстрация применения метода «срезки» для разделения композиционного процесса Y_j на однородные составляющие трех временных масштабов: $Y1_j$, $Y2_j$, $Y3_j$

Алгоритм метода сглаживания амплитуд циклов аналогичен алгоритму метода «срезки», но в этом методе вместо соединения точек минимумов значимых циклов соединяются точки середин ветвей подъема и спада циклов, то есть происходит сглаживание амплитуд пульсаций (циклов). Результат применения метода показан на рис. 9.5, где представлен исходный ряд среднегодовой температуры и два его последовательных сглаживания. В данном случае с помощью метода сглаживания амплитуд циклов исходный процесс был разделен на три составляющие, причем третья составляющая представляет собой тренд роста. Метод сглаживания амплитуд циклов не предназначен для разделения

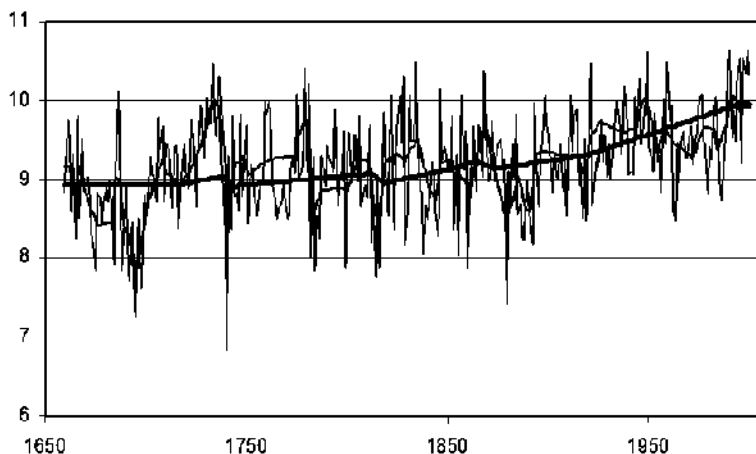


Рис. 9.5. Иллюстрация метода сглаживания амплитуд циклов для выявления процессов разных временных масштабов

сложного процесса на составляющие, как метод «срезки», но с его помощью можно эффективнее выделить процесс наибольшего масштаба. Причина в том, что по сравнению с методом «срезки» здесь применяется процедура сглаживания, а не соединение прямыми линиями минимумов, тем более которых осталось мало, и они установлены с большими погрешностями. Поэтому методически правильно метод «срезки» применять для выявления процессов всех масштабов до наибольшего, а процесс наибольшего масштаба выделять методом сглаживания амплитуд циклов.

9.5. Оценка эффективности методов декомпозиции

Оценку эффективности разных методов сглаживания и декомпозиции нагляднее всего показать на следующем примере. Представим композицию в виде суммы трех разномасштабных гармонических процессов и в первом приближении зададим амплитуды (A_j) и периоды (T_j) каждого из трех процессов постоянными, что будет соответствовать следующей математической записи:

$$Y = Y_1 + Y_2 + Y_3 + b_0 = \sin(2\pi i_1/8 - \pi/2) + \cos(2\pi i_2/40 - \pi) + \sin(2\pi i_3/200 - \pi/2) + 3,0, \quad (9.36)$$

где $T_1 = 8$; $T_2 = 40$; $T_3 = 200$; $A_1 = A_2 = A_3 = 2$; b_0 – коэффициент.

Для декомпозиции были применены методы обычного осреднения, скользящего осреднения и автокорреляционный анализ. В результате получено, что осреднение дает правильную информацию о процессе, если точно задан период осреднения, соответствующий периоду цикла. Автокорреляционная функция является гармонической, и соответствующая ей спектральная плотность имеет три ярко выраженные максимума на периодах 8, 40 и 200. Поэтому для подобной простой модели наиболее распространенные методы фильтрации могут привести к правильным выводам о свойствах процесса.

