

В.А. Лобанов

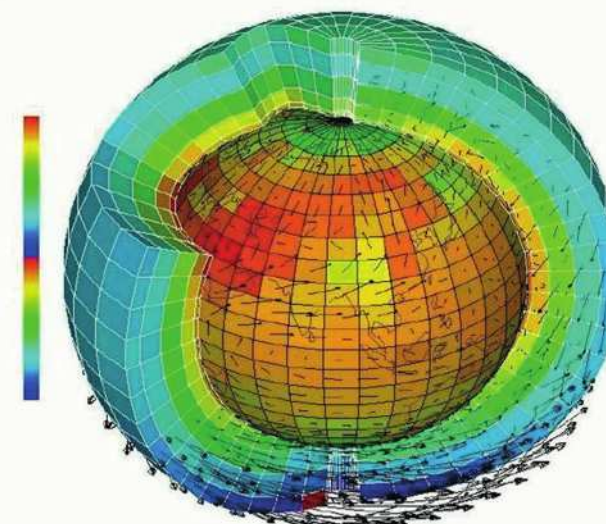
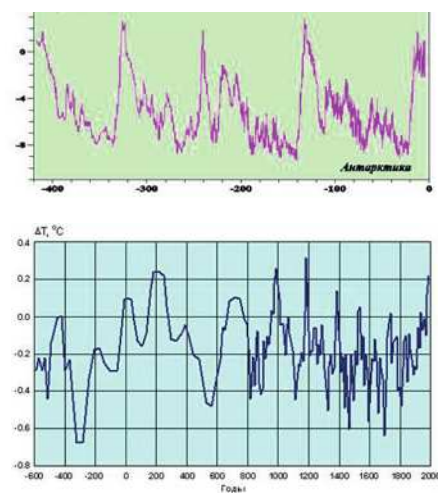
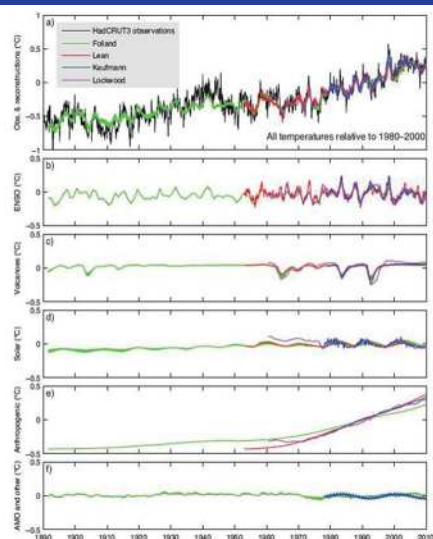
ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ

Часть 2

ДИНАМИКА КЛИМАТА (Книга 2)

Часть 2

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ



ДИНАМИКА КЛИМАТА

(Книга 2)



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 2)

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

РГГМУ
Санкт-Петербург
2018

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. 2. В 2 кн.: учебник. – СПб.: РГГМУ, 2018. – 377 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 весь 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 высших учебных заведений, аспирантов и специалистов, интересующихся вопросами изменений климата, а также материал доступен и учащимся техникумов соответствующего профиля.

Lobanov, V.A.

Lectures on climatology. Part 2: Climate Dynamics. Book 2. Textbook in 2 Books. – St. Petersburg: ed. RSHU, 2018. – 377 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 are 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 is given a basic knowledge of other disciplines, such as astronomy, geophysics, chemistry, nature use.

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., 2018

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2018

ISBN 978-5-86813-455-5

Содержание

Тема 3. Эмпирико-статистические модели климатических изменений	7
Лекция 10. Статистические модели климатических изменений	7
10.1. Методы идентификации климатических изменений во времени.	7
10.2. Статистическая модель внутригодовых изменений	19
10.3. Статистические пространственные модели	26
10.4. Статистические модели от факторов и анализ остатков	35
Лекция 11. Применение моделей для исследования изменений климата.	45
11.1. Исследование динамики климата: от прошлого к настоящему	45
11.2. Районирование по типу климатических изменений и статистическое пространственное моделирование на севере ЕТР	66
11.3. Временные и пространственные модели изменения температуры воздуха для территории Европы	70
11.4. Оценка региональных климатических изменений (на примере Костромской области)	76
Тема 4. Физико-математические модели климатических изменений	97
Лекция 12. Классификация моделей. Энергобалансовые модели.	97
12.1. Классификация моделей	97
12.2. Энергобалансовые модели.	105
Лекция 13. Радиационно-конвективные, объединенные модели и модели промежуточной сложности	137
13.1. Радиационно-конвективные модели (РКМ)	137
13.2. Объединение энергобалансовых и радиационно-конвективных моделей	148
13.3. Модели промежуточной сложности (МПС)	151
Лекция 14. Модели общей циркуляции атмосферы и океана	161
14.1. Математические модели – основа теории климата	161
14.2. Основные уравнения МОЦАО	163
14.3. Международный проект по сравнению климатических моделей	173
14.4. Климатическая модель института вычислительной математики РАН	181
Тема 5. Исторические колебания климата	201
Лекция 15. Палеоклиматология как наука о климатах прошлого	201
15.1. Палеоклиматология: история возникновения и методы	201
15.2. Изучение осадочных пород	204
15.3. Биогеографические методы (ископаемые флора и фауна)	208
15.4. Дендрохронология	213
15.5. Изотопные методы исследований	216
15.6. Химические методы	222

15.7. Палеомагнитный метод	223
15.8. Комплексный и другие методы	226
15.9. Некоторые приложения палеоклиматических методов.	227
15.10. Источники палеоклиматической информации.	236
Лекция 16. Исторические изменения климата до четвертичного периода.	239
16.1. Происхождение земной атмосферы и ее эволюция	239
16.2. Древний климат до фанерозоя	246
16.3. Климат фанерозоя до четвертичного периода	254
16.4. Пример древнего климата: палеоклимат Арктики	272
16.5. Особенности палеоклиматов и их динамики	274
Лекция 17. Исторические изменения климата от четвертичного периода.	278
17.1. Общая характеристика периода и причины динамики климата	278
17.2. Последний ледниковый период и переход к голоцену	288
17.3. Математическое моделирование климата прошлого	298
17.4. Климат голоцена	302
17.5. Субатлантический этап климата	308
Лекция 18. Современный и будущий климат	321
18.1. Современный климат	321
18.2. Оценки будущего климата	346
Приложение.	369

Content

Theme 3. Empirical-statistical models of climate change	7
Lecture 10. Statistical models of climate change	7
10.1. Methods to identify a climatic changes over the time	7
10.2. Statistical model of intra-annual fluctuations	19
10.3. Space statistical models	26
10.4. Statistical models of the factors and residue analysis	35
Lecture 11. Application of statistical models for the study of climate change	45
11.1. The study of climate dynamics: from past to present	45
11.2. Regionalization according to the type of climate change and the statistical spatial modeling in the north of European Russia	66
11.3. Temporal and spatial models of changes in air temperature for the territory of Europe	70
11.4. Evaluation of regional climate change (for example of Kostroma area)	76
Theme 4. Physical and mathematical models of climate change	97
Lecture 12. Classification of models. Energy balance models	97
12.1. Classification of the models	97
12.2. Energy balance models	105
Lecture 13. The radiation-convection models, the combined models and models of intermediate complexity	137
13.1. Radiation-convection models	137
13.2. Combining of energy balance and radiation-convective models	148
13.3. Models of intermediate complexity	151
Lecture 14. Models of general circulation of the atmosphere and ocean	161
14.1. Mathematical models – the basis of the theory of climate	161
14.2. Basic equations AOGCMs	163
14.3. International Atmospheric Model Intercomparison Project	173
14.4. Climate model of Institute of Numerical Mathematics of RAS	181
Theme 5. The historical climate fluctuations	201
Lecture 15. Paleoclimatology as the science about past climate	201
15.1. Paleoclimatology: history of origin and methods	201
15.2. The study of sedimentary rocks	204
15.3. Biogeographic methods (fossil flora and fauna)	208
15.4. Dendrochronology	213
15.5. Isotope research methods	216
15.6. Chemical methods	222
15.7. Paleomagnetic method	223
15.8. Complex and other methods	226

15.9. Some applications of paleoclimatic methods	227
15.10. Sources of paleoclimatic information	236
Lecture 16. Historical climate change to the Quaternary period	239
16.1. The origin of the Earth's atmosphere and its evolution	239
16.2. Ancient climate to the Phanerozoic	246
16.3. The climate of the Phanerozoic to the Quaternary period	254
16.4. Example of ancient Climate: Arctic paleoclimate	272
16.5. Features paleoclimates and their dynamics	274
Lecture 17. History of climate change in the Quaternary period	278
17.1. General characteristics of the period and the causes of climate dynamics ...	278
17.2. The last glacial period and the transition to the Holocene	288
17.3. Mathematical modeling of past climate	298
17.4. The climate of the Holocene	302
17.5. The cubatlantic stage of the climate	308
Lecture 18. Modern and future climate	321
18.1. Modern climate	321
18.2. Estimates of future climate	346
Приложение	369

Тема 3. Эмпирико-статистические модели климатических изменений

Лекция 10. Статистические модели климатических изменений

10.1. Методы идентификации климатических изменений во времени

Для того чтобы ответить на вопрос если ли климатические или какие-либо иные изменения по временному ряду, можно ограничиться построением самой простой модели: случайные колебания + нестационарность среднего значения:

$$Y(t) = \varepsilon_i + Y_{\text{ср}}(t), \quad (10.1)$$

где $Y(t)$ – изменение климатической характеристики Y во времени t ; ε_i – случайная составляющая; $Y_{\text{ср}}(t)$ – неслучайная составляющая или функция изменения среднего значения во времени.

Модель типа (10.1) является простой и предполагает, что колебания процессов межгодовых и десятилетних масштабов являются случайными, а сумма процессов столетнего масштаба (и других масштабов) и антропогенного воздействия проявляется в нестационарности среднего значения во времени [18].

На уровне рассмотрения простых моделей проявление изменений климата в многолетних временных рядах может быть двух основных видов: а) монотонные изменения в виде тренда или цикла; б) ступенчатые изменения, характеризующие переходы от одного стационарного состояния к другому. Эти два вида климатических изменений отражают разные физические механизмы, действующие в климатической системе Земли [12]. Трендовые и циклические изменения имеют место в слабо инерционной или равновесной системе, которая быстро откликается на внешние воздействия.

Механизм ступенчатых изменений, или триггерный механизм, характеризует неравновесную систему, которая может компенсировать внешние воздействия и сопротивляться им до тех пор, пока эти воздействия не превысят порогового значения, после чего система быстро переходит на новый, обычно также квазистационарный, уровень. Стационарный временной ряд может быть частным случаем существования как равновесной, так и неравновесной систем.

В первом случае это проявление случайных внешних воздействий, во втором – период стабильного состояния, пока величина внешнего воздействия не превысила критический порог. В данном случае нестационарность, проявляющаяся в виде тренда и в виде цикла, соответствует одной природе – равновесной. Фактически же можно считать, что тренд является частью цикла, так как бесконечных трендов в природе не существует, и для нее характерны циклические колебания, что, например, отражено и в теории пульсирующей Вселенной. Ступенчатые изменения также являются проявлением циклических колебаний, но при особой функции циклов – ступенчатой, связанной с другим типом внутренней системы – инерционной.

Кроме того, вид изменений зависит и от пространственного масштаба обобщения данных. Так, глобальная температура вполне может характеризоваться монотонным трендом, так как отображает составляющую теплового баланса всей планеты, так же как и глобальные осадки, зависящие от роста температуры и испарения. Климатические же изменения осадков для отдельной территории больше определяются сменой типов атмосферной циркуляции, что проявляется в виде ступенчатых переходов от одного стационарного состояния (типа циркуляции) к другому.

На рис. 10.1 показаны особенности климатического отклика (внутреннее состояние системы) на внешние воздействия в слабо инерционной системе (слева) и в инерционной системе (справа), а также даны примеры, иллюстрирующие эти воздействия. Слева внизу показан известный пример сопоставления колебаний приходящей радиации и глобальной приземной температуры, где видно хорошее совпадение экстремумов колебаний (см. М.И. Будыко. Климат в прошлом и будущем, 1980). Справа внизу приведен график колебания концентрации кислорода в течение фанерозоя, где на начальной кривой его роста выделены три точки произошедших качественных изменений: точка Юри (кислород начал накапливаться атмосфере, а не только тратиться на химические реакции); вторая точка, соответствующая возникновению аэробной жизни; и верхняя точка, с которой кислород начал тратиться на формирование озоносферы.

В случае модели (10.1) процесс моделирования временных рядов включает три основные стадии:

- расчет параметров моделей;
- оценку эффективности нестационарных моделей по отношению к стационарной;
- оценку статистической значимости нестационарных моделей по отношению к стационарной.

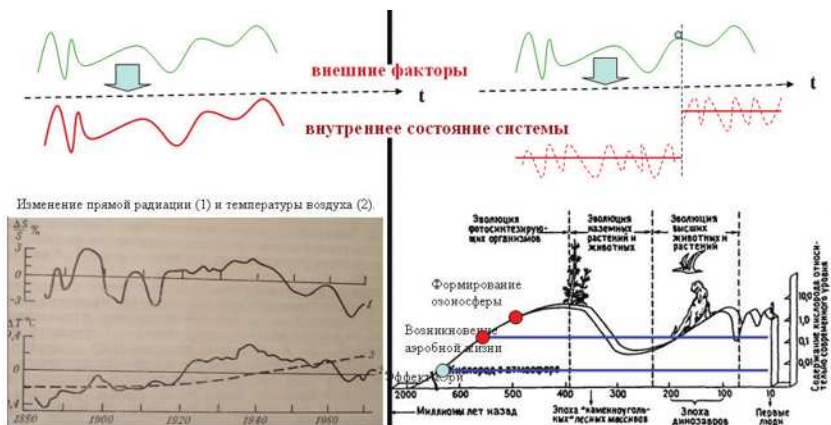


Рис. 10.1. Два типа возможных климатических систем (слева – слабоинерционная и справа – инерционная) и иллюстративные примеры, им соответствующие

Каждая из приведенных моделей аналитически представляется следующим образом. Базовая стационарная модель характеризуется неизменностью во времени основных параметров ряда (среднего значения и среднего квадратического отклонения), что выражается условиями:

$$Sr(t) = \text{const}; \sigma(t) = \text{const}, \quad (10.2)$$

где Sr и σ – среднее значение ряда и среднее квадратическое отклонение; t – время.

Практическая проверка условия (10.2) осуществляется на основе сравнения средних значений и дисперсий за две равные половины временного ряда по критериям Стьюдента и Фишера (см. Практикум по климатологии. Ч. 1, 2011). Пример временного ряда, соответствующего стационарной модели, приведен на рис. 10.2.

Наиболее распространенной при исследовании климатических изменений в настоящее время является модель линейного тренда, которая представляет собой однофакторное регрессионное уравнение климатической характеристики (Y) от времени (t):

$$Y(t) = b_1 t + b_0, \quad (10.3)$$

где b_1 , b_0 – коэффициенты уравнения регрессии, определяемые методом наименьших квадратов (МНК).

Статистическая значимость модели линейного тренда оценивается по статистической значимости коэффициента b_1 или коэффициента

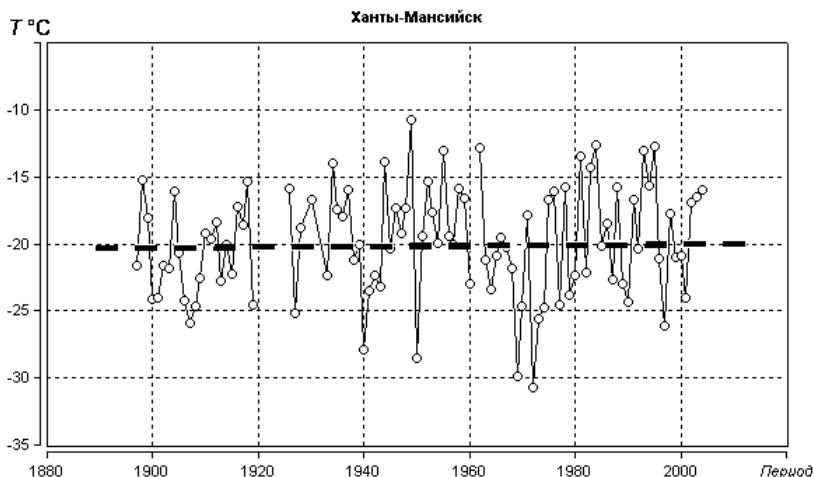


Рис. 10.2. График среднемесячных температур воздуха в январе на метеостанции Ханты-Мансийск

корреляции R зависимости (10.3), который рассчитывается по формуле [5]:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(t_i - t_{cp})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})^2 \sum_{i=1}^n (t_i - t_{cp})^2}}. \quad (10.4)$$

Статистическая значимость R определяется из условия $R \geq R^*$, где R^* – критическое значение коэффициента корреляции, определяемое по таблице при заданном числе степеней свободы (ν) и уровне значимости (α), где $\nu = n - 2$, n – объем ряда, $\alpha = 5\%$ [5, 10].

Пример модели линейного тренда, которая лучше всего соответствует данным примерно с 1970 г., для ряда концентрации углекислого газа в атмосфере показан на рис. 10.3.

В общем случае тренд не обязательно может быть прямолинейным, как (10.3), а представлен любой монотонной функцией от времени.

Следующей по распространенности из класса нестационарных моделей является модель гармонических колебаний [2, 4, 8], которая включает в частном случае одну гармонику и может быть представлена следующим уравнением регрессии:

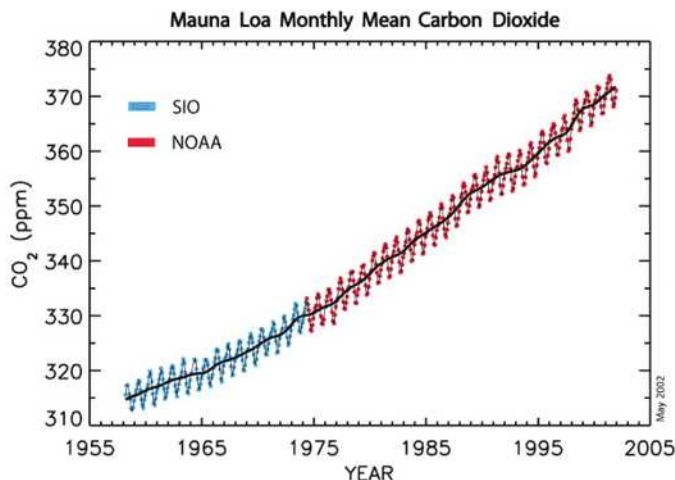


Рис. 10.3. Линейный тренд роста концентрации CO_2 в атмосфере

$$Y_i = B_1 \sin\left(\frac{t_i}{T_1}\right) + B_0, \quad (10.5)$$

где Y_i – рассматриваемая климатическая характеристика; t_i – годы, T_1 – период цикла колебаний; B_1, B_0 – коэффициенты, определяемые по МНК и связанные с амплитудой гармоник и ее фазой.

Статистическая значимость гармонической модели определяется статистической значимостью ее коэффициентов B_1 и B_0 , которые рассчитываются по формулам:

$$B_1 = \frac{\sum (Y_i - Y_{\text{cp}})(X_i - X_{\text{cp}})}{\sum (X_i - X_{\text{cp}})^2}; \quad (10.6)$$

$$B_0 = Y_{\text{cp}} - B_1 X_{\text{cp}}, \quad (10.7)$$

где $X_i = \sin(t_i/T_1)$ – функциональное преобразование.

Статистическая значимость коэффициента B_1 определяется из следующего неравенства [5]:

$$B_1/\sigma_{B1} \geq B_{\text{кр}}, \quad (10.8)$$

где σ_{B1} – стандартная случайная погрешность коэффициента B_1 , $B_{\text{кр}}$ – критическое значение отношения B_1/σ_{B1} , обычно задается 2.0,

что соответствует 95-процентному доверительному интервалу коэффициента B_1 [13]:

$$B_1 - 2\sigma_{B1} \leq B_1 \leq B_1 + 2\sigma_{B1}; \quad (10.9)$$

и

$$\sigma_{B1} = \sigma_Y \sqrt{\frac{1 - R^2}{\sigma_X \sqrt{n - 1}}}, \quad (10.10)$$

где Y_{cp} , X_{cp} , σ_Y , σ_X – средние значения и стандартные отклонения рядов Y_i и X_i ; R – коэффициент корреляции.

Неравенство (10.9) свидетельствует о том, что выборочные значения коэффициента B_1 находятся внутри доверительного интервала, и если этот коэффициент является статистически значимым, то доверительный интервал не должен включать нулевое значение.

Основная проблема при построении гармонической модели – это выбор и задание периода гармоники, что обычно осуществляется на основе анализа автокорреляционной функции:

$$r_\tau = f(\tau), \quad (10.11)$$

где r_τ – коэффициенты автокорреляции; τ – лаг, или сдвиг по времени в годах.

Общая формула для вычисления коэффициентов автокорреляции (r) имеет следующий вид:

$$r_{i,i-\tau} = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (Y_i - Y_{cpi})(Y_{i-\tau} - Y_{c\tau})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau} (Y_i - Y_{cpi})^2 \sum_{i=\tau}^n (Y_{i-\tau} - Y_{c\tau})^2}}. \quad (10.12)$$

Пример построенной автокорреляционной функции показан на рис. 10.4, из которой следует, что наибольшее значение коэффициента автокорреляции $r_\tau = 0,28$ имеет место при $\tau = 25$ лет, что соответствует периоду цикла гармоники $T_1 = 25$ лет.

Как правило, при моделировании временного ряда стараются учесть не одну гармонику, а сразу несколько, что соответствует композиционной модели вида:

$$Y_i = B_1 \sin\left(\frac{t_i}{T_1}\right) + B_2 \sin\left(\frac{t_i}{T_2}\right) + \dots + B_0, \quad (10.13)$$

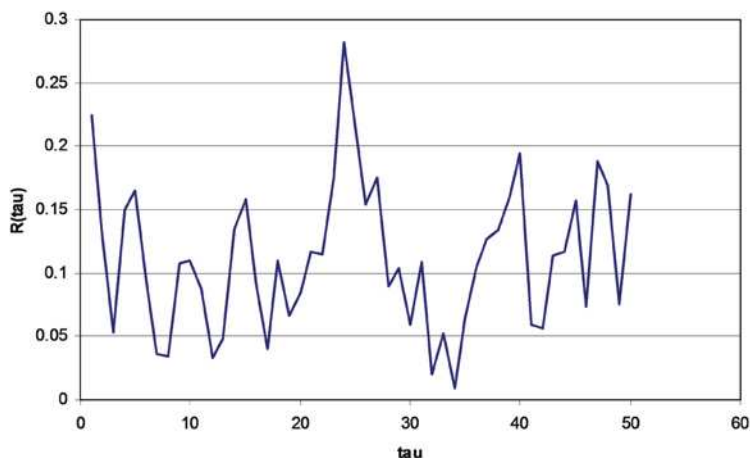


Рис. 10.4. Автокорреляционная функция многолетнего ряда среднемесячных температур воздуха января для Санкт-Петербурга

где Y_i – рассматриваемая климатическая характеристика; t_i – годы, $T_1, T_2, \dots$ – периоды циклов; $B_1, B_2, \dots, B_0$ – коэффициенты, определяемые по МНК и связанные с амплитудой гармоник и их фазой.

При задании периодов каждой гармонике также может быть применена автокорреляционная функция с выбором следующих по значимости и величине коэффициентов автокорреляции, например, при $\tau = 40$ на рис. 10.4, что соответствует гармонике с периодом 40 лет и т. д. Вместе с тем необходимо оценивать и статистическую значимость этих коэффициентов автокорреляции и коэффициентов B_i в уравнении (10.13).

Еще одним классом модели временного ряда, которая пока еще широко не распространена в климатологии, является *модель ступенчатых изменений*. Эта модель аналогична двум (или нескольким) стационарным моделям для двух (или нескольких) частей временного ряда, что характеризуется неизменностью во времени среднего значения и среднего квадратического отклонения для каждой части ряда:

$$\begin{aligned} Sr_1(t_1) &= \text{const } 1, \quad \sigma_1(t_1) = \text{const } 1; \\ Sr_2(t_2) &= \text{const } 2, \quad \sigma_2(t_2) = \text{const } 2, \end{aligned} \quad (10.14)$$

где Sr_1, σ_1 – среднее значение и среднее квадратическое отклонения первой части ряда при изменении t_1 от 1 до t_n ; Sr_2, σ_2 – среднее

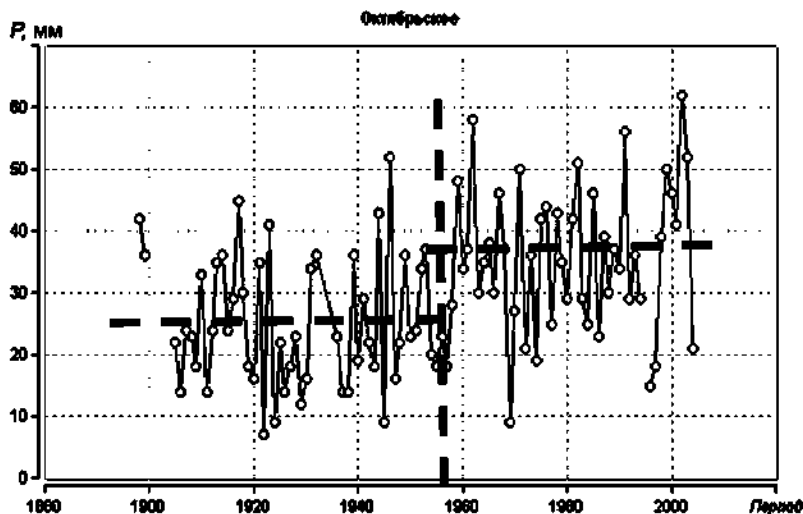


Рис. 10.5. Многолетний ряд сумм осадков января на метеостанции Октябрьская

значение и среднее квадратическое отклонение второй части ряда при изменении t_2 от $t_n + 1$ до n ; n – объем ряда.

Момент ступенчатых изменений (t_n) определяется визуально или на основе дополнительной информации о факторе и дате нарушения стационарности (например, изменение индекса атмосферной циркуляции, даты смены регистрирующих приборов), а также может быть определен итерациями при достижении минимального значения сумм квадратов отклонений двух частей временного ряда:

$$\sigma_1^2(n_1 - 1) + \sigma_2^2(n_2 - 1) = \min, \quad (10.15)$$

где n_1, n_2 – объемы каждой из двух частей временного ряда.

При этом следует задать минимальный объем первой части ряда, например $n_1 = 10$, для которого $n_2 = n - n_1$, и затем последовательно увеличивать n_1 до $m = n - 10$, при котором $n_2 = 10$, то есть $n_1 = 11, 12, \dots, m$. Иначе эту процедуру можно назвать *методом расширяющегося окна*.

Пример модели ступенчатых изменений показан на рис. 10.5 для ряда сумм осадков за январь на метеостанции Октябрьская (Западная Сибирь), для которого ступенчатые изменения обусловлены сменой регистрирующих приборов.

Следующим шагом процесса моделирования временных рядов является оценка эффективности нестационарных моделей по отношению к стационарной модели. Наиболее распространенной в регрессионном анализе мерой оценки эффективности любой модели является ее остаточная дисперсия, то есть та доля исходной вариации, которую не удалось объяснить с помощью модели, и чем она меньше по величине и больше отличается от исходной вариации, тем модель лучше [5]. Классическая формула для расчета стандартного отклонения остатков (σ_ε) имеет следующий вид:

$$\sigma_\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\varepsilon_i - \varepsilon_{\text{ср}})^2}{(n-1)}}, \quad (10.16)$$

где ε_i – остатки, вычисляемые как разность между фактическими (Y_i) и полученными по модели (Y_i^*) значениями: $\varepsilon_i = Y_i - Y_i^*$; $\varepsilon_{\text{ср}}$ – среднее значение остатков, которое при их несмещенности (что получается при расчете по МНК) равно нулю: $\varepsilon_{\text{ср}} = 0$; n – объем выборки.

Обычно среднее квадратическое отклонение или дисперсия, остатков сравниваются с аналогичными характеристиками выборки и по этому соотношению определяется, какая доля исходного рассеяния не объяснена моделью. Наиболее наглядно это выражено в следующем известном соотношении [3, 5, 14, 15]:

$$\frac{\sigma_\varepsilon^2}{\sigma_Y^2} = 1 - R^2, \quad (10.17)$$

где σ_ε^2 , σ_Y^2 – дисперсия остатков и дисперсия выборки (временного ряда) соответственно; R – коэффициент корреляции или R^2 – коэффициент детерминации для построенной модели.

В соотношении (10.17) по полученному коэффициенту корреляции можно сделать вывод о той части исходного рассеяния, которая не объяснена моделью, то есть о погрешности модели. Так, если $R = 0,8$, то правая часть (10.17) будет равна 0,36, то есть модель не объяснила 36 % исходной вариации, при $R = 0,9$, $\frac{\sigma_\varepsilon^2}{\sigma_Y^2} = 19\%$ и т. д.

Для временного ряда базовой, или исходной, моделью является модель стационарной выборки, то есть случайных отклонений относительно среднего значения. Тогда стандарт остатков этой модели равен стандартному отклонению временного ряда, то есть σ_Y .

Поэтому, когда закономерности во временном ряду полностью отсутствуют, он представим в виде постоянного среднего, а необъясненная часть исходного рассеяния равна исходной вариации σ_y .

Для модели линейного тренда и для гармонической модели стандартное отклонение остатков вычисляется по формуле:

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_y \sqrt{1 - R^2}, \quad (10.18)$$

где σ_y – стандартное отклонение исходного ряда (модель стационарного среднего); σ_ε – стандартное отклонение остатков относительно модели линейного тренда или гармонической модели; R – коэффициент корреляции уравнения линейного тренда (10.3) или гармонической модели (10.5).

Для модели ступенчатых изменений стандарт остатков вычисляется по информации за два интервала времени по формуле:

$$\sigma_{\text{ступ}} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2}{(n_1 + n_2 - 1)}} \quad (10.19)$$

или для трех отрезков временного ряда по формуле:

$$\sigma_{\text{ступ}} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2 + \sigma_3^2 n_3}{(n_1 + n_2 + n_3 - 1)}}, \quad (10.20)$$

где $\sigma_{\text{ступ}}$ – стандартное отклонение остатков относительно модели ступенчатых изменений; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – стандартные отклонения отрезков временного ряда, на которые разбивается ряд наблюдений по дате ступенчатых изменений; n_1, n_2, n_3 – объемы стационарных частей ряда наблюдений в годах.

Для количественной оценки отличий модели тренда, модели ступенчатых изменений и гармонической модели от модели стационарного среднего рассчитываются относительные погрешности или отклонения от стационарной модели по формулам:

$$\Delta_{\text{тр}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_\varepsilon}{\sigma_y} \right) 100\%, \quad (10.21)$$

$$\Delta_{\text{гар}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_{\text{гар}}}{\sigma_y} \right) 100\%, \quad (10.22)$$

$$\Delta_{\text{ступ}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_{\text{ступ}}}{\sigma_y} \right) 100\%, \quad (10.23)$$

где $\Delta_{\text{тр}}$, $\Delta_{\text{гар}}$, $\Delta_{\text{ступ}}$ – относительные погрешности или отклонения (в %) модели тренда, гармонической модели и модели ступенчатых изменений от модели стационарной выборки; $\sigma_{\text{егар}}$ – стандартное отклонение остатков относительно гармонической модели.

В первом приближении можно принять, что любая модель будет эффективнее модели стационарной выборки, если $\Delta \geq 10\%$, то есть отличие между моделями гарантированной превышает погрешность процесса или погрешность рассматриваемой характеристики.

Следующим шагом процедуры построения моделей является оценка статистической значимости нестационарных моделей по отношению к стационарной. Полученные относительные отклонения моделей $\Delta\%$ от стационарной могут и превышать 10% , однако установить, насколько это отличие является не только достаточным, но и статистически значимым, можно только на основе статистического критерия. Для этой цели достаточно эффективным является известный критерий Фишера для оценки однородности дисперсий. Так, если дисперсии неоднородны, то данная нестационарная модель статистически значимо отличается от модели стационарной выборки [7, 10]. Статистики критерия Фишера для каждой из трех конкурирующих моделей по отношению к модели стационарной выборки вычисляются по формулам:

$$F_{\text{тр}} = \frac{\sigma_Y^2}{\sigma_{\varepsilon}^2}; \quad (10.24)$$

$$F_{\text{гар}} = \frac{\sigma_Y^2}{\sigma_{\text{егар}}^2}; \quad (10.25)$$

$$F_{\text{ступ}} = \frac{\sigma_Y^2}{\sigma_{\text{ступ}}^2}. \quad (10.26)$$

В числителе всегда будет дисперсия исходного ряда наблюдений, так как она является наибольшей или, по крайней мере, равна остаточной дисперсии конкурирующей модели. В случае если расчетное значение статистики Фишера оказывается больше критического, то дисперсии двух моделей имеют статистически значимое различие, и соответствующая модель (тренда, гармоническая или ступенчатых изменений) статистически эффективнее, чем модель стационарной выборки.

На основе критических значений статистик Фишера можно определить и критическое значение $\Delta_{\text{кр}}\%$, которое получается при подстановке, например, (10.24) в (10.21):

$$\Delta_{\text{кр}} = \left(1 - \frac{1}{\sqrt{F^*}} \right) \cdot 100\%, \quad (10.27)$$

где F^* – критическое значение статистики критерия Фишера при уровне значимости α и степенях свободы ν_1 и ν_2 , где $\nu_1 = n_1 - 1$ и $\nu_2 = n_2 - 1$, а n_1, n_2 – объемы выборок.

Принимая, что $\alpha = 5\%$, а временной ряд один и тот же, то есть $n_1 = n_2 = n$ и для средней продолжительности ряда, равной $n = 61$ год, из таблиц критических значений [7] получим $F^* = 1,53$ и из (10.27) $\Delta_{\text{кр}} = 19,4\%$. Если же продолжительность ряда равна $n = 31$ год, то $F^* = 1,84$ и $\Delta_{\text{кр}} = 26,5\%$, если $n = 120$, то $F^* = 1,35$ и $\Delta_{\text{кр}} = 13,8\%$ и т.д. Можно также найти, что $\Delta_{\text{кр}} = 10\%$ соответствует $F^* = 1,235$ и n примерно равно 500.

Для идентификации климатических изменений во временных рядах часто применяют и стандартную оценку стационарности средних значений и дисперсий за две последовательные части ряда соответственно по критериям Стьюдента и Фишера. Такая оценка по критерию Стьюдента конечно похожа на оценку эффективности модели ступенчатых изменений, но есть и принципиальное отличие, которое связано со способом нахождения момента ступенчатых изменений или разбиения временного ряда на две части. Если этот год перехода от одного стационарного режима к другому определять по итерационной зависимости (10.15) как и для модели ступенчатых изменений, то применение критерия Стьюдента будет неправомерно. Это связано с тем, что критические значения статистики любого критерия определены при заданной ошибке 1-го рода (уровне значимости α), то есть принятом проценте ошибки в отвержении правильной нулевой гипотезы. И если мы задаем уровень значимости $\alpha = 5\%$, то это означает, что в пяти случаях из ста мы рискуем допустить ошибку первого рода, то есть отвергнуть правильную гипотезу. Поэтому даже для стационарных и случайных выборок в 5% случаев гарантируется наличие нестационарности, это связано и с наличием альтернативной гипотезы, и с мощностью критерия (рис. 10.6).

При неизвестной дате нарушения стационарности во временном ряду разбиение выборки на части осуществляется случайным образом, то есть обычно пополам. Если же по итерационной зависимости (10.15) найти разбиение, самое неблагоприятное для условий стационарности, то можно попасть в область ошибки 1-го рода. Выборку на две неравные части можно разбить, например, 100 разными способами и при $\alpha = 5\%$ гарантировано, что в 5 случаях будет отклонена гипотеза стационарности. Если $\alpha = 1\%$, то таких случаев

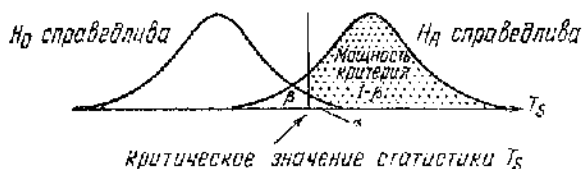


Рис. 10.6. Мощность статистического критерия $1-\beta$ и уровень значимости α

будет 1 из 100 и т. д. Если же дата нарушения стационарности известна, то следует найти и причину, чтобы обосновать вывод о нестационарности. Так, если известно, что смена приборов, регистрирующих осадки, происходила в 1950-х годах, то именно в этот период и следует ожидать ступенчатый рост средних значений в рядах наблюдений твердых осадков за счет устранения потерь на ветровое выдувание. При этом если гипотеза стационарности отклоняется, то смена приборов оказала влияние на изменение среднего, а если гипотеза стационарности не отклоняется, то изменение среднего статистически незначимо, но его все равно необходимо оценить и учесть в виде поправки.

10.2. Статистическая модель внутригодовых изменений

Особенность рядов климатических (климатологических) характеристик заключается в том, что за каждый год они представлены одним значением, то есть для их получения, как правило, необходимо осуществить обобщение информации внутри года [6]. Иногда такое обобщение не требуется и рассматривают выборочные в каждый год величины, например, климатические ряды формируются из максимальных в году срочных температур воздуха или наибольшей в году суммы суточных осадков. Срочная величина может быть привязана и к дате, например, срочная температура воздуха на 10 часов утра 9 мая каждого года, для оценки климатических условий проведения парада Победы.

Самым простым способом обобщения внутри года является получение среднегодового значения, например, среднегодовой температуры воздуха, или суммы значений, например, суммы годовых осадков. Также можно сформировать климатические ряды и из данных месячных обобщений, например, среднемесячную температуру января. Вместе с тем, большой интерес представляют изменения

внутри года и представление их для последующих климатических исследований в виде параметров функции годового хода.

Известно, что колебания метеорологических характеристик внутри года представляют собой сложный композиционный процесс, так как включают в себя много составляющих разных временных масштабов [11]: мелкомасштабные, мезомасштабные, синоптические, продолжительностью от недель до месяцев, сезонные. Очевидно, что количество процессов будет зависеть от периода дискретности или осреднения данных, рассматриваемых внутри года. При дискретности равной сутки будут проявляться процессы, начиная с синоптического масштаба, при дискретности равной месяц – только макросиноптические и внутригодовые изменения, как показано на рис. 10.7.

Таким образом, при моделировании внутригодовых изменений стоят три задачи:

- а) разделение сложного процесса на составляющие;
- б) получение информативных параметров функции внутригодовых изменений, которые должны и быть параметрами модели;
- в) получение информативных показателей для составляющих, имеющих масштаб меньше годового.

Для температуры воздуха вид внутригодовой функции можно определить, например, аналитически, по формулам приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации, а коэффициенты этой гармонической функции найти из данных наблюдений по МНК. Однако, из-за трансформации при прохождении сквозь атмосферу и влияния местных условий вид функции искажается и может быть разным для разных метеостанций. Поэтому существует другой подход – определение климатической функции внутригодовых колебаний или сезонной функции путем осреднения данных

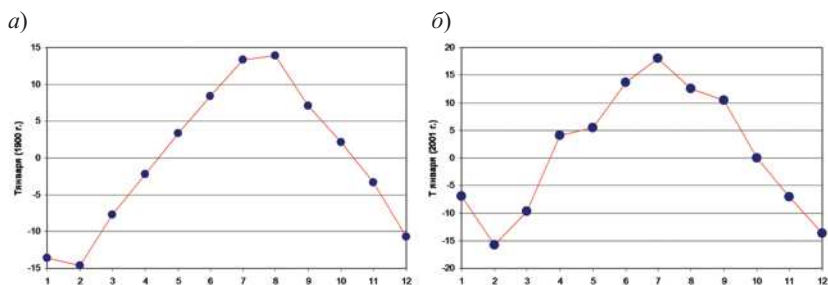
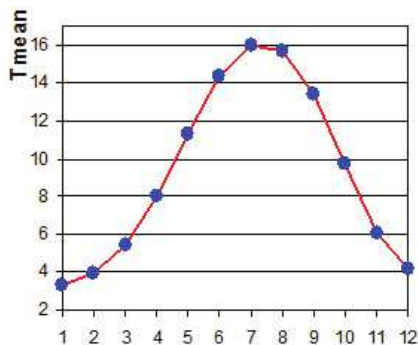


Рис. 10.7. Примеры внутригодовых изменений среднемесячных температур воздуха на метеостанции Архангельск за 1900 г. (а) и 2001 г. (б)

каждого дня или месяца за многолетний период. Если рассматриваются данные месячной дискретности, то за многолетний период последовательно осредняются температуры января, затем февраля и т. д. Пример такой вычисленной климатической внутригодовой функции для ряда среднемесячных температур воздуха в Центральной Англии за период с 1650 по 2000 г. показан на рис. 10.8, а.

а)



б)

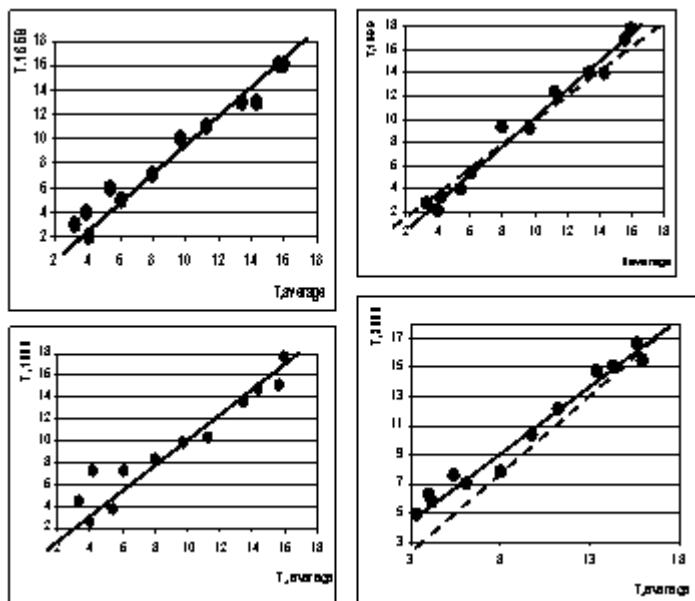


Рис. 10.8. Климатическая функция годового хода (а) и связи климатической функции с данными среднемесячных температур отдельных лет 1659, 1800, 1900, 2000 гг. (б) для ряда наблюдений Центральной Англии с 1659 по 2000 г.

При достаточно продолжительном периоде осреднения, например в 50–100 лет, будет осуществлена фильтрация всех остальных процессов помимо процесса годового масштаба. Тогда разности между средней многолетней функцией и данными каждого года будут представлять собой все остальные процессы за исключением внутригодового хода.

Подобный подход представления процесса в виде его отклонений от средних многолетних значений широко распространен в гидрометеорологии в виде исследований аномалий температур воздуха, осадков и других характеристик. Вместе с тем, нахождение аномалий или отклонений от среднего является частным случаем разделения внутригодовых колебаний на две составляющие: *инсоляционную*, связанную с приходящей радиацией, или климатом, и *адвективную*, зависящую от адвекции воздушных масс, когда принимается, что в сезонной функции постоянен не только период, но и другие ее характеристики, например амплитуда. В реальности они тоже могут изменяться, что обусловлено изменением инсоляции, а не адвекции. Поэтому если принять, что вид функции годового хода одинаков для рассматриваемой метеостанции в каждый год, а отличаются только параметры этой функции, то должна иметь место прямолинейная зависимость между климатической (многолетней) функцией годового хода и функцией годового хода в каждый год:

$$Y_{ij} = B_{1j} * Y_{cpi} + B_{0j} \pm \varepsilon_{ij}, \quad (10.28)$$

где Y_{ij} – матрица среднемесячных наблюдений, где i – номер месяца (или дня) внутри года, j – номер года; Y_{cpi} – средняя многолетняя функция годового хода; B_{1j} , B_{0j} – коэффициенты в каждый j -й год; ε_{ij} – отклонения от линии регрессии или остатки.

Коэффициент B_{1j} связан с амплитудой годового хода и в каждый j -й год характеризует отклонение от своего среднего многолетнего значения. Коэффициент B_{0j} связан с положением точки минимума функции и характеризует ежегодные отклонения уровня или среднего значения внутригодовой функции от многолетнего значения. Остатки ε_{ij} от регрессионной зависимости связаны с процессами других масштабов меньше годового, и если рассматриваются среднемесячные значения, то остатки характеризуют макросиноптический процесс. В случае если остатки ε_{ij} обобщить в виде одного параметра, например, их среднего квадратического отклонения $S_{\varepsilon j}$ за каждый год, то этот параметр может характеризовать такое их обобщенное свойство, как интенсивность макросиноптических процессов внутри года. Поэтому чем больше S_{ε} , тем больше отклонения от

внутригодовой функции и тем больше интенсивность макросиноптических процессов или адвекции в данный год. Отклонения ε_{ij} могут иметь сезонные изменения и характеризовать новый комплекс процессов разных временных масштабов. В связи с этим представление всей синоптической изменчивости одним параметром S_ε является условным и его следует рассматривать как интегральный показатель всех отклонений относительно сезонной функции.