Если же модель (9.36) немного усложнить, задав переменными периоды и амплитуды двух первых процессов наименьшего и среднего масштабов, то ее общий вид будет представлен выражением:

$$Y = \left(1 + 0,5 \cos \frac{2\pi j_1}{4}\right) \sin \left(\frac{2\pi i_1}{8 + 4 \sin \frac{2\pi i_1}{4}} - \frac{\pi}{2} \right) + \\ + \left(1 + 0,25 \sin \frac{2\pi j_2}{4}\right) \cos \left(\frac{2\pi i_2}{40 + 20 \sin \frac{2\pi i_2}{4}} - \pi \right) + \sin \left(\frac{2\pi i_3}{200} - \frac{\pi}{2} \right) + 3, \quad (9.37)$$

где периоды и амплитуды процесса наименьшего масштаба (Y_1) изменяются по следующим законам:

$$T_{1j1} = 8 + 4 \sin(2\pi j_1/4); \quad j_1 = 1, 2, \dots, m_1; \quad i_1 = 1 \dots T_{1j1}; \quad (9.38)$$

$$A_{1j1} = 1, 0 + 0,5 \cos(2\pi j_1/4); \quad j_1 = 1, 2, \dots, m_1, \quad (9.39)$$

а периоды и амплитуды процесса среднего масштаба (Y_2) изменяются следующим образом:

$$T_{2j2} = 40 + 20 \sin(2\pi j_2/4); \quad j_2 = 1, 2, \dots, m_2; \quad i_2 = 1 \dots T_{2j2}; \quad (9.40)$$

$$A_{2j1} = 1, 0 + 0,25 \cos(2\pi j_2/4); \quad j_2 = 1, 2, \dots, m_2. \quad (9.41)$$

Применение тех же выбранных методов фильтрации в случае композиционной модели (9.37) с переменными во времени параметрами циклов уже не позволило получить заданные характеристики циклов каждой однородной составляющей. Так, с помощью осреднения в большинстве случаев невозможно было правильно установить даже количество однородных составляющих. С помощью спектральной плотности можно было идентифицировать три размытых

пики, которые соответствуют трем заданным однородным процессам. Однако спектральный анализ не позволяет определить законы, по которым изменяются характеристики циклов каждой однородной составляющей, что также имеет существенное значение при построении общей модели всего композиционного процесса.

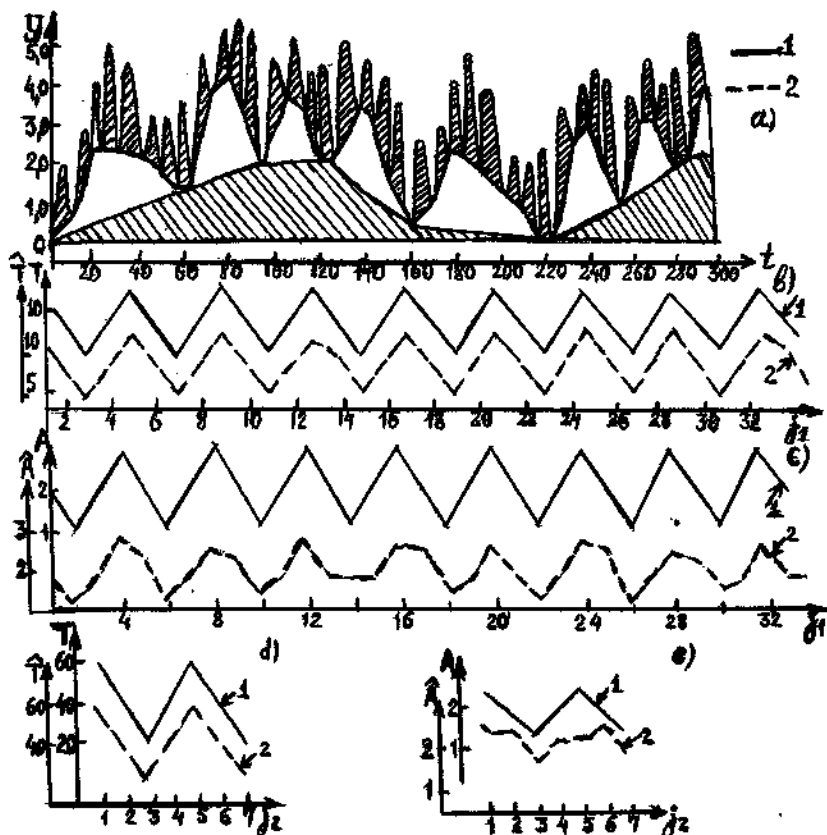


Рис. 9.6. Декомпозиция сложного детерминированного процесса методом «срезки» и сравнение полученных (пунктир) и заданных (сплошная линия) периодов (T) и амплитуд (A) циклов процессов наименьшего и среднего масштабов