Доказательство единой функции годового хода для всех лет в рассматриваемом пункте показано на выборочных графиках рис. 10.8, б, на которых наилучшая аппроксимация имеет место только при прямолинейной зависимости. В качестве примера на одном из графиков пунктирной линией проведена биссектриса угла, которая соответствует условию: $B_{1j} = 1$, когда амплитуда конкретного года совпадает с многолетней. Также и при $B_{0j} = 0$ уровень или положение функции конкретного годового хода совпадает со средним многолетним значением. Если же $S_{\varepsilon j} = 0$, то это означает, что в данный год адвекции совсем не было.

Таким образом, зависимость (10.28) дает возможность не только определить информативные параметры функции годового хода и адвекции, но и разделить процессы двух разных масштабов:

$$Y_{ij} = Y_{1ij} + Y_{2ij}; \quad (10.29)$$

$$Y_{2ij} = \varepsilon_{ij}; \quad (10.30)$$

$$Y_{1ij} = B_{1j}Y_{\text{ср}i} + B_{0j}, \quad (10.31)$$

где: Y_{1ij} – годовой ход или сезонные изменения, связанные с приходящей радиацией; Y_{2ij} – процессы, меньшие сезонных изменений, обусловленные адвекцией или макросиноптическими процессами при месячной дискретности.

В качестве доказательства интерпретации коэффициентов B_1 и B_0 на рис. 10.9 показаны их достаточно тесные регрессионные зависимости с амплитудами годового хода и со средними годовыми температурами соответственно для одного из самых продолжительных рядов инструментальных наблюдений – ряда среднемесячных температур воздуха в Центральной Англии с 1659 по 2000 г.

В результате расчета по уравнению (10.28) за каждый год определяются два коэффициента функции годового хода B_1 и B_0 и один параметр S_ε , связанный с интенсивностью макросиноптических процессов. На рис. 10.10 приведены временные графики рассчитанных B_1 , B_0 и S_ε для среднемесячных температур Центральной

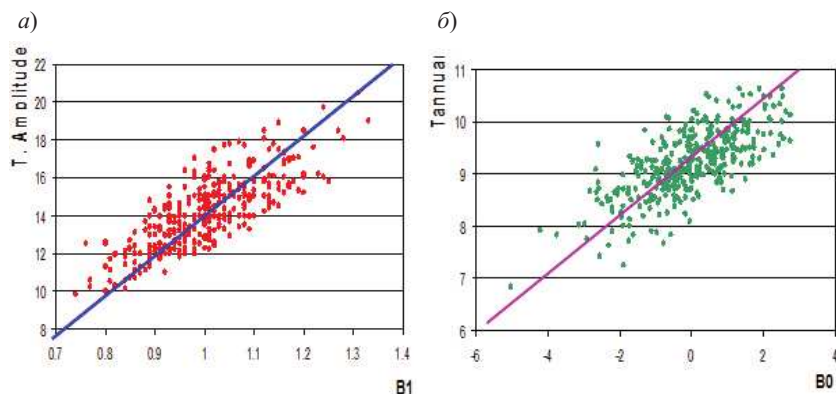


Рис. 10.9 . Зависимости между коэффициентами B_{1j} и амплитудами внутригодовых колебаний (а), между коэффициентами B_{0j} и среднегодовыми температурами (б) для ряда наблюдений Центральной Англии

Англии с 1659 г. Из рассмотрения графиков следует, что коэффициент B_1 несколько уменьшился с начала XIX в. и с середины XX в. также имеет тенденцию к понижению. Поэтому амплитуда годового хода становится меньше за счет видимого роста зимних температур. На втором графике наблюдается рост коэффициента B_0 , что связано с ростом среднегодовой температуры. Параметр S_ε , как следует из третьего графика, ступенчато увеличился с начала XIX в. и затем остается практически стационарным с некоторыми циклическими вариациями. В связи с тем, что графики динамики B_1 и B_0 демонстрируют противоположенные изменения, между этими коэффициентами была установлена надежная обратная взаимосвязь, выраженная уравнением:

$$B_1 = -10,862B_0 + 1,00028 \quad (10.32)$$

с коэффициент корреляции $R = 0,89$.

Полученная эффективная эмпирическая зависимость имеет и полезную физическую интерпретацию, состоящую в том, что, чем выше среднегодовая температура, тем меньше разность между летней и зимней температурой, а чем ниже температура года, тем больше эта разность, то есть больше амплитуда. Дополнительные исследования показали, что эти изменения определяются в основном зимней температурой, так как при современном потеплении зимняя температура повышается, из-за этого растет годовая температура и уменьшается амплитуда годового хода, в связи с тем, что климат

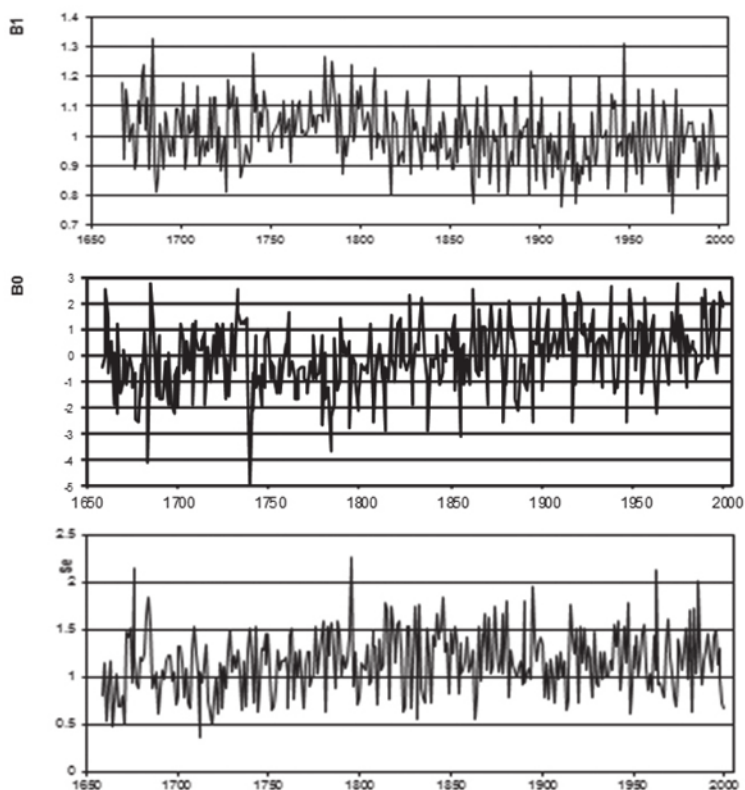


Рис. 10.10. Многолетние ряды коэффициентов функции внутригодовых колебаний (B_1 и B_0) и параметра интенсивности макросиноптических процессов (S_e) для Центральной Англии

становится более ровным внутри года. Вместе с тем, коэффициент корреляции между B_1 и S_e равен всего $R = 0,35$, то есть связь синоптических и климатических процессов практически отсутствует.

Таким образом, рассмотренная статистическая модель позволяет разделить сложный процесс на две части (одна часть характеризует композицию процессов масштабов меньше годового, а вторая – процесс годового масштаба) и рассчитать информативные параметры каждого из процессов за каждый год.

10.3. Статистические пространственные модели

Пространственное обобщение и моделирование является третьей заключительной стадией построения общей статистической модели климатических изменений. Как уже рассматривалось в предыдущей лекции, прежде чем осуществлять пространственное моделирование необходимо выделить однородный район, который устанавливается с помощью пространственной корреляционной функции (ПКФ). Пример ПКФ для температур января, построенной по 15 метеостанциям на территории севера Западной Сибири, показан на рис. 10.11.

Кружками большего радиуса на графике показаны средние коэффициенты корреляции для каждой градации расстояний D_{ij} через 200 км, а яркая линия, параллельная оси D_{ij} , соответствует предельному коэффициенту корреляции $R = 0,7$, ниже которого связанность считается уже неэффективной. Как следует из графика, значению $R = 0,7$ соответствует расстояние $D = 600$ км, после которого коэффициенты парной корреляции становятся ниже, поэтому однородный район может быть задан в виде круга с радиусом 300 км.

Результаты оценки эффективности ПКФ даны в табл. 10.1, в которой: R_{cp} – среднее значение коэффициента парной корреляции в рассматриваемой градации; σ_R – среднее квадратическое отклонение,

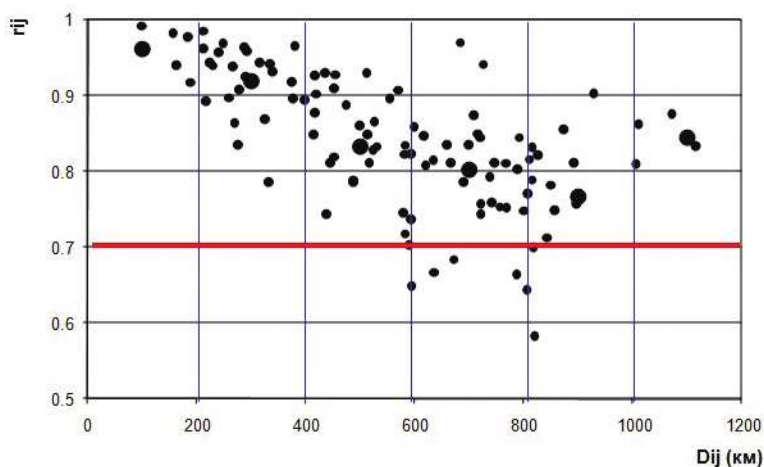


Рис. 10.11. Пространственная корреляционная функция для температур января на 15 метеостанциях севера Западной Сибири

характеризующее фактический разброс парных коэффициентов корреляции в градации относительно $R_{\text{ср}}$; $D_{\text{ср}}$ – середина градации в км; $\sigma_{R_{\text{теор}}}$ – среднее квадратическое отклонение, характеризующее теоретический случайный разброс относительно $R_{\text{ср}}$; k – количество парных коэффициентов корреляции в градации; F – расчетное значение статистики критерия Фишера, равное $F = \sigma_R^2 / \sigma_{R_{\text{теор}}}^2$, при условии, что $\sigma_R^2 > \sigma_{R_{\text{теор}}}^2$; $R_{95\% \text{ верх}}$, $R_{95\% \text{ нижн}}$ – верхнее и нижнее значения 95 %-ного доверительного интервала теоретического значения погрешности среднего коэффициента парной корреляции в градации: $R_{95\% \text{ верх}} = R_{\text{ср}} + 2\sigma_{R_{\text{теор}}}$, $R_{95\% \text{ нижн}} = R_{\text{ср}} - 2\sigma_{R_{\text{теор}}}$.

Таблица 10.1

Результаты оценки эффективности ПКФ для температур января на метеостанциях севера Западной Сибири

№ градации	$R_{\text{ср}}$	σ_R	$D_{\text{ср}}$	$\sigma_{R_{\text{теор}}}$	k	F	$R_{95\% \text{ верх}}$	$R_{95\% \text{ нижн}}$
1	0,962	0,032	100	0,011	5	7,8	0,985	0,939
2	0,92	0,047	300	0,022	24	4,7	0,964	0,876
3	0,833	0,073	500	0,042	31	3,06	0,916	0,75
4	0,802	0,073	700	0,048	25	2,27	0,899	0,705
5	0,767	0,08	900	0,055	16	2,09	0,878	0,656
6	0,845	0,029	1100	0,038	4	1,69	0,921	0,769

Как следует из рис. 10.11 и табл. 10.1, ПКФ не является однородной практически для всех градаций за исключением последней, в которой, однако, малое число точек и низкая надежность оценки. Доказательством неоднородности ПКФ являются большие расчетные значения статистики критерия Фишера (F), которые больше критического примерно равного 2, а также достаточно большое число парных коэффициентов корреляции за нижней границей 95 %-ного доверительного интервала – $R_{95\% \text{ нижн}}$. Неоднородную ПКФ следует разделить на части, чтобы привести к статистической однородности, но при этом существенно уменьшится число метеостанций в районе. Поэтому на практике следует искать оптимальное решение, связанное с заданием предельного минимального R , ниже которого связанность не должна быть в рассматриваемом районе.

Понятие однородного района связано со свойством дискретности гидрометеорологических процессов, которое наглядно выражено в климатических классификациях [1, 17]. Именно на этом свойстве основано выделение климатических зон, поясов, внутри которых климатические характеристики примерно одинаковы, например, экваториальный пояс, тропический, умеренный, полярный

пояса. С другой стороны, природным процессам присуще свойство непрерывности. Наиболее наглядным примером этому служат карты изотерм среднегодовых или сезонных температур, полученные при осреднении температуры за многолетний период. Поэтому фактически наблюдается дуализм пространственных распределений гидрометеорологических характеристик, представимых в виде непрерывных пространственных полей и дискретных однородных районов. Разрешение этого противоречия связано с анализом возможных разновидностей пространственных моделей, которые зависят от пространственных закономерностей климатических характеристик. При анализе пространственного поля любой климатической характеристики ($Y_1, Y_2, \dots, Y_m$, где m – число точек поля) возможны следующие основные ситуации.

А) Пространственное изменение характеристики соизмеримо с погрешностью ее определения, что дает основание для осреднения:

$$Y_{cp} = f_1(Y_1, Y_2, \dots, Y_m), \quad (10.33)$$

где f_1 – функция обычного или весового осреднения, а условие соизмеримости погрешности и пространственной изменчивости характеристики можно выразить в виде критерия Фишера:

$$F_p = \sigma_{пр}^2 / \sigma_{пог}^2 \leq F_{кр. \alpha}, \quad (10.34)$$

где F_p – расчетное значение статистики критерия Фишера; $F_{кр. \alpha}$ – критическое значение статистики Фишера при уровне значимости α ; $\sigma_{пр}^2$ – дисперсия пространственной изменчивости рассматриваемой характеристики; $\sigma_{пог}^2$ – дисперсия погрешности определения климатической характеристики.

При уровне значимости $\alpha = 5\%$ и при средних для климатологии объемах рядов, коэффициентах асимметрии и автокорреляции $F_{кр}$ близко к 2. Это обстоятельство свидетельствует о том, что осреднение может быть реализовано, если пространственная изменчивость отличается от погрешности климатической характеристики не более, чем в 2 раза. Так, если предельную погрешность измерения температуры принять за $0,5^\circ\text{C}$, а температура по региону изменяется не более, чем на 1°C , то ее можно представить в виде регионального среднего значения.

Б) В случае когда пространственная изменчивость климатических характеристик превышает их погрешности и существуют закономерности изменений характеристик по территории, пространственной моделью является зависимость от координат местности, или зональная модель:

$$Y_i = f_2(\varphi_i, \lambda_i), \quad (10.35)$$

где φ_i, λ_i – соответственно, широта и долгота точки пространства, к которой относится рассматриваемая климатическая характеристика.

В) Третья ситуация связана с тем, что пространственная изменчивость климатических характеристик превышает их погрешности, однако закономерности колебаний по территории отсутствуют. В этом случае необходим поиск зависимостей от региональных факторов, например, высоты местности, наличия озер, лесов и других аazonальных факторов, от которых зависят климатические характеристики:

$$Y_i = f_3(X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, \dots), \quad (10.36)$$

где $X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, \dots$ – региональные или аazonальные факторы.

Именно модели (10.35) и (10.36) характеризуют два разные пространственные свойства непрерывности и дискретности. В общем случае в природе каждая из этих ситуаций в отдельности практически не реализуется или проявляется лишь в частных случаях. Так, зональные закономерности характерны для норм среднегодовых температур воздуха, то есть при большом интервале обобщения во времени. Зависимости же от аazonальных факторов имеют место для срочных метеорологических величин, когда температура днем у водоема будет ниже на 1...2 °С, чем при отдалении от него, так же как и в лесу по сравнению с полем и т.д. Поэтому наиболее реалистичной является модель, включающая как зональные (норма осадков, температуры и т.д.), так и аazonальные (высота, лесистость, заболоченность и т.д.) факторы, определяемые свойствами только данной территории. Такое общее уравнение, объединяющее непрерывность и дискретность, имеет вид:

$$Y_i = f_1(\varphi_i, \lambda_i) + f_2(X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, \dots) \pm E_i, \quad (10.37)$$

где Y_i – рассматриваемая климатическая характеристика; $f_1(\varphi_i, \lambda_i)$ – составляющая географической зональности, представляющая собой зависимость от координат; $f_2(X_{1i}, X_{2i}, X_{3i}, \dots)$ – региональная (аazonальная) составляющая, представляющая собой зависимость от основных факторов в данном однородном районе; E_i – неучтенные и индивидуальные факторы, представленные в виде остатков регрессионной зависимости (10.37).

Соотношение между этими двумя составляющими и определяет эффективность применения методов интерполяции или регионализации. Так, для средней многолетней температуры воздуха и для достаточно большой территории вклад зональной составляющей

будет определяющим, и применение методов пространственной интерполяции вполне правомерно. Если же в качестве характеристики рассматривать суточные осадки повторяемостью 1 раз в 100 лет или осадки 1-процентной обеспеченности для небольшой территории, то вклад зональной составляющей будет небольшим, и для расчетов необходимо использовать только региональные зависимости.

В общем случае наличие зональной составляющей можно определить на основе статистической значимости уравнения (10.35), в которое в горных районах необходимо также включить еще и высоту метеостанции (H_i):

$$Y_i = b_1 \varphi_i \cdot H_i + b_2 \lambda_i \cdot H_i + b_0, \quad (10.38)$$

где b_1, b_2, b_0 – коэффициенты уравнения.

Если хотя бы один из коэффициентов уравнений (10.35) или (10.38) является статистически значимым, то географическую составляющую необходимо учитывать.

Г) Последняя, четвертая, ситуация связана с тем, что пространственная изменчивость климатических характеристик также превышает их погрешности, однако закономерности от координат и азональных факторов или отсутствуют, или не были найдены. В этом случае пространственную модель случайного поля можно представить как региональное среднее значение (Y_{cp}) плюс случайное стандартное отклонение от него ($\sigma_{пр}$):

$$Y_i = Y_{cp} \pm \sigma_{пр}. \quad (10.39)$$

С другой стороны, даже случайное поле каждого года можно представить в отклонениях от среднего многолетнего или климатического поля, или в виде линейной зависимости между полем рассматриваемого года и климатическим полем, которая по аналогии с моделью внутригодовых колебаний (10.28) является статистической пространственной моделью и имеет вид:

$$Y_{ij} = A_{1j} Y_{cpi} + A_{0j} \pm E_{ij}, \quad (10.40)$$

где Y_{ij} – значение климатической характеристики на i -й метеостанции в j -й год; Y_{cpi} – среднее многолетнее значение климатической характеристики на i -й станции; A_{1j}, A_{0j} – коэффициенты уравнения, определяемые по МНК; E_{ij} – случайные отклонения.

Коэффициент A_{1j} в (10.40) характеризует градиент поля, то есть разность между максимальным и минимальным значениями климатической характеристики на пространстве в каждый j -й год. Коэффициент A_{0j} связан с минимальным значением поля или с уровнем

(положением), и его можно интерпретировать как среднее региональное значение. Остатки E_{ij} являются отклонениями от уравнения связи двух полей (j -го года и климатического) и характеризуют внутреннюю неоднородность поля j -го года. Так же как и зависимость (10.28), уравнение (10.40) позволяет разделить все пространственные изменения на две основные части: первую, которая отражает главные показатели пространственных изменений ($Y1_{ij} = A_{1j} Y_{\text{кли}} + A_{0j}$) и вторую, связанную с внутренней неоднородностью поля ($Y2_{ij} = E_{ij}$), что так же можно представить в виде обобщенного параметра – среднего квадратического отклонения остатков – S_{Ej} . Чем больше величина S_{Ej} , тем больше внутренняя неоднородность поля, связанная с локальными особенностями и адвекцией. При $S_{Ej} = 0$ поле не имеет внутренней неоднородности и полностью соответствует климатическому. Коэффициенты A_{1j} и A_{0j} в (10.40) представлены в отклонениях от среднего климатического поля и при $A_{1j} = 1$ и $A_{0j} = 0$ поле j -го года равно среднему многолетнему или климатическому.

Линейность модели (10.40) постулируется наличием единой функции климатического поля как за каждый год, так и за многолетний период, что требует эмпирической проверки. Пример построения ежегодных зависимостей по (10.40) показан на рис. 10.12 для поля температур января на севере Западной Сибири.

Как видно из графиков рис. 10.12, зависимости за отдельные годы являются прямолинейными и достаточно тесными с высокими коэффициентами корреляции R . На этих же графиках пунктиром обозначена линия, соответствующая средним климатическим условиям.

Таким образом, всю пространственную изменчивость поля можно выразить в виде многолетних рядов трех коэффициентов A_{1j} , A_{0j} и S_{Ej} , которые для этого же района севера Западной Сибири показаны на рис. 10.13.

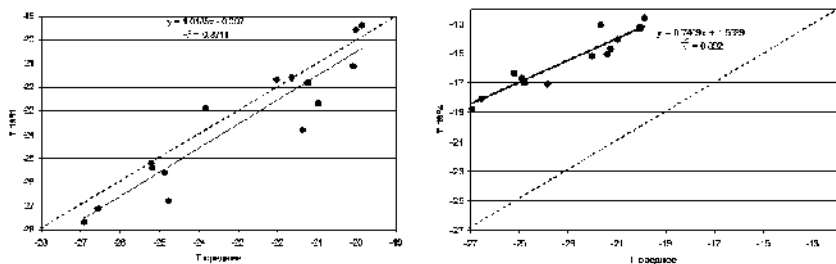


Рис. 10.12. Зависимости между климатическим полем температуры января и полями 1951 и 1984 гг. соответственно для 15 метеостанций на севере Западной Сибири

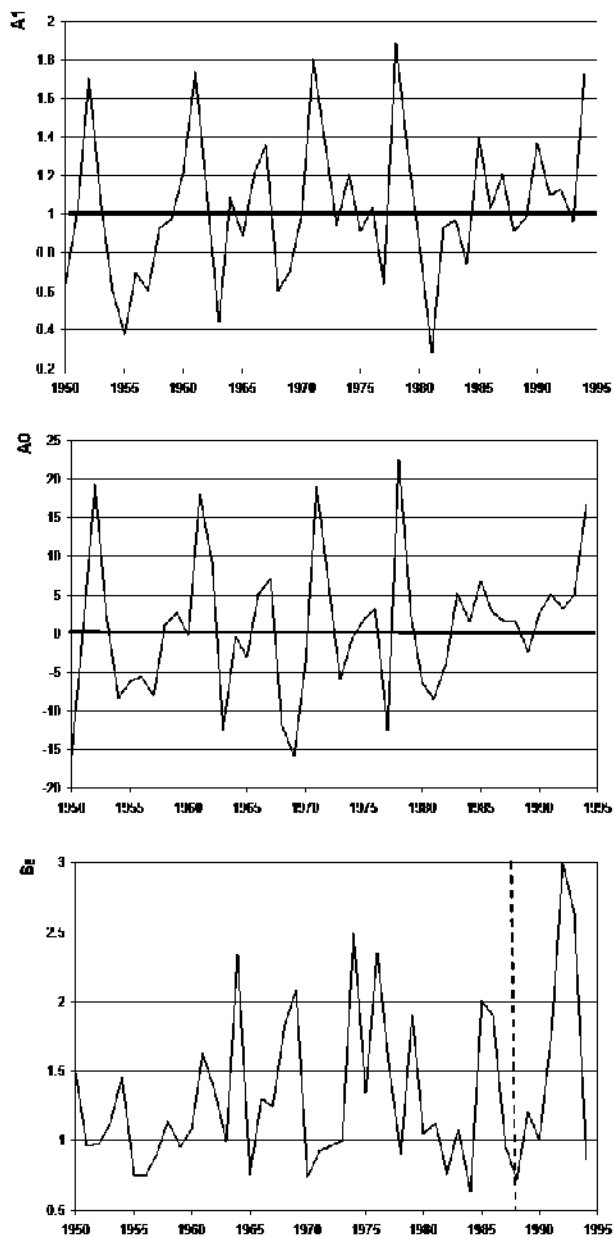


Рис. 10.13. Многолетние ряды коэффициентов A_{1j} , A_{0j} и S_{ij} пространственной статистической модели температур января на севере Западной Сибири

Следующим большим классом пространственных моделей являются *интерполяционные модели*, применяемые для построения изолиний и для получения значений в любой точке пространства на основе интерполяции данных в пунктах наблюдений. В общем случае задача интерполяции сводится к определению значения климатической характеристики в любой m -й точке пространства на основе обобщения информации в других точках рассматриваемой территории. Как правило, это обобщение реализуется в виде весового осреднения:

$$Y_m(\varphi_m, \lambda_m) = K_1 Y_1(\varphi_1, \lambda_1) + K_2 Y_2(\varphi_2, \lambda_2) + \dots + K_n Y_n(\varphi_n, \lambda_n), \quad (10.41)$$

где Y_m – значение климатической характеристики в любой точке пространства с координатами φ_m и λ_m ; $Y_1, Y_2, \dots, Y_n$ – значения климатической характеристики в пунктах наблюдений с координатами: $\varphi_1, \lambda_1; \varphi_2, \lambda_2; \dots, \varphi_n, \lambda_n$; $K_1, K_2, \dots, K_n$ – весовые коэффициенты.

Наиболее простым способом является задание весовых коэффициентов обратно пропорциональными расстояниям или квадратам расстояний до изученного пункта m :

$$K_1 = (1/l_1) / (1/l_1 + 1/l_2 + \dots + 1/l_n);$$

$$K_2 = (1/l_2) / (1/l_1 + 1/l_2 + \dots + 1/l_n), \dots,$$

или

$$K_1 = (1/l_1^2) / (1/l_1^2 + 1/l_2^2 + \dots + 1/l_n^2);$$

$$K_2 = (1/l_2^2) / (1/l_1^2 + 1/l_2^2 + \dots + 1/l_n^2), \quad (10.42)$$

где $l_1, l_2, \dots, l_n$ – расстояния между неизученным и изученными пунктами.

Подобный метод интерполяции имеет название *метода лучей* и в зависимости от топологии пространства (линейное или нелинейное) весовые коэффициенты могут быть даны как в линейной форме ($1/l_j$), так и в квадратичной ($1/l_j^2$) [16].

Другим вариантом является использование весовых коэффициентов обратно пропорциональными длине перпендикуляров от неизученной точки к линии, соединяющей каждую пару климатических характеристик на географическом пространстве, как показано на рис. 10.14.

Перпендикуляр представляет собой часть изолинии, проходящей через неизученную точку, и чем ближе эта изолиния проходит

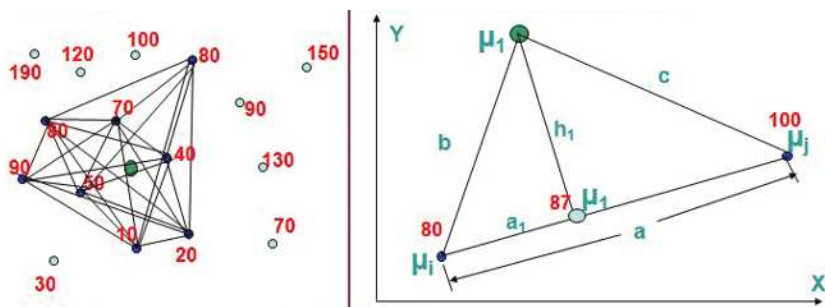


Рис. 10.14. Графическая интерпретация метода перпендикуляров

к рассматриваемой точке, тем больше ее вес. Выражение для получения интерполированного значения в неизученном пункте имеет вид (см. рис. 10.14):

$$\mu_{cp} = \frac{1/h_1 \cdot \mu_1 + 1/h_2 \cdot \mu_2 + \dots}{\sum (1/h_1 + 1/h_2 + \dots)}, \quad (10.43)$$

где μ_{cp} – проинтерполированное значение климатической характеристики в заданной точке пространства; $\mu_1, \mu_2, \dots$ – значения климатической характеристики, полученные на основе линейной интерполяции между каждой парой точек с информацией; $h_1, h_2, \dots$ – расстояния от рассматриваемой точки по перпендикуляру до линии, соединяющей каждую пару пунктов наблюдений.

Каждое значение h вычисляется при этом следующим образом (см. рис. 10.14 справа):

$$h = 2 \left[\sqrt{p(p-a) + (p-b) + (p-c)} \right] / a, \quad (10.44)$$

где $p = (a+b+c)/2$; $a = \sqrt{(\varphi_j - \varphi_i)^2 (\lambda_j - \lambda_i)^2}$; $b = \sqrt{(\varphi_z - \varphi_i)^2 (\lambda_z - \lambda_i)^2}$; $c = \sqrt{(\varphi_z - \varphi_j)^2 (\lambda_z - \lambda_j)^2}$, $\lambda_i, \varphi_i, \lambda_j, \varphi_j, \lambda_z, \varphi_z$ – координаты (долгота и широта) каждой пары пунктов (i и j) и пункта, в который осуществляется интерполяция (z).

Каждое проинтерполированное значение (μ) определяется по формуле

$$\mu = Y_i + \frac{a_1}{a \Delta}, \quad (10.45)$$

где $a_1 = \sqrt{(b^2 - h^2)}$; $\Delta = Y_j - Y_i$ при $a_1 < a$; Y_i, Y_j – значения климатических характеристик в точках i и j .

Этот метод интерполяции носит название *метода перпендикуляров*, и весовые коэффициенты в нем также могут быть заданы в виде линейной ($1/h_i$) или квадратичной ($1/h_i^2$) меры.

Исторически имеют место две разновидности интерполяции на географическом пространстве. Первый вид интерполяции связан с построением изолиний и относится к периоду ручной обработки информации и ее интерполяции на географическом пространстве с проведением субъективно сглаженных изолиний. Второй вид интерполяции в узлы регулярной сетки развился в условиях компьютерной интерполяции, когда на пространство накладывается сетка с заданным шагом и данные наблюдений интерполируются в узлы этой сетки [19]. Таким образом сформированы, например, климатические архивы данных реанализа для сеточных климатических моделей.

Приведенные здесь методы интерполяции: метод лучей и метод перпендикуляров позволяют осуществлять оперативную интерполяцию в любую точку пространства, при этом можно выбрать оптимальное число точек, по которым осуществляется интерполяция путем сравнения интерполированных и наблюдаемых данных. Для этой цели ближайшие к рассматриваемой неизученной точке пункты наблюдений последовательно переводятся в категорию «неизученных» и в них проводится интерполяция при разном наборе пунктов с данными наблюдений. Затем значение, полученное с помощью интерполяции, сравнивается с фактическим и рассчитывается «независимая» погрешность, то есть на независимом от расчета материала наблюдений. При этом можно варьировать набором пунктов для интерполяции, методом и линейностью весовых коэффициентов для достижения минимальной погрешности. Условия, при которых получена минимальная погрешность, и будут оптимальными на практике с точки зрения выбираемых для интерполяции пунктов и топологии пространства.

10.4. Статистические модели от факторов и анализ остатков

Часто бывает необходимо построить статистическую модель от факторов, формирующих рассматриваемую характеристику и на нее влияющих вида: $Y = f(X_1, X_2, \dots, X_m)$, где Y – отклик; $X_1, X_2, \dots$,

X_m – факторы. Примеры этих моделей могут быть разнообразными: от построения региональных зависимостей температуры или осадков от высоты местности и других азональных факторов до построения уравнений, связывающих между собой коэффициенты и параметры различных статистических моделей. Для построения таких зависимостей от факторов применяются регрессионный анализ и уравнение множественной или, в частном случае, одного фактора – простой регрессии. Как правило, применяется линейный регрессионный анализ, когда любые непрямолинейные зависимости отклика от факторов могут быть сведены к прямолинейным за счет функциональных преобразований, например, $Z = \lg(X)$, $Z = e^X$, $Z = X^2$ и других.

Построение статистических регрессионных зависимостей от факторов включает три стадии [9].

1. Предварительный анализ данных для: а) выбора предполагаемых факторов; б) построения и анализа однофакторных зависимостей с целью оценки тесноты связи с рассматриваемым фактором и необходимости функциональных преобразований.

Выбор предполагаемых факторов основан не только на оценке тесноты связи, но и на анализе разброса точек в однофакторной зависимости на предмет оценки «лишних точек», отклоняющихся от общей взаимосвязи и поиска причин, которые их обусловили. Примеры анализа однофакторных зависимостей показаны на рис. 10.15. Первый график свидетельствует о том, что зависимость отклика μ от фактора f_{03} отсутствует, так как коэффициент корреляции $R = 0$. Но это не означает, что фактор f_{03} должен быть сразу исключен из уравнения, – его можно оставить, но только при оценке совместных эффектов, то есть произведения этого фактора с другим. Фактор может быть и не связан с откликом напрямую, но произведение этого фактора с другим фактором может создать эффективный комплекс, который хорошо связан с откликом.

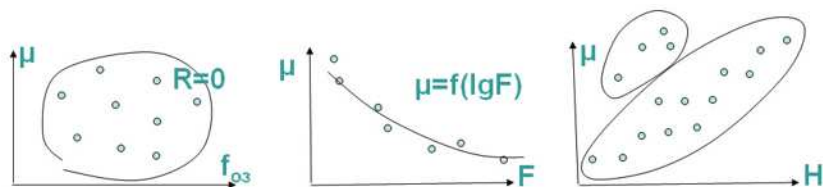


Рис. 10.15. Примеры анализа однофакторных зависимостей отклика μ от факторов f_{03} , F , H

На среднем графике (см. рис. 10.15) показана не прямолинейная зависимость μ от F , которая свидетельствует о необходимости выполнить функциональное преобразование и представить этот фактор, например как $\lg(F)$. Последний правый график свидетельствует о том, что в зависимости μ от H в ее верхней части есть «лишние» точки, которые уменьшают тесноту связанности и находятся с краю от нее. Поэтому эти отклоняющиеся от зависимости точки надо проанализировать и установить причины их отклонений. Например, одной из причин может быть их расположение на границе района, и поэтому они уже могут не принадлежать рассматриваемому однородному району, границы которого требуется скорректировать и уменьшить, а затем построение и анализ однофакторных зависимостей повторить.

2. Вторая стадия моделирования связана: а) с формированием общей структуры региональной зависимости; б) определением коэффициентов регрессионной зависимости с учетом их статистической значимости.

Общая структура уравнения множественной регрессии может быть задана или аналитически, в соответствии со структурой известного применяемого уравнения, например, теплового баланса, или подобрана эмпирически из нескольких основных структур:

– аддитивная структура без функциональных преобразований, когда факторы не зависят один от другого:

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_0, \quad (10.46)$$

где $b_1, b_2, \dots, b_0$ – коэффициенты уравнения, вычисляемые по МНК;

– аддитивная структура с функциональными преобразованиями факторов:

$$Y = b_1 \lg X_1 + b_2 X_2^2 + \dots + b_0; \quad (10.47)$$

– мультипликативная структура, включающая произведения факторов (совместные эффекты):

$$Y = b_1 X_1 \cdot X_2 + b_2 X_2 \cdot X_3 + \dots + b_0; \quad (10.48)$$

– комплексная, или смешанная, структура, включающая аддитивные факторы, функциональные преобразования и совместные эффекты:

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_2^2 + b_3 X_1 X_2 + b_4 X_2 X_3 + b_5 X_1 \cdot \lg X_4 \dots + b_0. \quad (10.49)$$

Коэффициенты уравнений множественной регрессии определяют с помощью линейного МНК с оценкой их статистической

значимости, например с помощью 95 %-ного или 2σ -го доверительно интервала случайной погрешности коэффициентов. Если факторы и структура уравнения являются нелинейными и не могут быть линеаризованы, то для расчета коэффициентов таких уравнений применяются методы нелинейного МНК: симплекс-метод, метод Розенброка, метод креста и т.д. в зависимости от сложности поверхности коэффициентов [16].

Для оптимизации вычислений уравнений сложной структуры применяют также методы получения эффективного по составу факторов уравнения. Для выбора такого «наилучшего» уравнения регрессии обычно применяется два известных метода: *метод исключения* и *шаговая процедура, или метод включения* [5].

Метод исключения представляет собой усовершенствованный вариант метода «всех регрессий», то есть полного перебора всех возможных сочетаний факторов. Основные этапы метода исключения следующие:

- рассчитывается регрессионное уравнение, включающее все переменные;
- рассчитывается величина частного F -критерия для каждой из переменных, как будто бы она была последней переменной, введенной в регрессионное уравнение;
- наименьшая величина частного F -критерия, обозначенная, например, через F_L , сравнивается с заранее выбранным уровнем значимости F_0 и
 - если $F_L < F_0$, то переменная X_L , связанная с F_L , исключается из рассмотрения и производится пересчет уравнения регрессии с учетом оставшихся переменных и затем осуществляется переход ко второму шагу и анализируется следующая переменная на предмет исключения из уравнения и т.д.;
 - если $F_L > F_0$, то регрессионное уравнение оставляют таким, как оно было получено.

В результате применения этого метода в уравнении остаются только те факторы, исключение каждого из которых приводит к статистически значимому уменьшению дисперсии, объясненной с помощью уравнения.

Второй метод – шаговая процедура является улучшенным вариантом метода включения и содержит следующие шаги.

Шаг 1. Шаговый метод начинается с построения простой корреляционной матрицы и включения в регрессионное уравнение переменной X , наиболее сильно коррелированной с откликом (например, X_1), то есть с наибольшим коэффициентом парной корреляции R .

Шаг 2. Выбирается следующая переменная (X_2), у которой коэффициент парной корреляции тоже большой, но меньший, чем у X_1 .

Шаг 3. Получают регрессионное уравнение с двумя переменными: $Y = f(X_1, X_2)$ и затем исследуют вклад переменной X_1 , который имел бы место, если бы в модель была введена сначала X_2 , а затем X_1 , и если этот вклад статистически значимо увеличивает объясненную уравнением долю неопределенности, то переменную X_1 оставляют в уравнении.

Шаг 4. Далее включают следующую по величине парного коэффициента корреляции переменную X_3 и строят уравнение: $Y = f(X_1, X_2, X_3)$ и затем в него вначале включают переменную X_3 , а затем последовательно X_1 и X_2 , при этом оценивая, увеличивается эффективность уравнения с включением каждой новой переменной или нет и если нет, то переменную не включают.

Шаг 5 и остальные. Процесс продолжается до тех пор, пока не будут рассмотрены все переменные.

Помимо этих двух методов раньше применялся также и *ступенчатый регрессионный метод*, имеющий простую графическую интерпретацию. В этом методе также, как и в шаговой процедуре вначале строится однофакторное уравнение с переменной, имеющей наиболее высокий коэффициент парной корреляции $Y = f(X_1)$. Затем находятся разности между фактическими Y_i и рассчитанными по этому уравнению Y'_i , то есть остатки $Z_i = Y_i - Y'_i$. Эти остатки теперь рассматриваются как значения нового отклика и строится регрессионная зависимость этого нового отклика со следующим фактором, имеющих наибольшее значение коэффициента парной корреляции. Этот процесс продолжается до любой конечной стадии, например, до тех пор, пока значение коэффициента парной корреляции станет статистически незначимым.

3. Третья, последняя, стадия моделирования связана с оценкой эффективности построенных региональных зависимостей и имеет самостоятельное название – анализ остатков [5].

Остатки любой эмпирической зависимости определяются как разности между фактическими (наблюденными) и расчетными по этой зависимости значениями:

$$e_i = Y_i - Y'_i, \quad (10.50)$$

где Y_i – фактическое (наблюденное) значение; Y'_i – рассчитанное по зависимости; e_i – остаток или погрешность полученной зависимости.

В качестве безразмерной характеристики остатков могут рассматриваться их относительные значения (Δ_i):

$$\Delta_i = (Y_i - Y'_i)/Y_i, \quad (10.51)$$

которые выражаются в долях единицы или процентах.

Наиболее распространенной обобщенной характеристикой остатков является их среднее квадратическое отклонение (σ_ε):

$$\sigma_\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\varepsilon_i - \bar{\varepsilon})^2}{n-1}}, \quad (10.52)$$

или

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_Y \sqrt{1-R^2}, \quad (10.53)$$

где $\bar{\varepsilon}$ – среднее значение остатков; R – коэффициент корреляции полученной зависимости; σ_Y – стандартное (среднее квадратическое) отклонение ряда фактических значений.

Стандартная погрешность дает первичную информацию об эффективности полученной эмпирической зависимости. В качестве обобщенной меры может служить также величина:

$$\Delta' = (1 - R^2) \cdot 100\%, \quad (10.54)$$

которая характеризует долю исходного рассеивания (в %), не объясненного с помощью построенной зависимости.

Стандартная погрешность остатков, как следует из (10.53) и (10.54), связана с коэффициентом корреляции полученного уравнения. Поэтому можно решать и обратную задачу: определить, каким должен быть коэффициент корреляции, чтобы уравнение удовлетворяло практической эффективности, например, по заданной стандартной погрешности климатической характеристики, вычисляемой по уравнению (10.53). Если полученное уравнение имеет эффективность ниже, чем требуемая, то его можно попытаться улучшить путем введения новых факторов, изменения структуры зависимости и т. д. При этом необходимо иметь в виду, что практическая эффективность должна быть ориентирована на реальные возможности, связанные с погрешностями измерений и пространственно-временных обобщений факторов и определяемой климатической характеристики, с ограниченностью объема данных, множеством неучтенных факторов и т. д.

Всесторонний анализ остатков включает в себя оценивание:

- резко отклоняющихся экстремальных значений;
- смещенности остатков;
- случайности остатков на основе хронологического графика;
- случайности остатков в зависимости от каждого фактора, входящего в уравнение;
- случайности остатков в зависимости от расчетных значений.

Наличие смещенности остатков определяется тем, что среднее их значение не равно нулю или статистически значительно отличается от нуля. В уравнениях регрессии, коэффициенты которых определены по методу наименьших квадратов (МНК) или другими методами (единое решение, ортогональная регрессия), смещенность остатков отсутствует. Как правило, наличие смещенности может иметь место для уравнений балансового вида (уравнение теплового, водного и других видов баланса), где невязки уравнений характеризуют как неучтенные факторы, так и все систематические погрешности составляющих. Смещенность остатков необходимо исключать или путем корректировки свободного члена уравнения, или тех коэффициентов и факторов, которые ее обусловили.

В связи с тем, что много зависимостей в климатологии строится по многолетним рядам климатических характеристик и факторов (восстановление по аналогам, восстановление по рядам формирующих факторов и т.д.), необходим анализ случайности остатков в зависимости от времени, который может осуществляться двумя путями: а) применением известных статистических критериев оценки случайности и стационарности (критерии Стьюдента, Фишера и другие); б) применением графического анализа остатков в зависимости от времени.

При случайном характере остатков от времени будет иметь место полоса рассеивания, параллельная оси времени (рис. 10.16). При неслучайном характере возможны следующие основные варианты, как показано цифрами на рис. 10.16: (1) – полоса разброса остатков сужается или расширяется, что связано с непостоянством дисперсии остатков во времени; (2), (3) – полоса остатков имеет одинаковую ширину, но изменяется (линейно или нелинейно) в зависимости от времени, что свидетельствует о нестационарности средних значений остатков.

Установленная зависимость остатков от времени, как правило, обусловлена аналогичной зависимостью в одной или нескольких переменных уравнения. В этом случае необходимо искать причину

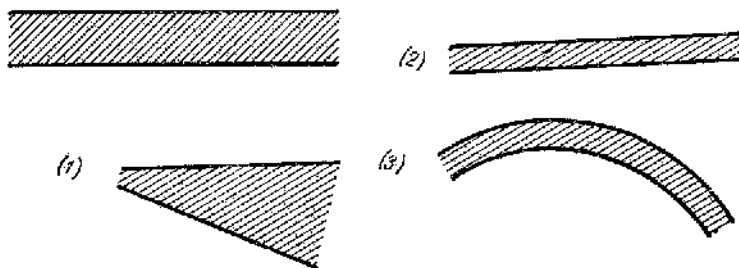


Рис. 10.16. Возможные виды полосы рассеяния для случайных и неслучайных остатков регрессионного уравнения

нестационарности, ее исключать (привести к стационарному виду) или учитывать.

Графики погрешностей строятся в зависимости от каждого фактора (X_i), входящего в уравнение. При этом возможны следующие ситуации, как и в зависимости остатков от времени (см. рис. 10.16):

- зависимость отсутствует и полоса остатков горизонтальна и симметрична относительно нулевого значения, что свидетельствует о случайности погрешностей;
- зависимость представлена сужающейся или расширяющейся полосой остатков от фактора, что свидетельствует о неоднородности дисперсии остатков, которую надо учитывать взвешенным МНК или предварительным преобразованием Y_i ;
- линейная зависимость остатков от фактора свидетельствует о том, что линейный эффект данного фактора в уравнении исключен неверно;
- нелинейная зависимость остатков от фактора свидетельствует о том, что в уравнение необходимо ввести нелинейные члены от X_i или произвести преобразование Y_i .