В то же время, как следует из рис. 9.6, метод «срезки» вполне успешно разделяет композицию на три составляющие, и после этого в каждой составляющей вполне надежно можно установить

закономерности в периодах и амплитудах циклов. Из рис. 9.6 также следует, что метод «срезки» достаточно точно позволяет выделить процессы наименьшего и среднего масштабов, что выражается в эффективном определении периодов циклов и несколько с меньшей точностью – их амплитуд. Вместе с тем число циклов процессов двух масштабов точно совпадает с заданным числом. В результате анализа временных рядов полученных периодов и амплитуд циклов для них установлены циклические закономерности, которые практически полностью соответствуют уравнениям (9.38)–(9.41). Для процесса наибольшего масштаба также довольно точно установлен период в 220 (фактический 200) и амплитуда цикла, равная 2 (и фактически 2). В результате на основе отдельных моделей для периодов и амплитуд циклов процессов всех трех масштабов была получена суммарная модель, представленная уравнением, практически полностью соответствующим заданной зависимости (9.37).

Оценка эффективности метода «срезки» была выполнена также с помощью стохастического моделирования на основе метода статистических испытаний, когда случайным образом генерировались вариации основных параметров циклов. В композиции из двух квазиоднородных составляющих процесс наименьшего масштаба обозначим через A , а процесс наибольшего масштаба через B . В качестве факторов, влияющих на эффективность метода для разделения двух процессов A и B , рассмотрим следующие:

- отношение дискретности измерений (Δt) к среднему периоду процесса наименьшего масштаба A (T_A), которое характеризует возможность идентификации процесса наименьшего масштаба:

$$K_1 = \Delta t / T_A; \quad (9.42)$$

- отношение среднего периода процесса B (T_B) к среднему периоду процесса A (T_A), характеризующее возможность разделения процессов разных масштабов:

$$K_2 = T_B / T_A; \quad (9.43)$$

- вид функции циклов процесса A : $f(A)$;
- величина погрешности измерений ε , которая может быть выражена в виде амплитуды погрешности $A\varepsilon$ и в долях от средней амплитуды процесса наименьшего масштаба как коэффициент K_3 :

$$K_3 = A\varepsilon / A_A; \quad (9.44)$$

- продолжительность временного ряда (n).

До проведения моделирования на синтетических примерах были установлены следующие закономерности:

а) при увеличении K_1 искажается в основном вид функции циклов процесса A и их амплитуды, а периоды циклов остаются практически без изменений, как и все характеристики циклов процесса B и при $K_1 > 1$ процесс A вообще невозможно выявить;

б) когда отличие периодов двух смежных процессов небольшое $K_2 = 2-3$, то при малом K_1 процессы A и B еще могут быть разделены, пусть даже в несколько искаженном виде, но при большом K_1 и $K_2 = 1$ они уже неразделимы;

в) треугольный вид функция циклов оказывает наибольшее влияние на искажение характеристик процессов, а ступенчатый вид функции – наименьшее;

г) влияние продолжительности ряда наблюдений (n) на эффективность метода зависит от соотношения n и T_B , и при $n < T_B$ процесс B будет представлен только частью цикла, то есть трендом.

Для стохастического моделирования были заданы: $T = 3, 10, 20, 50$; $K_2 = T_B/T_A : 3, 5, 10$; $A_B/A_A : 0.5, 1.0, 3.0$; $K_3(\%) = (A\varepsilon/A_A) 100\% : 5, 10, 20, 50, 100, 200$. Изменение периодов и амплитуд циклов двух разномасштабных процессов во времени задавалось случайным, а сами значения моделировались из усеченного равномерного распределения. Вид функции циклов задавался гармоническим (симметричным). Для каждого варианта моделирования задавался объем выборки, определяемый в 10 000 средних периодов циклов процесса B . Для каждой смоделированной выборки было осуществлено разделение процессов на однородные составляющие методом «срезки» и определены средние расчетные значения периодов и амплитуд циклов, также как и их стандартные отклонения. В итоге расчетные значения характеристик циклов сравнивались с фактически заданными значениями и определялись относительные значения погрешностей.