При построении зависимости остатков от расчетного значения $\hat{Y}_i$ возможны те же ситуации в полосах рассеивания, что при исследовании остатков от факторов.

Наиболее эффективной является проверка построенного эмпирического уравнения на независимом от расчета материале наблюдений. В этом случае условия проверки соответствуют практическому применению установленных зависимостей. Для независимой проверки часть исходной информации не включается в построение уравнения и используется в качестве «эталона» для сравнения с расчетом. Анализ остатков в случае независимой проверки осуществляется

теми же способами: на резко отклоняющиеся экстремумы, в зависимости от времени, факторов и расчетного значения. Необходимо отметить, что должен иметь место оптимум между количеством информации, используемой для построения зависимости и для ее независимой проверки.

В качестве примера построения статистических регрессионных моделей рассмотрим построение региональных интерполяционных зависимостей норм годовых сумм осадков ($X_{\text{год}}$) от факторов для территории Черноморского побережья Кавказа по данным 21 метеостанции. В качестве факторов выбраны: широта (φ), долгота (λ) и высота (H) метеостанций. Для построения зависимости $X_{\text{год}} = f(\varphi, \lambda, H)$ был проведен количественный анализ эффективности функциональных преобразований факторов и отклика. Помимо линейной зависимости рассматривались также функциональные преобразования в десятичные логарифмы. В результате были выбраны следующие четыре структуры:

$$X_{\text{год}} = f(\varphi, \lambda, H); \quad (10.55)$$

$$X_{\text{год}} = f(\lg \varphi, \lg \lambda, \lg H); \quad (10.56)$$

$$\lg X_{\text{год}} = f(\lg \varphi, \lg \lambda, \lg H); \quad (10.57)$$

$$\lg X_{\text{год}} = f(\varphi, \lambda, H). \quad (10.58)$$

Для оценки эффективности функциональных преобразований и выбора наиболее эффективной структуры пространственной зависимости все коэффициенты парной корреляции были сведены в одну табл. 10.2, где (1) – факторы без преобразования; $\lg$ – преобразование фактора в логарифм; $\lg X_{\text{год}}$ – преобразование осадков в логарифм. В этой же таблице приведены средние значения коэффициентов парной корреляции (по модулю) для каждого вида функциональных преобразований. Из анализа данных табл. 10.2 следует, что для широты и долготы парная связанность увеличивается, если осуществить преобразование сумм осадков в логарифмы, при этом сами факторы в логарифмы можно и не переводить. Для высоты местности коэффициент парной корреляции возрастает, если для нее осуществить логарифмические преобразования. В результате, если в уравнение будут входить все три фактора, то наибольший средний коэффициент парной корреляции $r = 0,67$ имеет место только при логарифмическом преобразовании осадков, то есть при структуре уравнения (10.58).

Таблица 10.2

**Коэффициенты парной корреляции
при функциональных преобразованиях отклика**

	φ	λ	H	Среднее
(1)	-0,44	-0,73	0,67	0,61
$\lg$	-0,45	-0,73	0,72	0,63
(1) $\lg X_{\text{год}}$	-0,54	0,82	0,65	0,67
$\lg, \lg X_{\text{год}}$	-0,55	0,82	0,53	0,63

Полученное уравнение со статистически значимыми коэффициентами имеет следующий вид:

$$\lg X_{\text{год}} = 0,258\varphi + 0,340\lambda - 21,520 \text{ при } R = 0,89 \quad (10.59)$$

с вкладами факторов: $\varphi - 85,6 \%$ и $\lambda - 14,4 \%$.

Если, помимо аддитивных слагаемых, в уравнение включить еще произведения факторов, то получим следующие два статистически значимых уравнения:

$$\lg X_{\text{год}} = 0,008234\varphi\lambda - 11,0703 \text{ при } R = 0,89 \quad (10.60)$$

и с включением высоты:

$$\lg X_{\text{год}} = -0,3790\varphi - 0,0491H + 0,001126\varphi H + 19,795$$

при $R = 0,90$ (10.61)

с вкладами факторов: $\varphi - 36,2 \%$, $H - 39,7 \%$ и $\varphi H - 24,1 \%$.

Все остальные структуры уравнений дают меньшие коэффициенты множественной корреляции. Например, если выбрать комбинированную структуру $X_{\text{год}} = f(\varphi, \lambda, \lg H)$, то полученные уравнения имеют вид

$$X_{\text{год}} = 389,8\lambda + 377,1\lg H - 14367 \text{ при } R = 0,83 \quad (10.62)$$

с вкладами факторов: $\lambda - 78,2 \%$ и $\lg H - 21,8 \%$

и с включением произведений факторов:

$$X_{\text{год}} = 25,148\varphi\lambda - 41881 \text{ при } R = 0,82. \quad (10.63)$$

Литература

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 299 с.
2. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. – М.: Мир, 1974. – 406 с.
3. Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. – М.: Наука, 1991. – 379 с.
4. Гренджер К., Хатанака М. Спектральный анализ временных рядов в экономике. – М.: Статистика, 1972. – 312 с.

5. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. – М.: Статистика, 1973. – 392 с.
6. Климатология / О.А. Дроздов, В.А. Васильев, Н.В. Кобышева и др. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 568 с.
7. Закс Л. Статистическое оценивание. – М.: Статистика, 1976. – 598 с.
8. Коняев К.В. Спектральный анализ случайных процессов и полей. – М.: Наука, 1973. – 168 с.
9. Лобанов В.А., Никитин В.Н. Региональные модели определения характеристик максимального стока в зависимости от гидрографических факторов // Метеорология и гидрология. 2006, № 11. – С. 60–69.
10. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: Учебник. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 408 с.
11. Монин А.С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 246 с.
12. Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики. УФН. – 2000. Т. 170, № 4. – С. 419–445.
13. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. – М.: Госстрой России, 2004. – 73 с.
14. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. – М.: Мир, 1981. – 693 с.
15. Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами. – М.: Мир, 1973. – 957 с.
16. Химмельблау Д. Прикладное нелинейное программирование. – М.: Мир, 1975. – 534 с.
17. Хромов С.П., Петросянц М.П. Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.
18. CLIVAR. A study of climate variability and predictability. – Science Plan, WMO/TD No 690, 1995. – 157 pp.
19. MapInfo Professional. Руководство пользователя (полное). – MapInfo Corporation, Troy, New York, 2003. – 726 с.

Лекция 11. Применение моделей для исследования изменений климата

11.1. Исследование динамики климата: от прошлого к настоящему

Анализ 800-тысячелетней палеореконструкции. В примере рассмотрены результаты Европейского проекта ледяных кернов Антарктиды (EPICA), содержащие информацию об изменении климата за последние 800 000 лет, полученную по керну льда, поднятого с глубины до 3259,7 [37]. На рис. 11.1 приведен ряд температуры воздуха, восстановленной по дейтерию в отклонениях от средней температуры за последнюю 1000 лет.

Основная особенность данных состоит в их разной дискретности, которая варьирует от нескольких десятков лет в последний

период до тысячи (1 измерение в тысячу лет) для раннего периода времени. Свойство разной дискретности особенно существенно влияет на амплитуду 100-тысячелетних циклов, которая из-за этого является неоднородной, как следует из рис. 11.1. По условиям квази-однородной дискретности весь временной ряд палеореконструкции

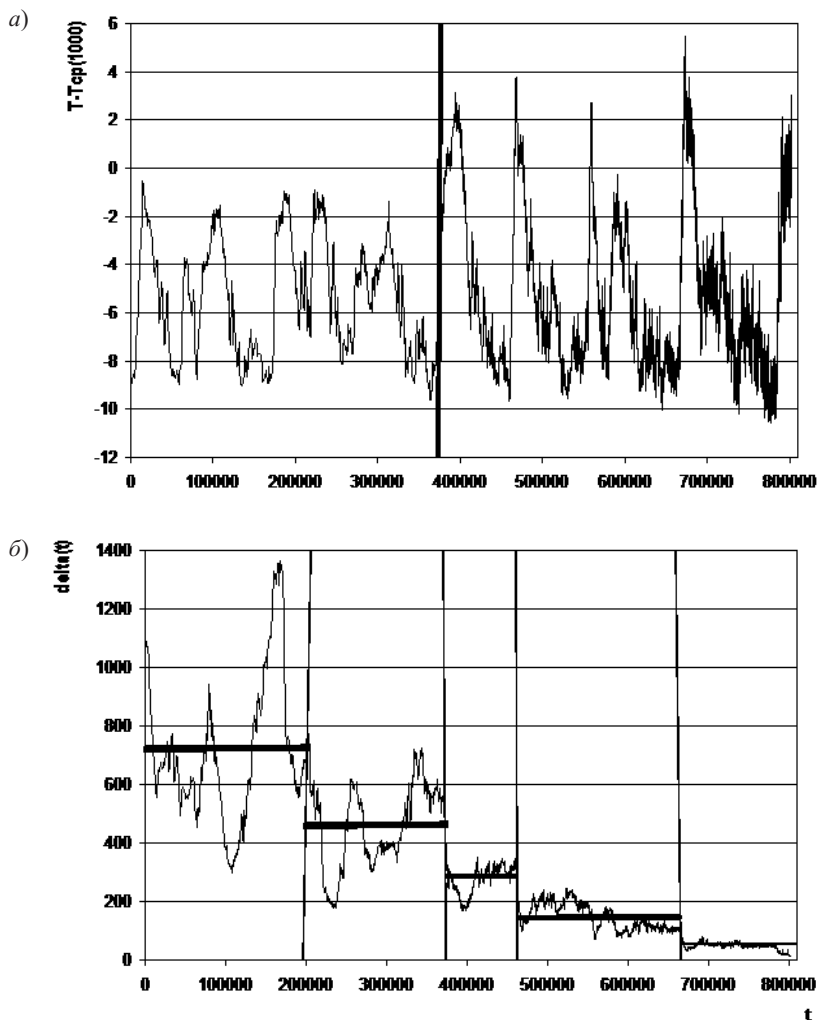


Рис. 11.1. «Изотопная» температура воздуха, восстановленная за период 800 тыс. лет (а), и дискретность ее определения в годах (б), где время по оси отложено от прошлого к настоящему

разбит на пять квазиоднородных интервалов: 600–800 тыс. лет назад со средней дискретностью (dt) 1 измерение в 700 лет ($1/700$), интервал 430–600 тыс. лет с $dt = 1/500$, интервал 350–430 тыс. лет с $dt = 1/300$, интервал 130–350 тыс. лет с $dt = 1/150$ и последний, современный, интервал с $dt = 1/50$. Вычисленная за последний интервал времени скорость изменения температуры воздуха за 10 лет достигала по модулю 0,3–0,4 °C, или 3–4 °C за столетие. Поэтому основной вывод состоит в том, что в последние 150 тыс. лет имели место скорости изменения температуры воздуха, соизмеримые со скоростью современного потепления и даже превышающие ее [22].

Применение методов декомпозиции также позволило получить количественную информацию о числе составляющих и характеристиках их циклов. На интервале 800 тыс. лет методами срезки и сглаживания амплитуд циклов были выделены процессы четырех масштабов: 100-летнего масштаба со средним периодом $T_{\text{ср}} = 313$ лет и средней амплитудой $A_{\text{ср}} = 1,7$ °C (за последние 150 тыс. лет), тысячелетнего с $T_{\text{ср}} = 4400$ лет (при вариации от 2300 до 8800 лет за разные интервалы дискретности) и $A_{\text{ср}} = 2,0$ °C, десяти тысячелетнего с $T_{\text{ср}} = 27\,500$ лет (при вариации от 23 300 до 48 000) и $A_{\text{ср}} = 3,2$ °C и сот тысячелетнего масштаба с $A_{\text{ср}} = 10$ °C (за последние 430 тыс. лет). Наибольшие амплитуды циклов составляют: 3,0–3,5 °C – для процесса столетнего масштаба и 4–5 °C – для процессов остальных масштабов. Поэтому при наложении процессов разных временных масштабов изменения температуры в несколько градусов за столетие являются вполне характерными за почти миллионную историю климата [4].

Одной из главных особенностей полученных результатов являются хорошо выраженные циклы процесса 100-тысячелетнего масштаба, который является преобладающими по амплитуде и особенно хорошо представлен полными четырьмя последними циклами и начавшимся пятым, современным. Эти циклы не являются симметричными и имеют непродолжительную ветвь относительно резкого подъема примерно в 10–20 тыс. лет, затем небольшую продолжительность пика также примерно в 10 тыс. лет и продолжительную ветвь спада с непостоянной скоростью, которая вначале большая, а затем уменьшается. Причем на ветви спада могут быть большие колебания температур. Если рассматривать последний полный цикл, то он начался 141 тыс. лет назад и закончился 27 тыс. лет назад, то есть имел период в 114 тыс. лет. Ветвь подъема этого цикла составляла всего 12 тыс. лет, зато спад продолжался около 100 тыс. лет, на фоне которого имели место значительные колебания температуры с периодами в среднем 20 тыс. лет.

Анализ температуры за последние 45 тыс. лет. Хронологический график более детальной палеореконструкции температуры за последние 45 000 лет, полученный также в рамках проекта EPICA, приведен на рис. 11.2, *а*. Рассматриваемый интервал времени включает два квазигомогенных периода, как по дискретности

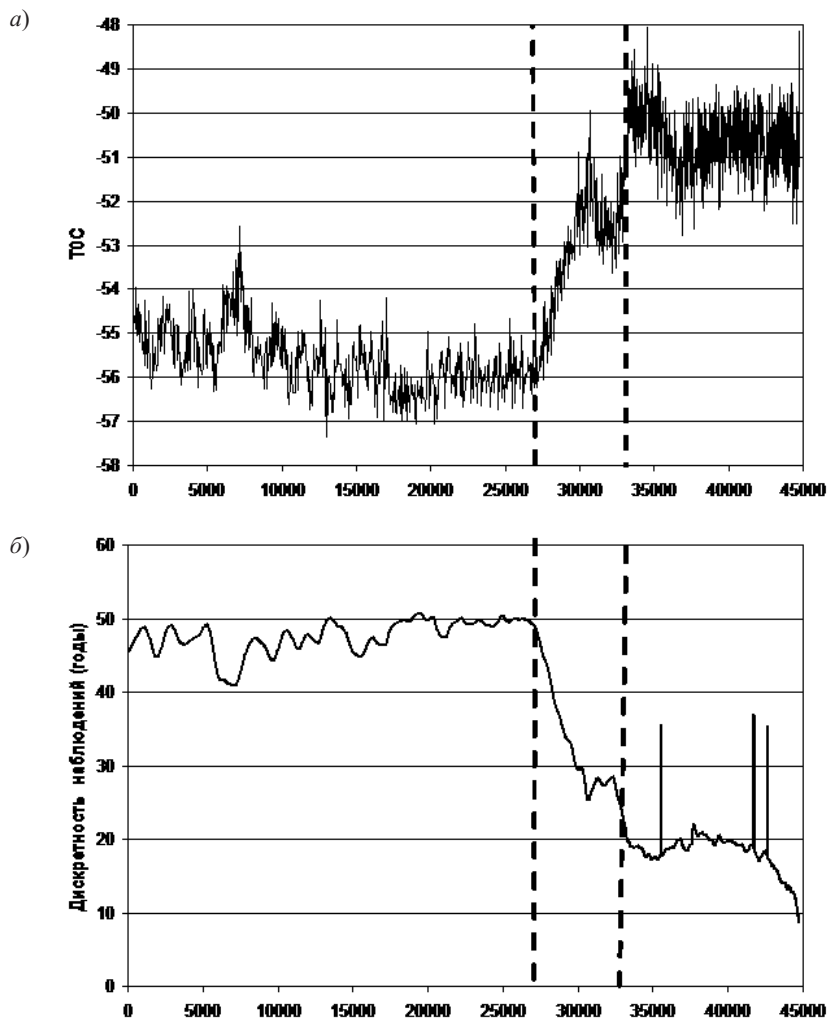


Рис. 11.2. Реконструкция температуры воздуха в Антарктике за последние 45 000 лет (*а*) и дискретность данных (*б*), время по оси отложено от прошлого к настоящему

данных, так и по температурному режиму. Первый интервал, от 45 до 17 тыс. лет назад, имеет среднюю дискретность одно измерение в 45 лет и включает окончание последнего ледникового периода. Далее следует переход к голоцену, который начался приметно 12 тыс. лет назад, и здесь дискретность наблюдений составляет уже одно измерение в 10–20 лет.

Для каждого квазиоднородного периода осуществлена декомпозиция ряда двумя методами (срезки и сглаживанием амплитуд циклов) [18, 19] и выделены процессы столетнего и тысячелетнего масштабов (рис. 11.3). Для процесса тысячелетнего масштаба и для времени позднеледникового средний период цикла $T_{\text{cp}} = 1330$ лет и $A_{\text{cp}} = 0,9$ °C, для голоцена $T_{\text{cp}} = 1010$ лет и $A_{\text{cp}} = 1,3$ °C. Для процесса столетнего масштаба в позднеледниковье $T_{\text{cp}} = 203$ года и $A_{\text{cp}} = 1,0$ °C, а в современный период $T_{\text{cp}} = 96$ лет и $A_{\text{cp}} = 1,5$ °C. Также продолжительность подъема циклов обычно меньше, чем продолжительность спада, то есть имеет место резкое потепление и более продолжительный спад температуры при похолодании. Каких-либо закономерностей во времени ни для амплитуд циклов, ни для их периодов не установлено.

Из-за большей частоты измерений данные последнего периода более надежны, особенно при определении амплитуд циклов. Поэтому можно сказать, что полученные различия параметров циклов позднеледникового и голоцена обусловлены разной дискретностью данных, а амплитуды циклов процессов столетнего и тысячелетнего масштабов практически одинаковы и их наложение приводит к изменению температуры 2–3 °C за столетие.

Изменения глобальной температуры за последние 1000–1300 лет. В примере рассматриваются ежегодные данные шести различных палеореконструкций аномалий температуры Северного полушария (от нормы 1961–90 гг.), полученные разными авторами (Jones, 1998; Mannetal, 1999; Briffa, 2000; Crowley&Lowery, 2000 и другие) по материковым индикаторам (керны, дендроинформация и т.д.) для диапазона широт 20...90 °, приведенные на рис. 11.4 [15, 33, 34]. Прежде всего была проведена оценка связанности разных палеореконструкций и получено, что коэффициенты парной корреляции невысоки и варьируют от $R = 0,35$ до $R = 0,69$. Кроме того, палеореконструкции недостаточно тесно связаны с температурой воздуха Северного полушария, вычисленной по стационарным наблюдениям за последний 150-летний период: $R = 0,52$ – $0,57$ для дендрореконструкций. Поэтому все сравнения можно проводить только на уровне обобщенных показателей временных рядов.

В результате выполненной декомпозиции выявлены процессы трех временных масштабов: межгодового, десятилетнего и столетнего, а также части двух циклов процесса тысячелетнего масштаба. В процессе обобщения информации по характеристикам циклов установлено, что четыре палеореконструкции дают близкие результаты, а две (Jones и Crowley&Lowery) существенно отличаются

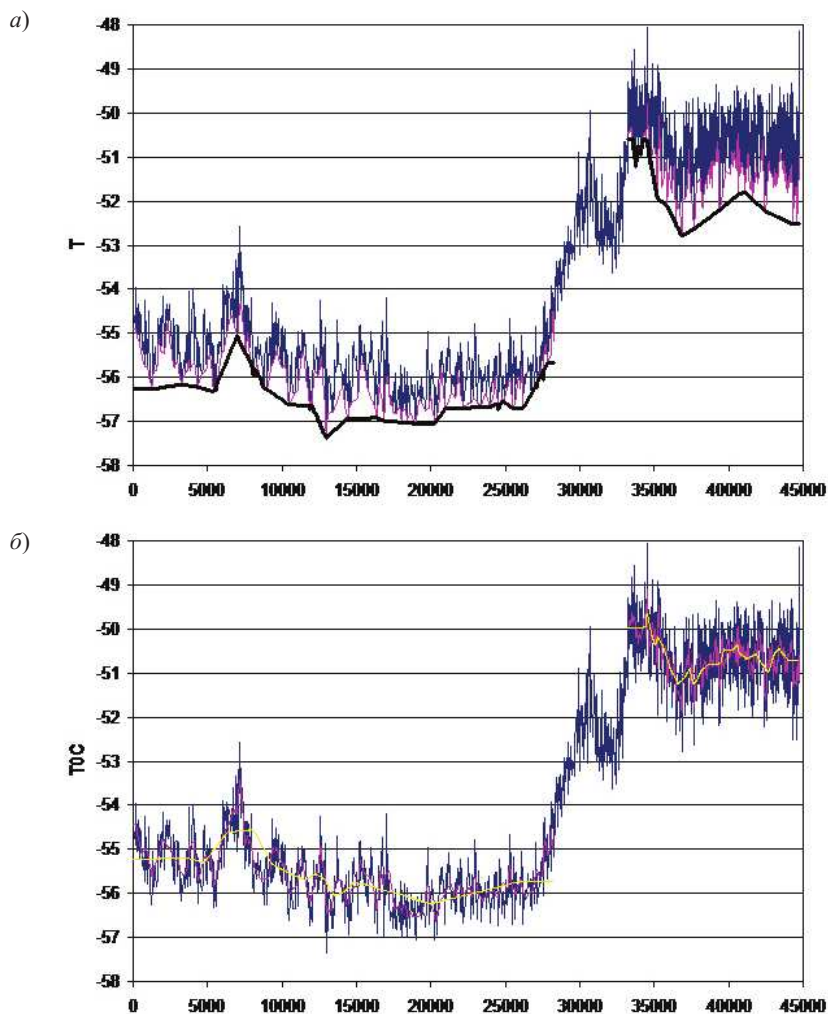


Рис. 11.3. Декомпозиция «изотопной» температуры воздуха в Антарктике методом срезки (а) и методом сглаживания амплитуд циклов (б)

от остальных, причем в разные стороны от общих средних показателей. По четырем палеореконструкциям получены следующие средние периоды и амплитуды: $T_{\text{ср}} = 4$ года и $A_{\text{ср}} = 0,16\text{--}0,26$ °C для процесса межгодовой климатической изменчивости, $T_{\text{ср}} = 24\text{--}28$ лет и $A_{\text{ср}} = 0,15\text{--}0,27$ °C для процесса десятилетней изменчивости и $T_{\text{ср}} = 140\text{--}190$ лет и $A_{\text{ср}} = 0,20\text{--}0,21$ °C для процесса столетнего масштаба. При этом наибольшие амплитуды циклов составили 0,4–0,5 °C для процесса межгодового масштаба, 0,3–0,4 °C для десятилетнего и 0,2–0,3 °C для процесса столетнего масштаба, что подтверждает известную закономерность увеличения амплитуды колебаний при переходе от низкочастотной области спектра к высокочастотной [5, 32, 35, 36]. Изменение периодов и амплитуд циклов во времени для процессов межгодовой и десятилетней климатической изменчивости имело практически случайный характер, как следует, например, из рис. 11.5, на котором приведены хронологические ряды периодов и амплитуд циклов процесса межгодовой изменчивости.