В результате моделирования было установлено, что наибольший эффект метод «срезки» дает при погрешности процесса не более 20 % от амплитуды процесса наименьшего масштаба, при значительном отличии средних периодов процессов двух разных масштабов (более, чем в 3–4 раза), а также при не слишком большом различии между амплитудами процессов ($A_B/A_A < 2$).

В табл. 9.1 в качестве примера приведены погрешности определения методом «срезки» средних значений периодов двух разномасштабных процессов A и B при значении погрешности в 20 % от амплитуды процесса A . Как видно из таблицы, погрешность определения периодов процесса A практически не зависит от отношения средних периодов двух процессов, если их средние амплитуды или

не различаются, или амплитуда процесса A больше, чем процесса B . В этих условиях даже при малом периоде процесса A , что соответствуют реальным условиям в гидрометеорологии, можно получить погрешность определения периодов циклов не более 16 %. Еще с меньшей погрешностью определяются периоды циклов для процесса B и для тех же условий составляют не более 6–7 %.

Таблица 9.1

Средние квадратические погрешности
периодов процессов A и B (в %), определенных методом «срезки»
по результатам стохастического моделирования

T_A	A_B/A_A	T_B/T_A		
		3	5	10
Процесс наименьшего масштаба A				
3	0,5	16	16	16
	1,0	19	16	16
	3,0	86	33	16
10	0,5	5	2	2
	1,0	6	3	2
	3,0	32	6	3
20	0,5	1,8	1,2	1,0
	1,0	1,9	1,5	1,3
	3,0	26	3	1,7
Процесс наибольшего масштаба B				
3	0,5	6,8	3,4	2,0
	1,0	6,8	3,6	2,6
	3,0	11,9	4,8	3,6
10	0,5	1,0	0,8	0,7
	1,0	1,0	0,8	0,7
	3,0	14,9	0,9	0,8
20	0,5	0,8	0,7	0,5
	1,0	0,8	0,7	0,5
	3,0	23,5	13	5

Амплитуды циклов определяются с погрешностью примерно в 2–3 раза большей, чем периоды. При этом, чем больше различие в амплитудах, тем более надежно для процесса соответствующего масштаба они определяются. Так, $A_B/A_A \leq 1$ погрешность определения амплитуд процесса A варьирует от 30 до 70 %, а при $A_B/A_A > 1$ превышает 100 %. Для процесса B точность определения амплитуд повышается при $A_B/A_A > 2$ и при уменьшении отношения средних периодов двух процессов, составляя в этих случаях 20–30 %.

В общем было получено, что при условиях, близких к реальным, когда амплитуда погрешности климатических характеристик в среднем составляет 5–10 %, средний период процесса наименьшего масштаба для многолетнего интервала времени может составлять 3–5 лет, и амплитуда процесса наименьшего масштаба больше амплитуды других крупномасштабных процессов, имитационное моделирование позволяет установить ориентировочные диапазоны погрешностей определения основных характеристик циклов по крайней мере для процесса наименьшего масштаба в 5–15 % для периодов и в 10–30 % для амплитуд циклов.

Таким образом, метод «срезки» может не только правильно разделить сложный процесс на составляющие, но и достаточно надежно определить такие основные характеристики циклов, как периоды и амплитуды, что позволяет достоверно установить их закономерности во времени, представить их в виде отдельных моделей, а затем объединить в общую модель процесса. Нетрудно, еще несколько усложнив детерминированную структуру, добиться того, чтобы композиции адекватно соответствовала модель «белого шума», цепей Маркова или какая-либо другая из класса широко применяемых стохастических моделей. Поэтому если надежная дополнительная информация отсутствует, то существующая методология «подгонки модели к процессу» может привести к неправильным результатам и адекватна только в том случае, если закономерности процесса совпадают с предпосылками метода.

9.6. Методы определения погрешности процесса

Начальное значение предельной погрешности процесса следует задавать исходя из погрешности данных наблюдений или из погрешности расчета рассматриваемой климатической характеристики. Если в качестве климатической характеристики рассматривается срочное значение за каждый год (например, максимальная к году срочная температура воздуха), то стандартная погрешность равна цене термометра в 0,1 °С, а предельная может быть назначена в 3σ или несколько больше, то есть 0,3–0,5 °С. Если в качестве климатической характеристики рассматривается среднегодовая или среднемесячная температура, то погрешность будет несколько меньше за счет осреднения [3, 17]. Вместе с тем, понятие погрешности процесса несколько отличается от погрешности измерений, так как под погрешностью понимают колебания процессов всех малых временных масштабов, которые не подлежат рассмотрению

и исследованию, например мезомасштабные процессы. Поэтому погрешность процесса может быть получена и непосредственно из анализа временного ряда [7, 8].

В качестве примера таких методов определения погрешности рассмотрим *метод единичных пульсаций* (МЕП) и *метод сглаживания экстремумов* (МСЭ). В основу предлагаемых методов положены следующие допущения: а) к погрешностям можно отнести «единичные» циклы колебаний, имеющие продолжительность 2 единицы дискретности, так как погрешность можно рассматривать как процесс самого наименьшего временного масштаба; б) предполагается, что в областях экстремумов функция цикла является более пологой, что определяет соизмеримость значений погрешностей и процесса, которые можно разделить с помощью процедуры сглаживания.

Под единичной пульсацией будем понимать элементарный цикл, для которого выполняется одно из следующих условий:

$$Y_i < Y_{i+1}, \quad Y_i < Y_{i-1}, \quad Y_{i+1} > Y_{i-1} > Y_{i-2}; \quad (9.45)$$

$$Y_i > Y_{i-1}, \quad Y_i > Y_{i+1}, \quad Y_{i+2} > Y_{i+1} > Y_{i-1}; \quad (9.46)$$

$$Y_i > Y_{i-1}, \quad Y_i > Y_{i+1}, \quad Y_{i-1} > Y_{i-2} > Y_{i+1}; \quad (9.47)$$

$$Y_i < Y_{i-1}, \quad Y_i < Y_{i+1}, \quad Y_{i-1} > Y_{i+1} > Y_{i+2}; \quad (9.48)$$

$$Y_i > Y_{i-1}, \quad Y_i > Y_{i+1}, \quad Y_{i-2} > Y_{i-1}, \quad Y_{i+2} > Y_{i+1}; \quad (9.49)$$

$$Y_i < Y_{i-1}, \quad Y_i < Y_{i+1}, \quad Y_{i-1} > Y_{i-2}, \quad Y_{i+1} > Y_{i+2}. \quad (9.50)$$

Условия (9.45)–(9.46) характеризуют наличие единичной пульсации на ветви подъема процесса, условия (9.47)–(9.48) – на фазе спада и условия (9.49)–(9.50) идентифицируют единичную пульсацию соответственно в области экстремальных значений процесса наименьшего масштаба (рис. 9.7).

Положительные и отрицательные погрешности в МСЭ соответственно определяются по формулам:

$$\varepsilon^+_i = Y_i - (Y_{i+1} + Y_{i-1})/2; \quad (9.51)$$

$$\varepsilon^-_i = (Y_{i+1} + Y_{i-1})/2 - Y_i, \quad (9.52)$$

где Y_i – значение экстремума единичной пульсации.

Отличие метода сглаживания экстремумов состоит в том, что в нем рассматриваются только экстремумы на максимуме и минимуме цикла, которые затем сглаживаются по формулам (9.51) или (9.52), как показано на рис. 9.7.