Вывод из проведенного исследования палеотемператур, полученных из разных источников, состоит в том, что:

- необходимо сопоставлять и оценивать косвенные данные палеореконструкций, и если они отличаются значительно, анализировать можно только обобщенные показатели динамики;
- в периодах и амплитудах циклов процессов межгодового и десятилетнего масштабов за последние 1000–2000 лет каких-либо закономерностей не установлено, и они могут рассматриваться как случайный процесс.

Наиболее продолжительные ряды инструментальных наблюдений. Начало инструментальных наблюдений связано с изобретением первых метеорологических приборов: термометра (1610 г.), барометра (1644 г.), дождемера. Первое зарегистрированное метеорологическое наблюдение относится к 1607 г., однако регулярные наблюдения на отдельных станциях начались с конца XVII – начала XVIII вв.: с 1697 г. – Кью Гарденс (Великобритания), с 1706 г. – Билт (Нидерланды), с 1744 г. – Санкт-Петербург (Россия), с 1753 г. – Женева (Швейцария), с 1757 г. – Париж (Франция) [38]. Несмотря на то что за столь продолжительный период изменялась методика наблюдений и сами приборы, на основе анализа наиболее продолжительных рядов наблюдений можно сделать вывод, что современные максимумы температуры не являются аномалиями, а аналогичные имели место и в прошлом [5]. В качестве примера на рис. 11.6 показано как современное повышение температуры, так и предыдущее в начале – середине XIX в.

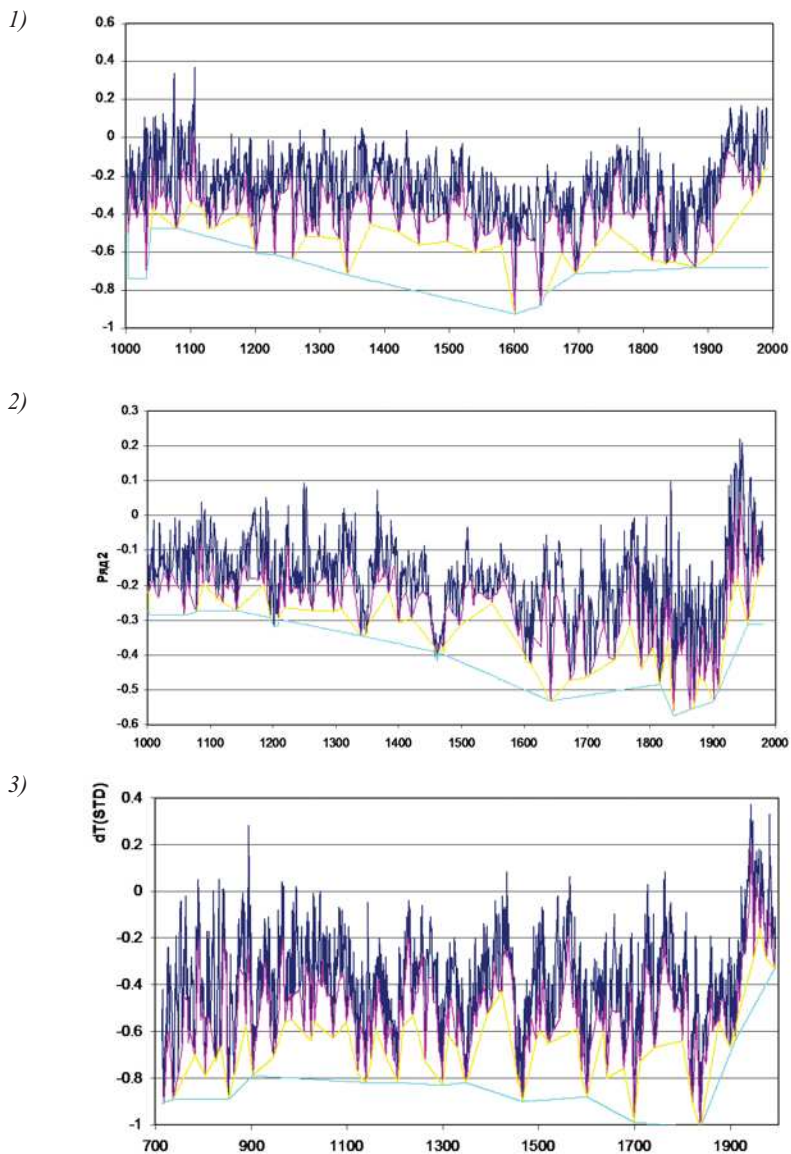
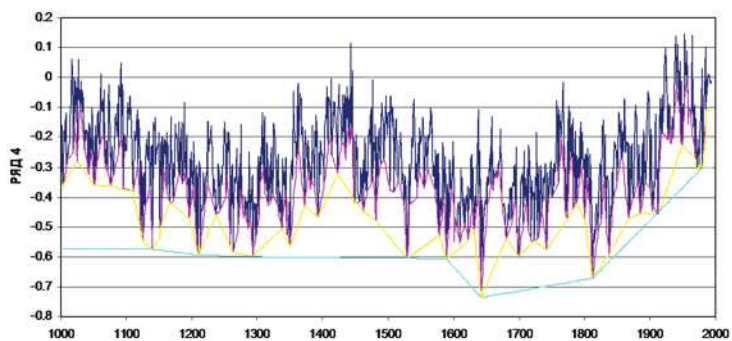
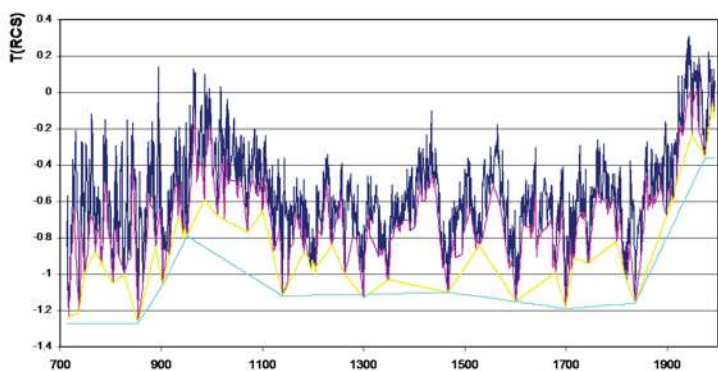


Рис. 11.4 (начало). Палеорекострукции аномалий температуры Северного полушария разных авторов: 1 – Jones et al. (1998) Holocene; 2 – Mann et al. (1999) Geophys. Res. Lett.; 3 – STD-реконструкция по древесным кольцам (713–1995 гг); 4 – Briffa (2000) Quat. Sci. Rev.; 5 – RCS- реконструкция по древесным кольцам; 6 – Crowley&Lowery (2000) Ambio

4)



5)



6)

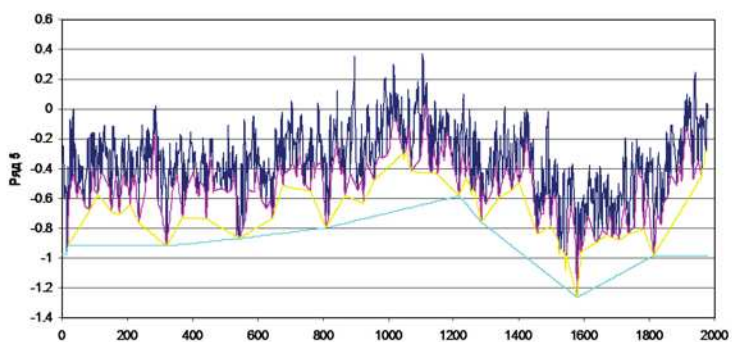


Рис. 11.4 (окончание). Палеорекострукции аномалий температуры Северного полушария разных авторов: 1 – Jones et al. (1998) Holocene; 2 – Mann et al. (1999) Geophys. Res. Lett.; 3 – STD-реконструкция по древесным кольцам (713–1995 гг); 4 – Briffa (2000) Quat. Sci. Rev.; 5 – RCS- реконструкция по древесным кольцам; 6 – Crowley&Lowery (2000) Ambio

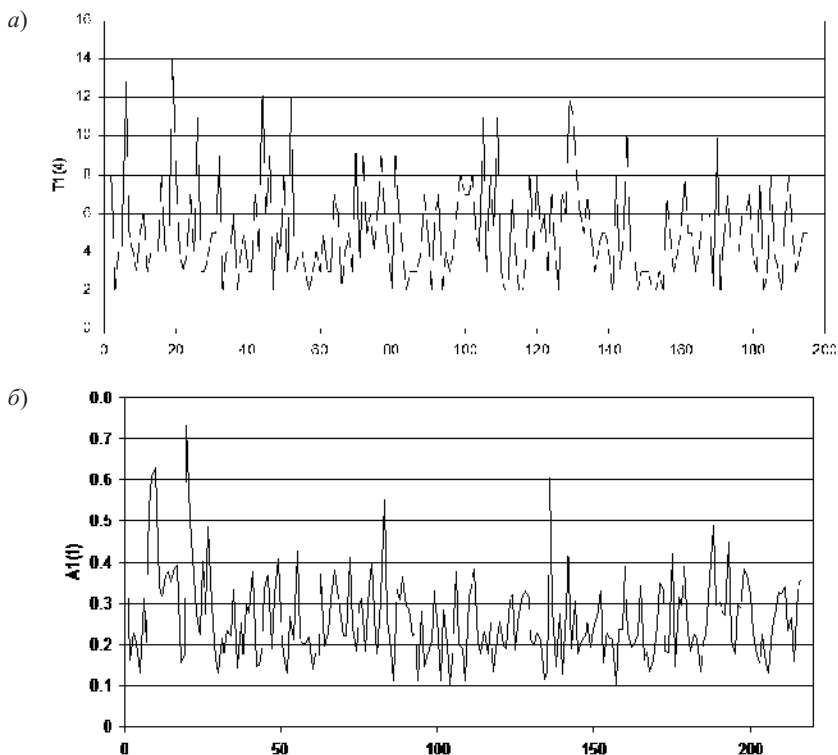


Рис. 11.5. Хронологические ряды периодов (а) амплитуд (б) циклов процесса межгодового масштаба

Помимо того что при оценке «аномальности» современных экстремумов необходимо использовать предыдущие данные, другая основная особенность в получаемых выводах определяется применяемыми методами обработки, или «инструментами» (tools). На примере продолжительного ряда средних температур воздуха января в Санкт-Петербурге (1744–2009 гг.) рассмотрим результаты применения различных методов моделирования временного ряда, включая стационарное среднее, линейный тренд, спектральный анализ, методы декомпозиции и выделения циркуляционных эпох [3, 8, 10, 13, 14, 17, 26, 27]. На рис. 11.7(1) приведена аппроксимация временного ряда моделью линейного тренда с коэффициентом корреляции $R = 0,32$, который является статистически значимым при объеме выборки в 254 года и средней скорости роста температуры $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. Вместе с тем, отношение дисперсии многолетних

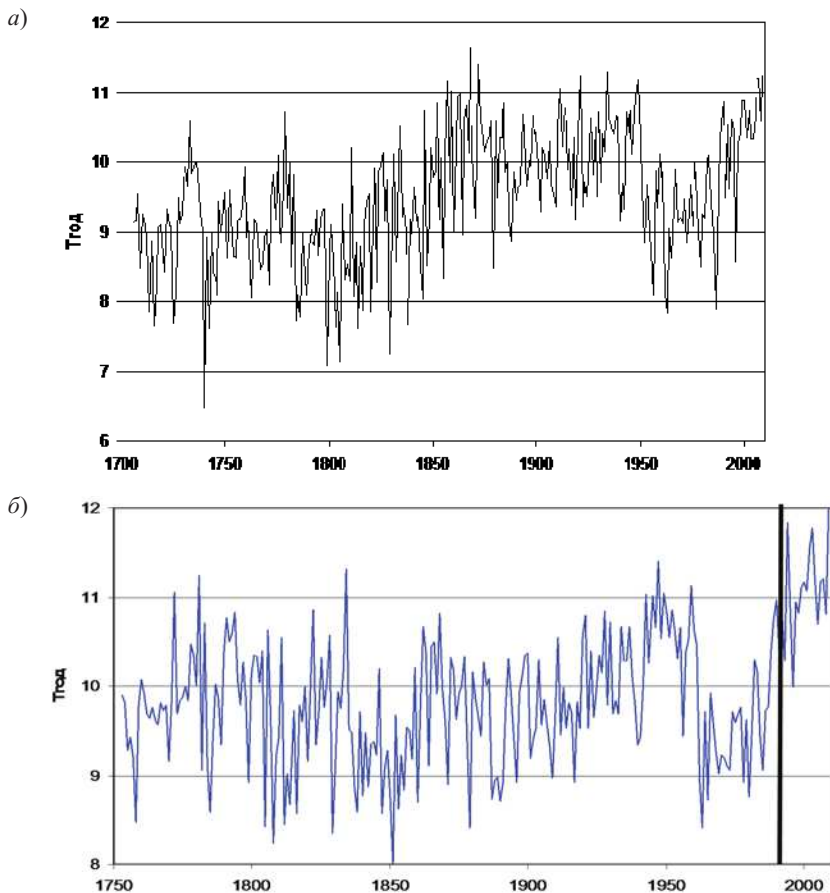
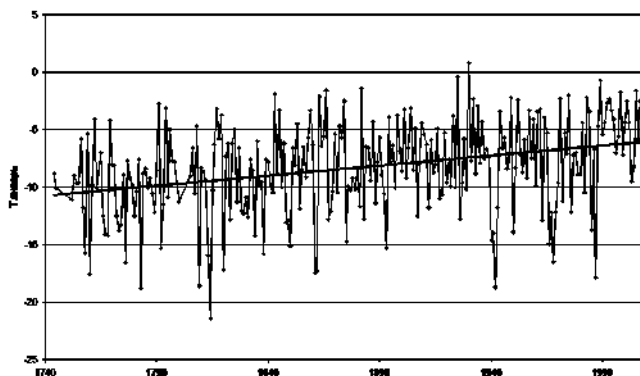


Рис. 11.6. Среднегодовая температура воздуха на станции Билт, Нидерланды (а) и Женева (б)

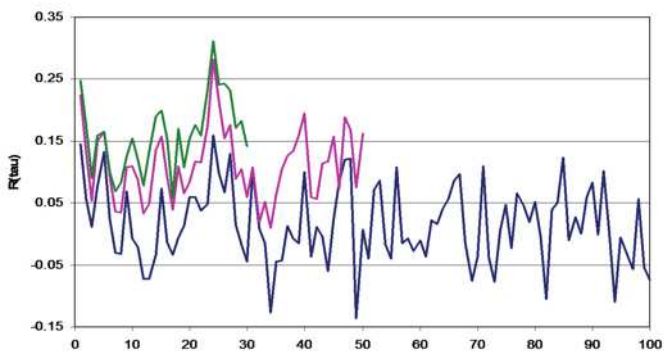
колебаний к остаточной дисперсии относительно линейного тренда, равное 1,12, не является статистически значимым и свидетельствует о том, что модель тренда статистически не отличается от модели случайной выборки, а в терминах стандартного отклонения модель тренда уменьшает естественную вариацию только на 10 %.

Следующая модель представляет собой аппроксимацию временного ряда суммой гармоник с разными периодами, предварительный отбор которых был осуществлен на основе автокорреляционной функции [см. рис. 11.7(2)] и включал 31 гармонику с периодами в диапазоне от 2 до 120 лет. В результате получено уравнение,

1)



2)



3)

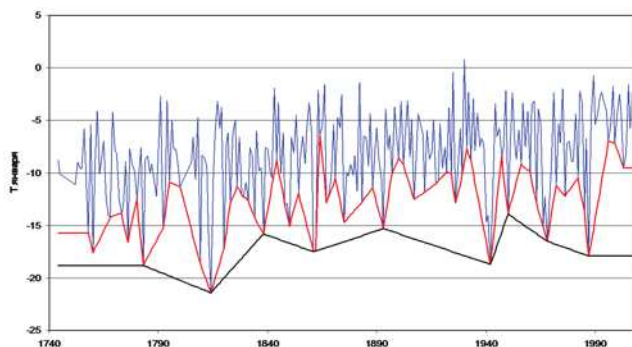
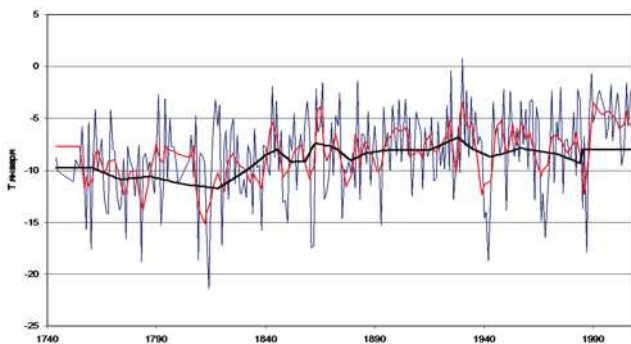
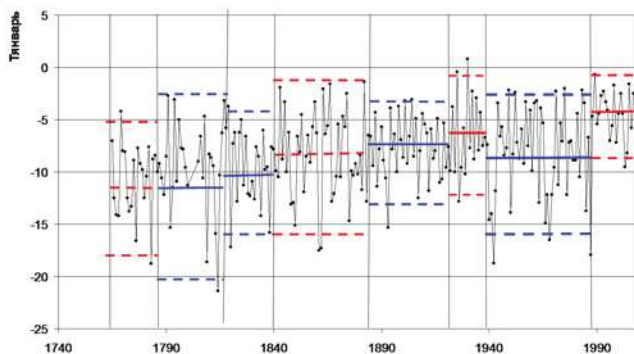


Рис. 11.7 (начало). Применение различных моделей временных рядов для аппроксимации наблюдаемых среднемесячных температур воздуха января в Санкт-Петербурге: 1 – модель линейного тренда; 2 – автокорреляционные функции модели гармонических колебаний; 3 – декомпозиция методом срезки; 4 – декомпозиция методом сглаживания амплитуд циклов; 5 – выделение периодов, различающихся по средним и дисперсиям; 6 – верхняя и нижняя огибающие многолетних колебаний

4)



5)



6)

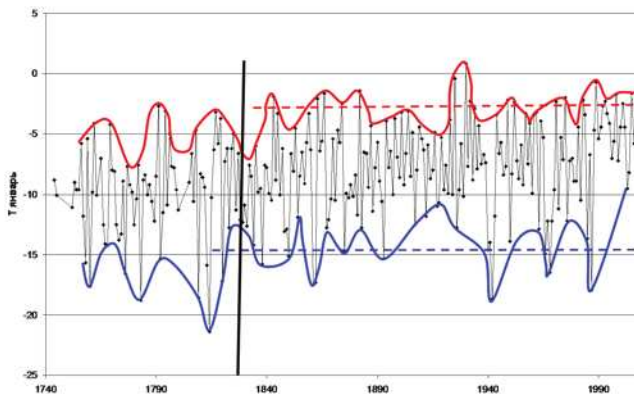


Рис. 11.7 (окончание). Применение различных моделей временных рядов для аппроксимации наблюдаемых среднемесячных температур воздуха января в Санкт-Петербурге: 1 – модель линейного тренда; 2 – автокорреляционные функции модели гармонических колебаний; 3 – декомпозиция методом срезки; 4 – декомпозиция методом сглаживания амплитуд циклов; 5 – выделение периодов, различающихся по средним и дисперсиям; 6 – верхняя и нижняя огибающие многолетних колебаний

включающее только пять статистически значимых гармоник с периодами 24, 27, 28, 29 и 30 лет:

$$T_i = 0,25 \sin(2\pi i / 24) + 0,63 \sin(2\pi i / 27) - 1,02 \sin(2\pi i / 28) + \\ + 0,84 \sin(2\pi i / 29) - 0,48 \sin(2\pi i / 30). \quad (11.1)$$

Коэффициент множественной корреляции уравнения (11.1) $R = 0,37$ ненамного отличается от $R = 0,32$ в модели линейного тренда, а сама модель гармоник статистически значимо не отличается от модели случайной выборки.

Применение двух методов декомпозиции [см. рис. 11.7(3) и 11.7(4)] дало одинаковые результаты: выделены процессы трех временных масштабов: межгодового, десятилетнего и столетнего. Причем средний период циклов процесса межгодовой изменчивости составлял 4 года при вариации от 2 до 11 лет, а средний период процесса десятилетнего масштаба составлял 28 лет при вариации от 13 до 53 лет, то есть спектральные диапазоны процессов двух соседних масштабов не перекрываются. Каких-либо закономерностей во временных рядах периодов и амплитуд циклов процессов этих масштабов не установлено. Единственно, что наблюдается, – практически «ступенчатый» переход в росте температуры в 1820–1830-х гг. для процесса столетнего масштаба. Если сравнить среднюю многолетнюю температуру с начала наблюдений по 1828 г. и за второй интервал времени по 2009 г., то эти средние будут иметь статистически значимое различие по критерию Стьюдента даже при уровне значимости $\alpha = 1\%$. Установленная неоднородность ряда наблюдений, видимо, связана с переносом станции, так как с 1835 г. наблюдения проводились в Горном институте на Васильевском острове.

Если рассматривать изменение температуры воздуха с учетом эпох атмосферной циркуляции [см. рис. 11.7(5)], то некоторые соседние интервалы времени будут иметь статистически значимые отличия в средних и дисперсиях, а другие – нет. Так, период 1940–1987 гг. имеет большую дисперсию и меньшую среднюю температуру, чем последующий период 1988–2009 гг., что установлено по критериям Фишера и Стьюдента при $\alpha = 1\%$. В то же время предыдущий период 1920–1939 гг. хотя также и является более теплым, но по параметрам статистически не отличается от периода 1940–1987 гг. Поэтому циркуляционные эпохи отображают цикличность процесса десятилетнего масштаба; разница состоит лишь в том, что при переходе от одних температурных условий к другим принимается или монотонность (циклы), или ступенчатость изменений (эпохи атмосферной циркуляции).

Если в этом же многолетнем ряду отдельно рассматривать наибольшие экстремумы циклов, сформированные теплыми воздушными массами, и наименьшие, сформированные приходом холодных воздушных масс, то единственная неоднородность будет иметь место также в 1830-х гг., после чего ряды наибольших и наименьших экстремумов циклов становятся стационарными [см. рис. 11.7(6)]. Также можно отметить, что подобная неоднородность обусловила, вероятно, и значимость линейного тренда повышения температуры, наравне с последним периодом (1988–2009 гг.) относительно высоких температур при среднем значении $-4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ января. Вместе с тем, средняя температура января в 2010 г. составила $-12,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует или о завершении периода теплых температур января или, по крайней мере, о том, что статистическая значимость последнего теплого периода как аномального существенно уменьшилась. Кроме того, если найти температурный тренд за период 1835–2010 гг., то его коэффициент корреляции $R = 0,21$, то есть будет уже в 1,5 раза меньше.

Таким образом, в зависимости от выбранной модели можно получить разные результаты о закономерностях колебаний временного ряда: от долгопериодного тренда роста температуры до случайного характера колебаний с выявлением даты нарушения однородности измерений.

Глобальная температура является наиболее часто используемым показателем для подтверждения современного глобального потепления, так как имеет хорошо выраженный тренд роста, особенно с конца 1970-х гг. [6, 7, 12]. На рис. 11.8 приведены два графика динамики глобальной температуры, отдельно для суши и океана. Из анализа и сопоставления графиков следует, что для суши в течение

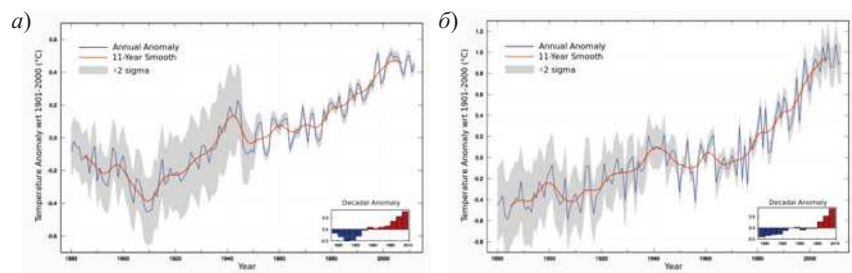


Рис. 11.8. Изменение глобальной поверхностной температуры воздуха за период 1880–2011 гг. в отклонениях от среднего за период 1901–2000 гг. для океана (а) и суши (б), включая 11-летние скользящие средние и интервал 2 σ -й погрешности

XX в. имели место два периода подъема глобальной температуры: 1920–1940-е гг. и 1980–2000-е гг. Практически стабильными являются периоды 1890–1920-х, 1950–1980-х гг. и последний период с 2000 г. Некоторое понижение глобальной температуры суши наблюдалось в 1940–1950-х гг.

Ход глобальной температуры над океанами несколько отличается и является более сглаженным, чем над сушей, и в нем хорошо выражена ветвь падения с 1880 по 1910 г., затем – ветвь подъема до 1940 г., практически стабильный период до 1980 г., затем снова подъем до 2000 г. и далее опять период стабилизации.

Декомпозиция ряда глобальной температуры и выделенные из него методом срезки составляющие межгодовой и десятилетней изменчивости приведены на рис. 11.9.

Как видно из графиков рис. 11.9, обе составляющие являются практически стационарными. Единственная аномалия – часть последнего цикла процесса десятилетнего масштаба, начавшегося с конца 1980-х гг. и имеющего амплитуду, равную $0,75^{\circ}\text{C}$, что почти в 2 раза больше, чем у остальных циклов. Процесс же столетнего масштаба представлен ветвью подъема примерно с начала 1920-х гг. на $0,35^{\circ}\text{C}$. Поэтому за счет наложения этих двух процессов – части последнего цикла процесса десятилетнего масштаба и ветви роста процесса столетнего масштаба – превышение глобальной температуры над ее минимальными значениями составило $1,1^{\circ}\text{C}$.

Изменение температуры воздуха и осадков на территории России. Не смотря на то, что глобальная температура растет, наибольший интерес для каждого жителя планеты представляют изменения климатических условий не в среднем по Земле, а именно в его стране или местности, где он проживает [25]. В данном случае рассмотрим, как изменяются климатические характеристики и прежде всего температура воздуха на территории России [28, 30].

В работе [21] показано, что из 22 выделенных однородных районов (рис. 11.10, а) модель ступенчатых изменений средней районной температуры имеет преимущество над моделью тренда в 15 районах, а в остальных эти модели практически не различаются по величине остаточной дисперсии. Вместе с тем, статистическая значимость модели ступенчатых изменений по отношению к модели стационарной выборки имеет место только для трех районов центральной и южной частей Восточной Сибири, как показано в табл. 11.1, где $\sigma_{\text{ступ.}}$ выделены жирным шрифтом. Аналогичная территория Забайкалья с наибольшим ростом температур для России и всего мира в $1,65^{\circ}\text{C}$ за 100 лет установлена в исследованиях

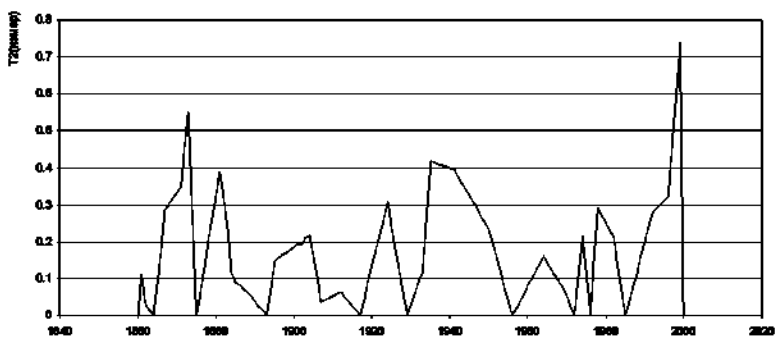
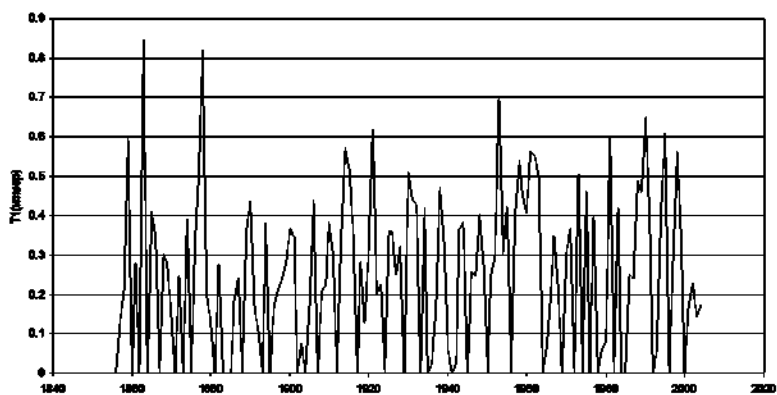
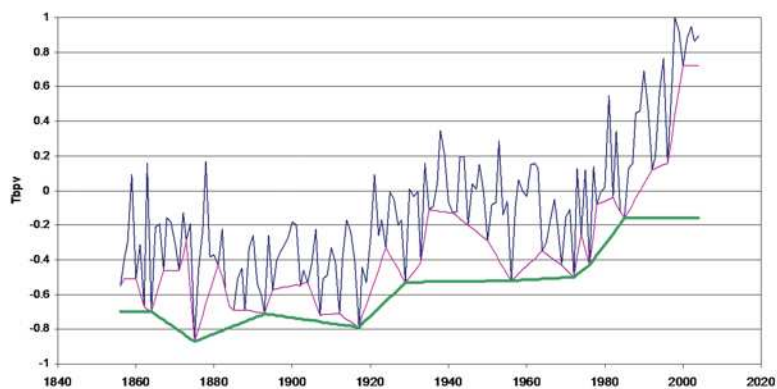


Рис. 11.9. Декомпозиция ряда глобальной температуры методом срезки и выделенные составляющие межгодового и десятилетнего масштабов

ГГО (см. рис. 11.10, б) [31]. При этом градиент роста глобальной температуры составляет 0,75 °С за 100 лет, поэтому можно считать, что территория центра и юга Восточной Сибири вносит основной вклад в глобальное потепление [1, 11].

Таблица 11.1

**Средние квадратические значения остатков (σ')
для стационарной модели, модели тренда и ступенчатых изменений
и относительные отклонения от стационарной модели (Δ %)
в среднем по однородным климатическим районам**

№ района	σ' стац.	σ' тренд	σ' ступ.	Δ %тренд	Δ %ступ.
1	1,07	1,05	1,02	-2,2	-3,5
2	1,04	0,99	0,95	-7,2	-8,6
3	1,02	0,97	0,94	-7,7	-8,5
4	1,09	1,03	1,03	-7,4	-4,9
5	0,81	0,77	0,77	-6,1	-5,5
6	1,00	0,92	0,90	-10,3	-10,2
7	1,00	0,92	0,90	-9,7	-10,2
8	1,12	1,12	1,01	-4,1	-10,4
9	0,94	0,79	0,75	-21,8	-20,0
10	1,11	1,11	0,76	-13,8	-31,7
11а	1,67	1,47	1,36	-12,2	-18,8
11б	1,16	1,08	1,07	-7,2	-7,7
12а	1,25	1,13	1,09	-10,1	-13,2
12б	1,32	1,25	1,22	-5,4	-7,4
12в	1,99	1,32	1,34	-33,5	-32,7
12г	1,05	0,93	0,94	-11,3	-10,5
13а	1,04	1,00	1,04	-4,1	-0,4
13б	1,09	0,98	1,01	-9,7	-6,7
13в	1,53	1,52	1,53	-0,5	0,0
14а	1,46	1,26	0,94	-13,9	-35,5
14б	1,16	1,12	1,11	-4,1	-4,8
15	0,95	0,94	0,88	-5,2	-7,1
Среднее				-9,4	-11,7

Чтобы разобраться в феномене стремительного потепления рассматриваемого региона, из базы данных Королевского метеорологического института Нидерландов были выбраны 10 наиболее продолжительных рядов наблюдений за среднемесячной температурой воздуха по 2009 г. включительно, которые используются

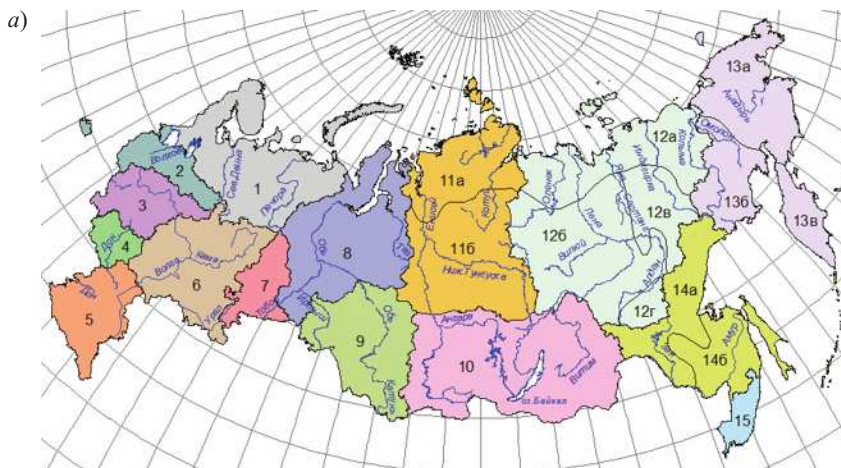


Рис. 11.10. Однородные климатические районы на территории России (а) и область наибольшего роста температур на планете (б)

при определении глобальной температуры. При этом выбор пал на следующие метеостанции (при расположении в регионе с запада на восток и с севера на юг): Ербогачен, Киренск, Витим, Сунтар, Вилюйск, Якутск, Алдан, Оймякон, Усть-Мая, Аян [38]. В связи с тем, что методика определения среднегодовой температуры из среднемесячных данных может быть разная, рассматривались два варианта: определение среднегодовой температуры, если среднемесячные

данные имели место не менее, чем за 9 месяцев года (пропуски наблюдений ≤ 3 месяца в году) и во втором варианте среднегодовая температура рассчитывалась, если данные были за все 12 месяцев.

В многолетних рядах, полученных по первому варианту, имели место существенные повышения температуры до 2–3 °С за последние 25 лет, особенно в Якутске, Оймяконе, Усть-Мая, Вилюйске, Витиме. Однако этот резкий подъем обусловлен аномально высокой среднегодовой температурой 2007 г., которая получена по данным 11 месяцев, так как среднемесячная температура декабря на всех станциях отсутствовала. Если же рассматривать временные ряды, в которых среднегодовая температура получена по всем 12 месяцам, то ситуация существенно изменится. Во-первых, имеет место только ступенчатый рост температуры с середины – конца 1980-х гг., и не для всех станций, а во-вторых, эта «ступенька» достигает 1,6–1,7 °С только в Якутске и Алдане, а на остальных станциях она существенно меньше. Пример разных результатов, получаемых при различных методиках подсчета среднегодовой температуры, показан на графиках рис. 11.11 для Якутска.

Если же принять версию, что в рассматриваемом регионе среднегодовая температура выросла ступенчато где-то 20–25 лет назад, то это может быть связано с изменением атмосферной циркуляции.

Проверка эффективности конкурирующих моделей временных рядов (стационарное среднее, линейный тренд и ступенчатые изменения) была осуществлена также для многолетних рядов температуры воздуха и осадков в отдельных регионах России. Практически во всех случаях преимущество имела модель ступенчатых изменений. Вместе с тем, статистическая эффективность этой модели по сравнению с моделью стационарного среднего была показана для небольшого числа случаев: 17 % – для рядов осадков и 4,7 % – для температуры воздуха на территории севера Западной Сибири; 11 % – для рядов осадков и 6,8 % – для температуры воздуха на территории северо-запада европейской территории России (ЕТР) и всего 4,2 % – для рядов осадков и 3,1 % – для температуры воздуха на территории Калининградской области. Причем подавляющее большинство случаев нестационарности в рядах осадков обусловлено сменой регистрирующих приборов в 1950–1960-х гг. и имело место для рядов осадков холодного периода года.

Таким образом, установлено, что в однородных климатических районах практически всегда преобладает нестационарная модель ступенчатых изменений, однако ее статистическую значимость можно признать только для трех районов в Восточной Сибири.

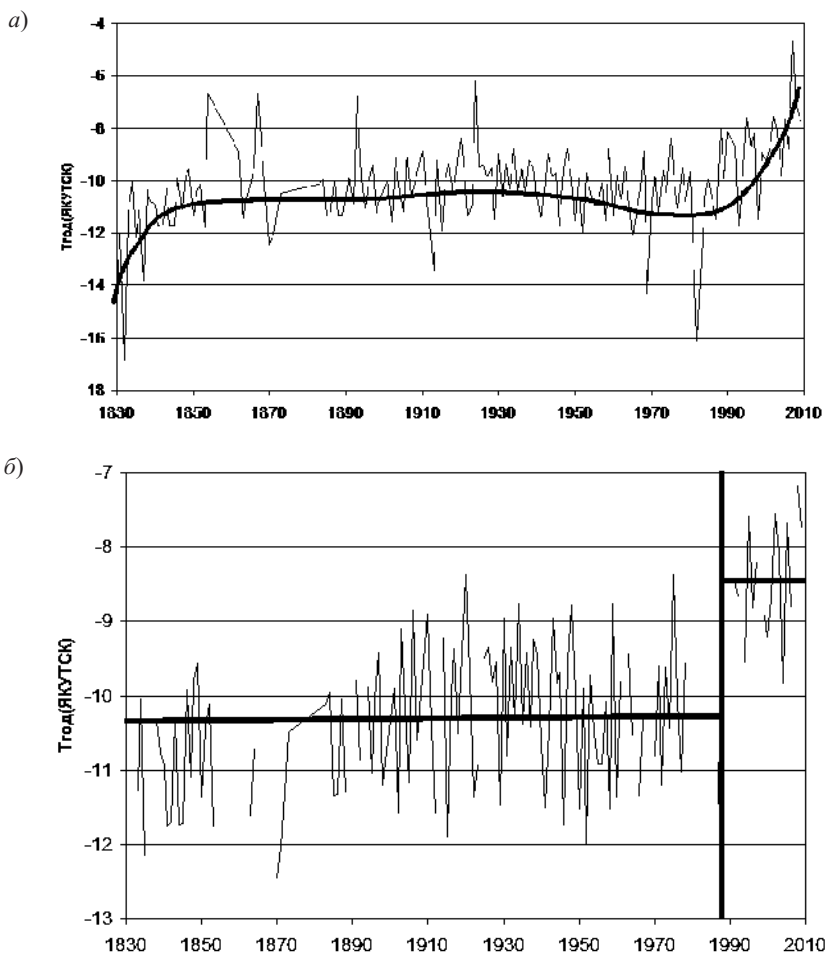


Рис. 11.11. Среднегодовые температуры воздуха в Якутске, полученные по двум вариантам: *а* – с пропусками наблюдений в декабре 2007 г. и *б* – при наблюдениях во все 12 месяцев.

Полученные результаты существенно зависят от способа обобщения информации. Так, если среднегодовую температуру рассчитывать или только когда информация имеется за все 12 месяцев без пропусков или рассчитывать за годы, где есть пропуски, то модель временного ряда может существенно отличаться. В целом же для России процент рядов со статистически значимыми нестационарными температурами невелик и составляет 3–6 % от общего числа

всех характеристик термического режима и всех рядов наблюдений, причем больше всего нестационарности выявляется в рядах среднегодовой температуры. Нестационарных рядов с осадками больше, но практически во всех случаях эта нестационарность проявляется в осадках холодного периода и обусловлена сменой регистрирующих приборов, осуществленной в 1950-х гг. [16, 23].

11.2. Районирование по типу климатических изменений и статистическое пространственное моделирование на севере ЕТР

Применение статистических методов выделения однородных районов показано на примере различных гидрометеорологических характеристик. Для выявления современных изменений гидрометеорологических характеристик были отобраны длительные ряды наблюдений за температурой воздуха на 32-х станциях, суммами годовых осадков на 68-ми станциях и за годовым и максимальным стоком в 54-х пунктах наблюдений на севере европейской территории России (ЕТР) [21]. Ряды были приведены к единому многолетнему периоду и продолжительность многих рядов удалось увеличить с 50–70 лет до 80–101 года. В процедуре восстановления, основанной на использовании станций-аналогов, минимальные допустимые значения коэффициентов множественной корреляции задавались следующие: $R_{кр} = 0,75$ – для стока и осадков и $R_{кр} = 0,85$ – для среднегодовой температуры воздуха.

Восстановленные ряды данных были подвергнуты анализу, который включал следующие основные шаги:

- выделение долгопериодных (столетних) климатических изменений в каждом ряду наблюдений;
- классификацию выделенных долгопериодных составляющих изменений климата и их районирование;
- обобщение информации внутри однородного района в зависимости от установленных закономерностей на основе осреднения и определения параметров пространственной функции распределения или пространственной модели.

На первом шаге в рядах исследуемых гидрометеорологических характеристик были выделены составляющие столетнего масштаба. Для этого использовались метод последовательного осреднения

с периодом 10–15 лет, метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов. Полученные результаты осреднялись с учетом погрешностей каждого метода.

На втором шаге были классифицированы выделенные составляющие столетнего масштаба и определены однородные районы с одинаковыми свойствами климатических изменений. Основными критериями для выделения однородных регионов служили такие свойства, как статистическая значимость (незначимость) столетней составляющей, ее направленность, форма, вклад в общую многолетнюю изменчивость и градиент тенденции. Для формализации классификации климатических изменений был разработан метод, основанный на двух основных признаках: а) критическом минимальном значении коэффициента парной корреляции между рядами выделенных климатических составляющих векового масштаба; б) предельно допустимом максимальном проценте совпадений пунктов наблюдений в соседних классах.

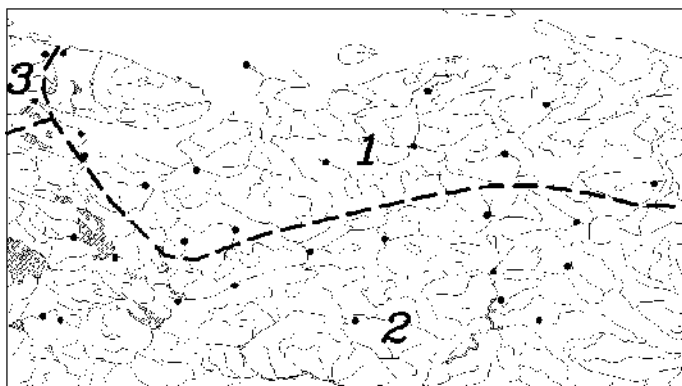
Первый критерий характеризует связанность данных внутри классов, а второй – пространственную локализованность классов и наличие достаточно четких границ между ними. Для классификации климатических закономерностей было задано нижнее пороговое значение коэффициента парной корреляции, равное 0,6, и предельное число совпадений пунктов в соседних классах, равное 20 % от общего их числа в классе. В результате оказались выделены: три вида закономерностей – для температуры воздуха и осадков и четыре – для годового стока. На рис. 11.12 показаны выделенные однородные районы для температуры воздуха, осадков и годового стока.

Были выделены три района со следующими закономерностями изменения температуры воздуха (рис. 11.12, а): 1 – стабильный температурный режим в течение последних 100 лет в северной части рассматриваемой территории; 2 – увеличение температуры, особенно в последние 20 лет, в южной части территории; 3 – уменьшение температуры на некоторых станциях Кольского полуострова, образующих третий небольшой однородный район.

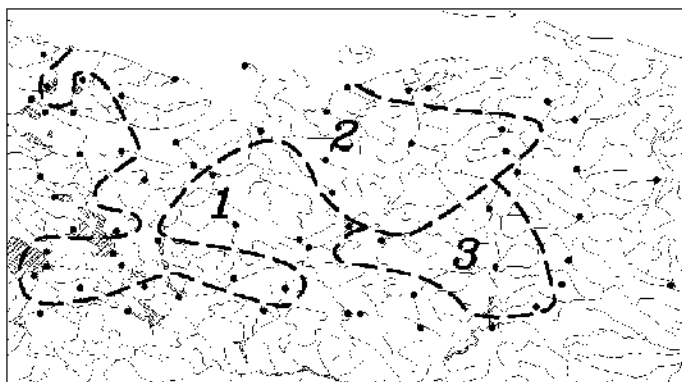
По выявленным закономерностям изменения годовых осадков можно выделить также три района (рис. 11.12, б): 1 – стабильность осадков на большей части территории; 2 – уменьшение осадков в северной части; 3 – ступенчатое увеличение осадков в юго-восточной части севера ЕТР.