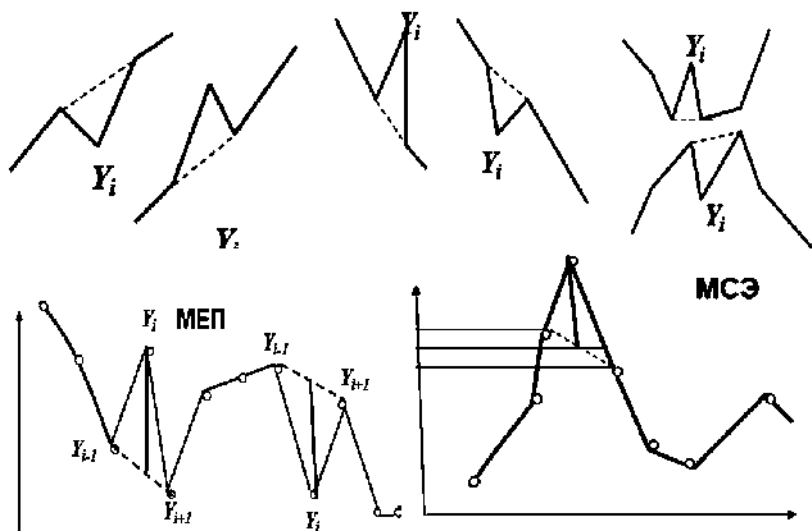


Рис. 9.7. Графическое представление неравенств (9.45)–(9.50) и сравнение МЭП и МСЭ

Оценку эффективности МЭП и МСЭ можно получить аналитически из условия, что среднее изменение процесса за единицу дискретности Δt не превышает стандарта погрешности σ_ϵ , поскольку в этом случае практически все выявленные экстремумы будут характеризовать погрешность. Если обозначить дискретность в долях среднего периода процесса наименьшего масштаба T , то есть $\Delta t = K_{\Delta t} T$, а стандарт погрешности – в долях средней амплитуды циклов процесса наименьшего природного масштаба A как $\sigma_\epsilon = K_{\sigma_\epsilon} A$, то изменение функции цикла процесса за один интервал дискретности будет $\Delta Y = K_{\Delta t} A$. При таких обозначениях граничное условие применимости методов можно выразить как:

$$\Theta = \Delta Y / \sigma_\epsilon = K_{\Delta t} / K_{\sigma_\epsilon} \leq 1. \quad (9.53)$$

Величина Θ характеризует, во сколько раз средняя изменчивость функции цикла процесса за Δt больше погрешности измерений. При $\Theta = 0$ функция неизменна на интервале дискретности, поэтому амплитуды всех определенных экстремумов будут характеризовать погрешность измерений. При $\Theta > 1$ изменение функции будет превышать стандарт погрешности и в МЭП такие единичные пульсации практически не могут быть выявлены, а в МСЭ разности

между экстремумами и ближайшими значениями в большей степени будут соответствовать изменению процесса, чем величинам погрешностей.

Условие наиболее эффективной области применения методов имеет место при $\Theta = 0$. Можно принять, что это условие соответствует или постоянству, или полному отсутствию процесса, и колебания в этом случае характеризуют только погрешность. Тогда дисперсия погрешности по формулам (9.51)–(9.52) может быть определена как сумма дисперсий трех независимых величин:

$$D\varepsilon_i = DY_i + 1/4DY_{i+1} + 1/4DY_{i-1}. \quad (9.54)$$

Можно принять, что дисперсии случайных величин однородны, и выразить их через одну дисперсию, что в выражениях для стандарта позволит получить:

$$\sigma\varepsilon = 1,225\sigma_Y. \quad (9.55)$$

Выражение (9.55) свидетельствует, что методы имеют систематическую смещенность, равную $\Delta = 22,5 \%$, так как стандарт, определяемый по (9.51)–(9.52), должен иметь такую же погрешность, что и другие значения, которые в предельном случае отсутствия процесса также являются погрешностями. Для учета смещенности методов был введен корректировочный коэффициент K , на который необходимо умножать полученное значение погрешности по МЭП или МСЭ, определяемый по формуле

$$K = 1/(\Delta/100 + 1). \quad (9.56)$$

Полученная теоретически величина смещенности методов в $22,5 \%$, что соответствует корректировочному коэффициенту $K = 0,816$, определена для предельного случая – генеральной совокупности. Для определения зависимости величин смещения, или корректировочных коэффициентов от объема выборки было проведено статистическое моделирование. Результаты полученных выборочных величин смещения (в %) для МЭП (Δ') и МСЭ (Δ''), так же как и соответствующих корректировочных коэффициентов (K' и K''), приведены в табл. 9.2. Из таблицы видно, что при выборке в 5000 членов выборочное значение смещенности методов практически равно предельному теоретическому.

После тарирования методов была оценена их эффективность для условий, близких к реальным, то есть для композиционных процессов, и частоте измерений, не намного меньшей среднего периода циклов процесса наименьшего масштаба. При этом процесс задавался

Таблица 9.2

Смещения (в %) для методов МЭП (Δ') и МСЭ (Δ'') и корректировочные коэффициенты K' и K'' в зависимости от объема выборки n

n	10	50	100	200	500	1000	5000
Δ' , %	7,0	9,8	14,4	17,1	18,0	19,8	22,5
Δ'' , %	16,3	22,3	22,4	22,5	22,5	22,5	22,5
K'	0,93	0,91	0,87	0,85	0,84	0,83	0,816
K''	0,86	0,83	0,82	0,816	0,816	0,816	0,816

суммой гармонических функций от 1 до 5 с разными периодами, амплитудами и начальными фазами. Дискретность измерений (Δt) задавалась в долях наименьшего периода гармоник T_1 для восьми вариантов $\Delta t = 0,01T_1; 0,05T_1; 0,1T_1; 0,2T_1; 0,3T_1; 0,4T_1; 0,5T_1$ и $0,6T_1$. Величина погрешности $\sigma\epsilon$ назначалась в зависимости от амплитуды A_1 гармоники процесса наименьшего масштаба с периодом T_1 как: $\sigma\epsilon = 0,01A_1; 0,05A_1; 0,1A_1; 0,2A_1; 1,0A_1; 2,0A_1$. Закон распределения погрешностей принимался нормальным с параметрами $\mu = 0$ и $\sigma = \sigma\epsilon$. Определение погрешностей осуществлялось двумя методами МЭП и МСЭ путем сравнения выборочных и заданных «генеральных» значений. Эффективность при этом оценивалась по следующей шкале:

– метод эффективен, если относительная случайная погрешность определения дисперсии погрешностей измерений ($\sigma\epsilon'$) не превышает 10 %;

– метод принимался хорошим при $15 \% < \sigma\epsilon' < 30 \%$;

– метод считался удовлетворительным при $30 \% < \sigma\epsilon' < 50 \%$;

– метод неудовлетворителен при $\sigma\epsilon' > 50 \%$.

В результате получено, что при малой величине погрешности, когда стандартное отклонение составляет 1 % от амплитуды A_1 , МЭП и МСЭ позволяют надежно определить дисперсию погрешностей независимо от степени сложности процесса только при высокой частоте измерений $\Delta t = 0,01T_1$, так как при меньшей частоте измерений погрешности практически невозможно выявить предлагаемыми методами. При дальнейшем росте погрешностей может быть увеличена и дискретность измерений Δt , но ее величина даже при довольно большой погрешности (20 % от A_1) не должна превышать $0,1T_1$. В качестве предельных случаев рассматривались ситуации, когда погрешность соизмерима или превышает амплитуду процесса наименьшего масштаба, то есть $\sigma\epsilon = 1A_1$ и $2A_1$. В таких ситуациях дискретность может быть очень большой, например два-три измерения за период циклов. Интересно отметить, что степень

композиционности процесса, то есть число гармоник, оказывает существенно меньшее влияние на эффективность методов, чем дискретность измерений или сама абсолютная величина погрешностей. Особенность МЭП состоит в меньшем количестве выявляемых погрешностей, а в некоторых случаях, особенно при дискретности $0,1T_1 - 0,4T_1$ – в отсутствии единичных пульсаций для анализируемой выборки. В целом результаты статистического моделирования подтверждают, что область эффективного применения обоих методов соответствует установленному ранее условию $\Theta \leq 1$.

Для практической оценки эффективности полученных погрешностей можно ввести какой-либо измеряемый показатель, например число единичных пульсаций в исходном ряду, так как, как правило, ни амплитуды, ни периоды разномасштабных процессов и их количество априори неизвестны:

$$\eta = (m_e / N) 100\%, \quad (9.57)$$

где η – относительное число единичных пульсаций; m_e – общее число единичных пульсаций; N – объем ряда.

Литература

1. Адлер Ю.П., Маркова Е.В., Грановский Ю.В. Планирование эксперимента при поиске оптимальных условий. – М.: Наука, 1976.
2. Айвазян С.А. Статистическое исследование зависимостей. – М.: Металлургия, 1968. – 227 с.
3. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеоинформации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 96 с.
4. Алимов Ю.И. Элементы теории эксперимента; Измерение моментов случайных величин, векторов и процессов. – Свердловск: Изд. УПИ, 1976. – 104 с.
5. Алимов Ю.И. Элементы теории эксперимента; Измерение распределений вероятностей. – Свердловск: Изд. УПИ, 1977. – 80 с.
6. Алимов Ю.И. Элементы теории эксперимента. III часть. Опытная проверка утверждений математической статистики. – Свердловск: Изд. УПИ, 1978. – 91 с.
7. Алимов Ю.И. Измерение моментов системы случайных величин. – Свердловск: изд. УПИ, 1984. – 84 с.
8. Бешелев С.Д., Гуревич Ф.Г. Математико-статистические методы экспертных оценок. – М.: Статистика, 1980. – 263 с.
9. Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. – М.: Наука, 1991. – 379 с.
10. Гренджер К., Хатанак М. Спектральный анализ временных рядов в экономике. – М.: Статистика, 1972. – 312 с.
11. Джонсон Н., Лион Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке (методы обработки данных). – М.: Мир, 1980. – 510 с.
12. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. – М.: Статистика, 1973. – 392 с.

13. Дружинин П.К. Развитие основных идей статистической науки. – М.: Статистика, 1979. – 169 с.
14. Дубров А.М. Последовательный анализ в статистической обработке информации. – М.: Статистика, 1976. – 160 с.
15. Казакевич Д.И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 320 с.
16. Кендал М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи. – М.: Наука, 1973. – 899 с.
17. Лобанов В.А., Анисимов О.А. Современные изменения температуры воздуха на территории Европы // Метеорология и гидрология. 2003. № 2. – С. 5–18.
18. Лобанов В.А., Шадурский А.Е. Применение эмпирико-статистических методов для моделирования и анализа климатических изменений // Учен. зап. РГГМУ, 2010. № 14. – С. 73–88.
19. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Ч. 1: учеб. пос. – СПб.: РГГМУ, 2011. – 145 с.
20. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Ч. 2: учеб. пос. – СПб.: РГГМУ, 2012. – 180 с.
21. Лобанов В.А., Шадурский А.Е. Выделение зон климатического риска на территории России при современном изменении климата: монография. – СПб.: РГГМУ, 2013. – 123 с.
22. Лобанов В.А., Тоцакова Г.Г. Проявление современных изменений климата на территории Костромской области: монография. – Кострома: ФГБУ «Костр. ц-р по гидрометеорол. и монит. окруж. среды», 2013. – 171 с.
23. Лобанов В.А., Шукри О.А. Оценка климатических изменений температуры воздуха и осадков на Аравийском полуострове // Учен. зап. РГГМУ. № 37. – С. 72–83.
24. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 408 с.
25. Налимов В.В. Теория эксперимента. – М.: Наука, 1971. – 207 с.
26. Пугачев В.С. Общая теория корреляции случайных функций // Изв. АН СССР, сер. матем. 1953. Т. 17. № 5. – С. 401–420.
27. Рекомендации по приведению рядов речного стока и их параметров к многолетнему периоду. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 64 с.
28. Резниковский А.М. Гидрологические основы гидроэнергетики. – М.: Энергия, 1979. – 147 с.
29. Рекомендации по статистическим методам анализа однородности пространственно-временных колебаний речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 78 с.
30. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. – М.: Наука, 1965. – 511 с.
31. Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами. – М.: Мир, 1973. – 957 с.
32. Яглом А.М. Корреляционная теория стационарных случайных функций. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.

Учебное издание

Владимир Алексеевич Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ
ЧАСТЬ 2

ДИНАМИКА КЛИМАТА
(Книга 1)

*Начальник РИО Н.И. Афанасьева
Редактор Л.Ю. Киреева
Компьютерная верстка М.В. Ивановой*