Для речного стока выделено четыре однородных района (рис. 11.12, в): 1 – часть бассейна р. Северной Двины с циклическим характером многолетних колебаний стока; 2 – бассейн р. Печоры со

а)



б)



в)

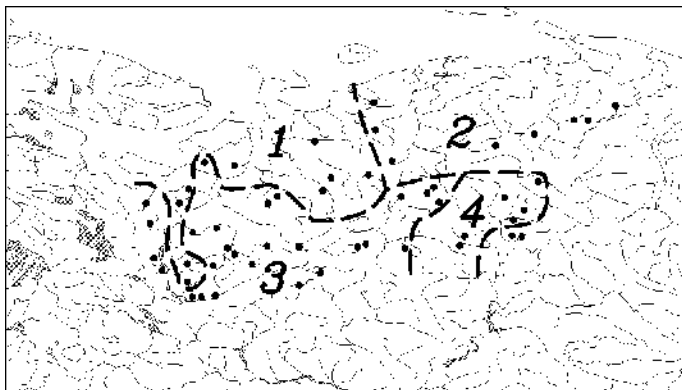


Рис. 11.12. Районирование климатических изменений для (сверху вниз): среднегодовой температуры воздуха, сумм годовых осадков; годового стока, где цифры – номера районов, точки – пункты наблюдений

стационарным многолетним режимом; 3 – ступенчатое уменьшение годового стока на севере территории; в основном в бассейнах рек Онеги и Северной Двины; 4 – ступенчатое увеличение годового стока с конца 1980-х годов на юго-востоке рассматриваемой территории в верховьях рек Печоры и Северной Двины.

Из рис. 11.12 следует, что районы с увеличением и уменьшением осадков и речного стока взаимосвязаны. Были также сопоставлены ряды рассматриваемых гидрометеорологических характеристик, осредненные по однородным районам, и ряды тех же характеристик, осредненные для всей территории севера ЕТР. Полученные результаты свидетельствуют о том, что при отсутствии районирования территории по сходным климатическими тенденциями можно получить выводы о ступенчатом подъеме температуры воздуха с конца 1980-х гг., уменьшении количества осадков за последние 15 лет и неизменности годового стока с некоторыми циклическими колебаниями десятилетнего масштаба. Подобные выводы в действительности не отражают частные закономерности, которые различаются в выделенных районах рассматриваемой территории.

Эффективность проведенного климатического районирования оценивалась по величине коэффициентов корреляции между рядом, полученным осреднением внутри однородного района, и отдельными рядами наблюдений для всей рассматриваемой территории. Практически для всех средних рядов были получены связи с индивидуальными рядами внутри данного района при высоких коэффициентах корреляции (более 0,75–0,8 – для годовой температуры и речного стока и более 0,6–0,7 – для годовых осадков), а с рядами, находящимися за пределами однородного района, – с существенно более низкими значениями коэффициентов корреляции. Пример оценки эффективности районирования климатических изменений в рядах речного стока на основе коэффициентов парной корреляции между индивидуальными рядами и средним районным приведен на рис. 11.13 для однородного района 1.

Из рис. 11.13 следует, что для водосборов внутри выделенного однородного района 1 имеет место высокая связанность индивидуальных рядов наблюдений со средним

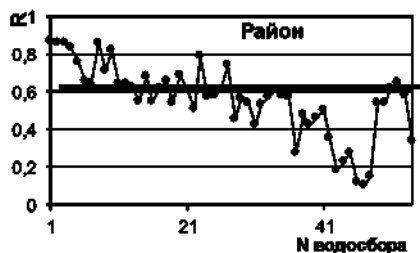


Рис. 11.13. Оценка эффективности районирования климатических изменений речного стока для района 1

районным ($R > 0,62$), а для водосборов за пределами района – существенно более низкая.

В выделенных по характеру климатических изменений однородных районах были построены статистические пространственные модели и рассчитаны их коэффициенты A_1 , A_0 и параметр внутренней неоднородности – $AS\epsilon$. В качестве примера на рис. 11.14 приведены многолетние ряды коэффициентов и параметров пространственных моделей в каждом из четырех однородных районов по речному стоку. Из графиков видно, что многолетние зависимости коэффициентов имеют разные закономерности в разных районах.

11.3. Временные и пространственные модели изменения температуры воздуха для территории Европы

В данном примере рассматриваются ряды среднемесячной температуры воздуха, полученные в результате обработки наблюдений, осуществляемых на сети метеостанций, расположенных на территории Европы [20]. Основными критериями при выборе данных были: наибольшая продолжительность рядов, небольшое количество пропусков наблюдений за последнее столетие и равномерность размещения пунктов наблюдений по территории. В результате оказались отобранными 118 станций и рассматриваемый период назначен с 1900 по 2000 г. Примерно около 1/3 рядов имели период наблюдений без пропусков. Для остальных рядов были восстановлены пропуски и увеличена их продолжительность на основе построения регрессионных зависимостей с продолжительными рядами-аналогами.

При обобщении внутри года выбраны четыре характеристики: среднегодовая температура (T_{cp}) и коэффициенты сезонной функции ($B1$, $B0$ и $S\epsilon$), полученные для каждого года. Методом срезки и сглаживания амплитуд циклов для каждого ряда определены составляющие трех временных масштабов: межгодового, десятилетнего и векового. Средние периоды циклов для процессов межгодового и десятилетнего масштабов, которые характеризуют климатическую изменчивость, составляют соответственно 3,1 года и 14 лет, с достаточно существенными вариациями. Установлено, что модели временных рядов для межгодовой и десятилетней составляющих

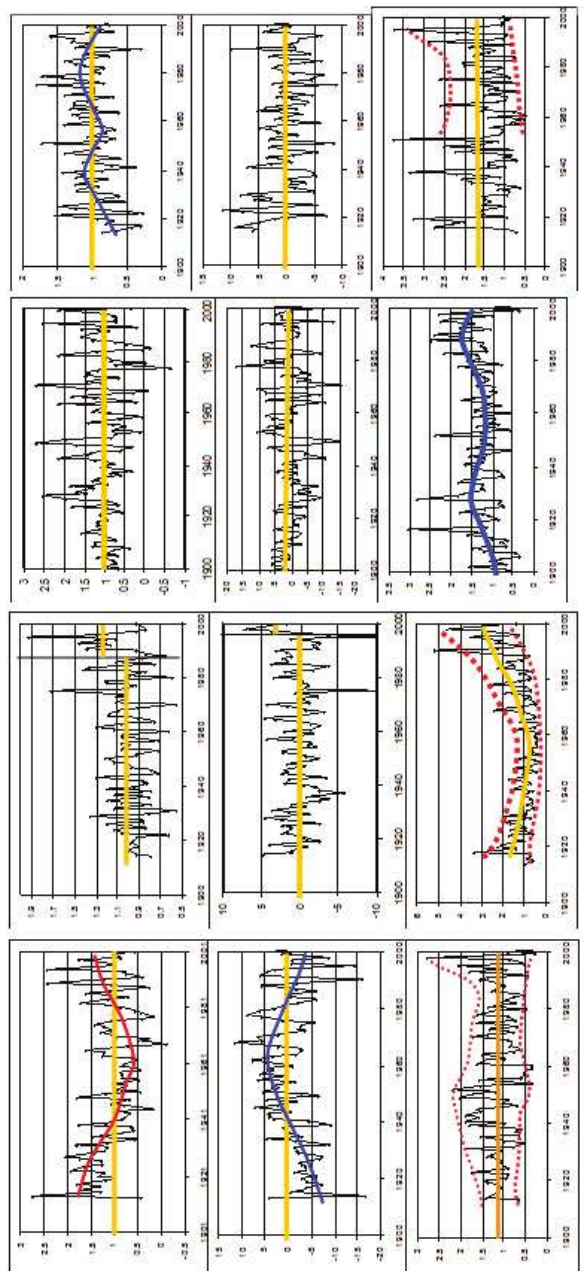


Рис. 11.14. Многолетние ряды коэффициентов A_1 , A_0 и параметра ΔSc (сверху вниз) в каждом из четырех однородных районов по виду климатических изменений в речном стоке на севере ЕТР

можно отнести к классу стохастических. Для столетней климатической составляющей определены вид изменения, его знак, статистическая значимость и градиент. Полученные климатические «сигналы» разделены на одинаковые группы по виду и знаку климатического тренда. В результате ряды климатических трендов среднегодовой температуры воздуха были разбиты на четыре основные группы со следующими свойствами:

- монотонный подъем с начала XX в.;
- подъем до середины 1930-х гг., затем падение и следующий подъем с начала 1990-х;
- отсутствие заметных изменений в первую половину века и подъем с начала 1960-х гг.;
- отсутствие изменений до начала 1980-х и затем падение температуры.

Климатические тренды в рядах параметров $B1$, $B0$ и $S\varepsilon$ были разделены на 3 класса. Для коэффициента $B1$ – это уменьшение, неизменность, подъем; для коэффициента $B0$ – подъем с 1950-х гг., подъем с 1970-х гг. и неизменность во времени; для параметра $S\varepsilon$ – подъем, уменьшение и постоянство в последние несколько десятилетий. Однако в связи с тем, что территориально одна и та же группа с отсутствием климатического тренда в рядах $B1$ и $B0$ разделена другими классами, для этих коэффициентов были выделено 4 однородных района.

Районирование территории Европы по виду климатических тенденций в рядах $T_{\text{ср}}$, $B1$, $B0$ и $S\varepsilon$ показано на рис. 11.15. Далее возможны два пути пространственного обобщения в пределах однородных районов: осреднение или построение моделей, учитывающих пространственные особенности поля. Пример осредненных рядов среднегодовой температуры для каждого однородного района приведен на рис. 11.16.

Вместе с тем, территориальные изменения среднегодовой температуры остаются достаточно существенными и составляют несколько градусов, что желательно описать с помощью пространственной модели. Пример временных рядов вычисленных параметров пространственных моделей для каждого из четырех однородных районов с однотипными изменениями среднегодовой температуры воздуха приведен на рис. 11.17. Из рисунка следует, что для всех районов градиент пространственного поля ($A1_j$) имеет тенденцию к уменьшению, и само поле становится со временем более однородным. Уровень поля (коэффициент $A0_j$) имеет тенденцию к увеличению, то есть средняя региональная температура

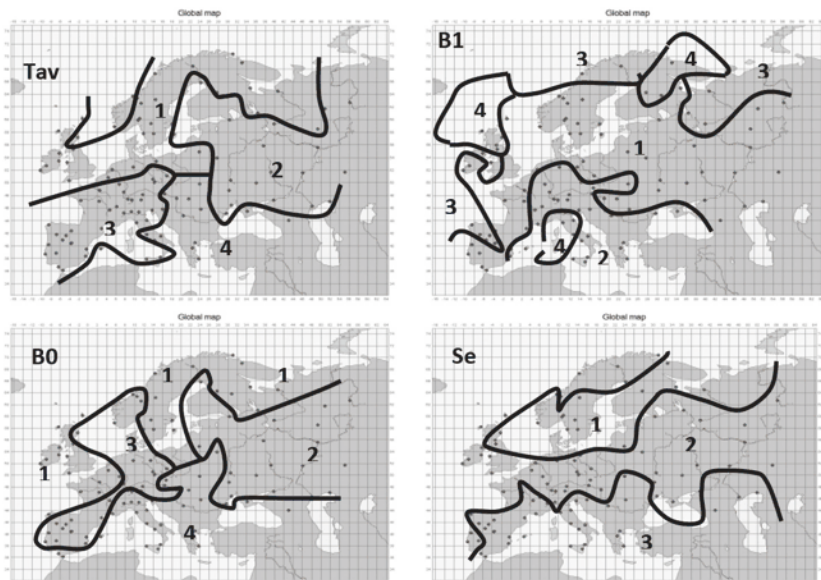


Рис. 11.15. Районирование территории Европы по однотипным климатическим изменениям в: среднегодовой температуре воздуха (*Tav*) и коэффициентах (*B1* и *B0*) и параметрах (*Se*) сезонной функции

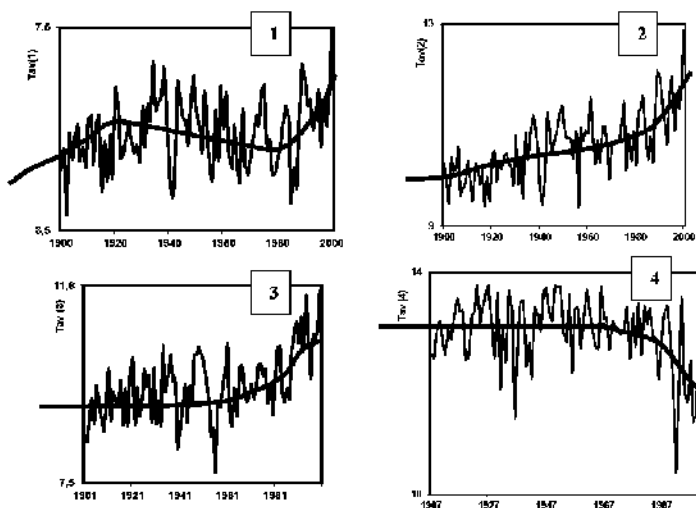


Рис. 11.16. Средние значения среднегодовой температуры воздуха в выделенных однородных районах (цифра – номер района)

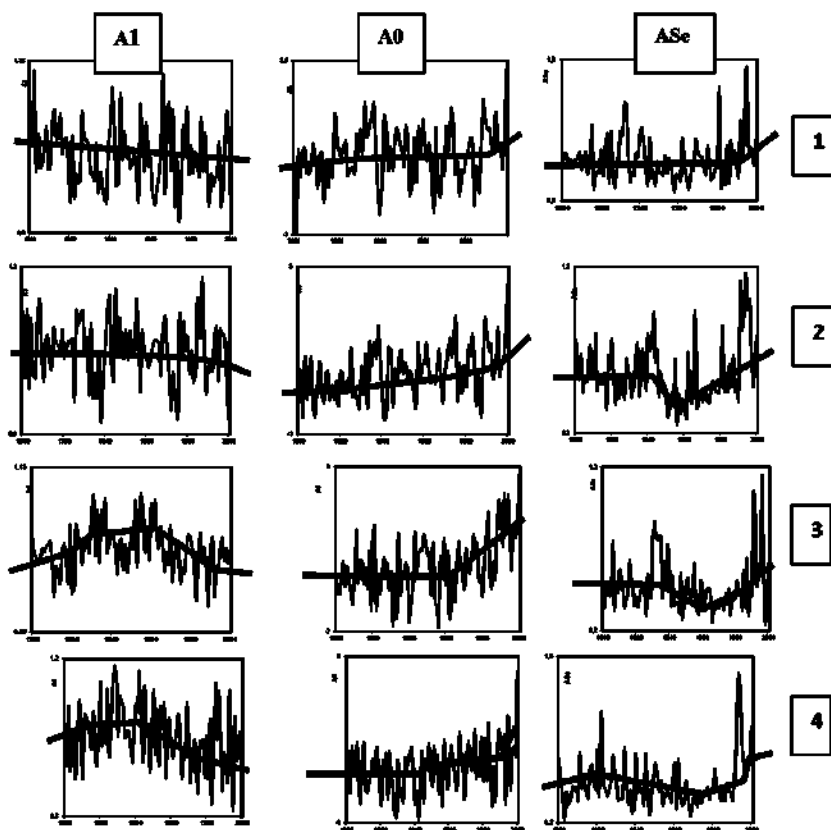


Рис. 11.17. Коэффициенты пространственных моделей ($A1$, $A0$, ASe) для четырех однородных районов с однотипными климатическими изменениями среднегодовой температуры воздуха

воздуха в целом увеличивается и стандарт погрешностей модели также увеличивается (параметр ASe_j), что свидетельствует об увеличении внутренней неоднородности поля. Аналогичные пространственные модели в однородных районах были построены и для коэффициентов сезонной функции ($B1$, $B0$ и Se).

Еще один вид полезной информации дают уравнения взаимосвязи между параметрами моделей. Так, для коэффициента $A1_j$ поля среднегодовой температуры воздуха имеют место следующие уравнения связи с другими коэффициентами пространственных моделей в каждом из четырех однородных районов:

$$1\text{-й район: } A1 = -0,0693A0 + 1,000, R = 0,854; \quad (11.2)$$

$$2\text{-й район: } A1 = -0,0522A0 + 1,000, R = 0,888; \quad (11.3)$$

$$3\text{-й район: } A1 = -0,0332A0 + 1,000, R = 0,716; \quad (11.4)$$

$$4\text{-й район: } A1 = -0,0571A0 + 1,000, R = 0,953, \quad (11.5)$$

где R – коэффициент корреляции.

Анализ и интерпретация полученных территориальных закономерностей позволяет сделать следующие общие выводы.

А) Среднегодовая температура воздуха растет практически во всей Европе за исключением юго-восточной части (район 4, рис. 11.15). В Восточной Европе тенденция подъема монотонная и устойчивая (район 2), в Центральной и Западной Европе (район 3) существенный подъем температуры начался только в 1960–1970-е гг., а в Северной Европе (район 1) имел место спад температуры, а подъем начался только с 1990-х гг.

Б) Амплитуда годового хода (коэффициент $B1$) значительно уменьшается в Восточной Европе и частично – в Северной и Западной Европе (район 1). Объясняется это ростом зимней и некоторым уменьшением летней температуры. На самом севере Европы (район 3) и в Южной и Центральной Европе (район 2) каких-либо изменений амплитуд сезонной функции не наблюдается. Отдельные территории (район 4) в морских и прибрежных районах на севере и юге континента характеризуются небольшим ростом годовой амплитуды температуры воздуха.

В) Районирование территории по коэффициенту $B0$ достаточно хорошо совпадает с районированием климатических тенденций в среднегодовых температурах, однако направленность тенденций более сглажена. Так, монотонный рост $B0$ имеет место также в Восточной Европе (район 2), а подъем с 1970-х гг. – в Центральной и Западной Европе (район 3). Вместе с тем в Северной и Южной Европе (районы 1 и 4) каких-либо изменений в положении сезонной функции не наблюдается.

Г) Климатические изменения в параметре синоптической активности (Se) имеют хорошо выраженное широтное районирование. В Северной Европе (район 1) наблюдается рост синоптической активности, что выражается в более частом прохождении циклонов северо-атлантического направления. В средней полосе Европы (район 2) синоптическая активность, наоборот, несколько снижается, а в Южной Европе (район 3) она остается неизменной где-то с 1970-х гг.

Д) Градиенты пространственных моделей ($A1_{\text{г}}$) имеют тенденцию к уменьшению для полей среднегодовой температуры воздуха и практически неизменны во времени для параметров сезонной функции. Уровень пространственного поля ($A0_{\text{г}}$) повышается для среднегодовой температуры, неизменен или снижается в ряде районов для амплитуды сезонной функции ($B1$), повышается или неизменен для положения сезонной функции ($B0$) и стабилен для интенсивности внутригодовых синоптических процессов (Se). Внутренняя пространственная неоднородность (ASe) увеличивается только для полей годовой температуры, а для полей параметров сезонной функции остается практически неизменной.

11.4. Оценка региональных климатических изменений (на примере Костромской области)

Для статистического моделирования и оценки климатических изменений на территории Костромской области было выбрано 14 пунктов с наблюдениями за температурой воздуха и 32 пункта с наблюдениями за осадками, достаточно равномерно размещенных по территории, как следует из рис. 11.18 [24].

Для температуры воздуха средний период наблюдений в 63 года (при вариации от 61 до 74 для разных характеристик) был увеличен за счет процедуры восстановления пропусков и удлинения рядов до 85 лет (при вариации от 81 до 87 лет), или на 35 %. Осадки восстанавливались несколько хуже, так как их пространственная связанность была ниже, причем ниже летом, чем зимой, но в среднем

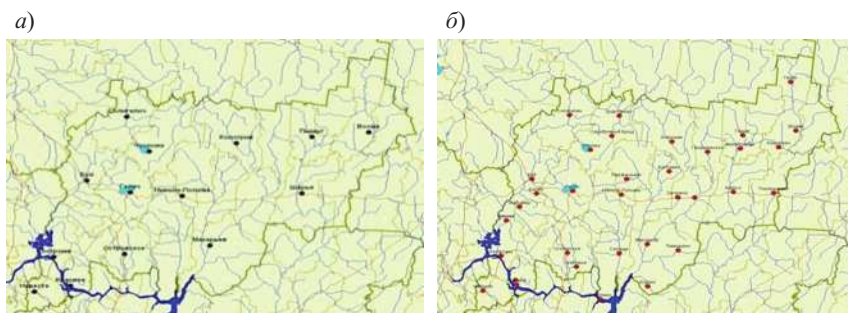


Рис. 11.18. Расположение пунктов наблюдений
за температурой воздуха (а) и осадками (б) на территории Костромской области

продолжительность рядов наблюдений была увеличена более, чем в 2 раза: с 32 до 80 лет. Особенность рядов твердых осадков заключается в том, что смена измерительных приборов в 1950-х гг. существенно повлияла на их однородность, и для моделирования осадков холодного периода года ряды рассматривались только начиная с 1960 г., когда они являлись однородными.

Исследование и моделирование наиболее продолжительного ряда наблюдений за температурой воздуха на метеостанции Кострома с 1842 г. показало, что с 1988 г. наблюдается ступенчатое увеличение среднегодовой температуры примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$, что обусловлено аналогичным ступенчатым подъемом температур в феврале, марте и апреле (рис. 11.19). Причем наибольшее ступенчатое увеличение температуры, составляющее около 4°C , наблюдается в марте, а в другие месяцы оно было около 2°C . В остальные месяцы года ряды температуры воздуха являются однородными и стационарными за некоторым исключением ряда среднемесячной температуры июля, в котором имеет место выдающийся максимум 2010 г., связанный с аномальными погодными условиями, вызванными продолжительным антициклоном и жаркой погодой.

Эффективные модели ступенчатых изменений установлены для среднегодовой температуры еще в шести метеостанциях на территории области и обусловлены аналогичными ступенчатыми изменениями, в основном в марте и апреле. Пространственное распределение отклонений модели ступенчатых изменений от стационарной модели показано на рис. 11.20.

Результаты, приведенные на рис. 11.20, свидетельствуют о том, что проявление климатических изменений наблюдается в центральной и северной частях территории области, а на юго-западе оно полностью отсутствует.

Для территории Костромской области были также построены статистические пространственные модели для каждой из 20 характеристик температурного режима: 12 среднемесячных, среднегодовая температура, 3 коэффициента функции сезонных изменений и сезонная температура. В качестве примера на рис. 11.21 приведены хронологические графики коэффициентов A_1 и A_0 , параметра $AS\epsilon$, а также коэффициентов корреляции (R) пространственной модели среднегодовой температуры воздуха.

Анализ графиков показывает следующее. Коэффициент A_1 , характеризующий пространственный градиент, в среднем равен 1 и является стационарным, но его дисперсия существенно увеличилась с 1987 г. Это означает, что в одни годы поле температур имеет

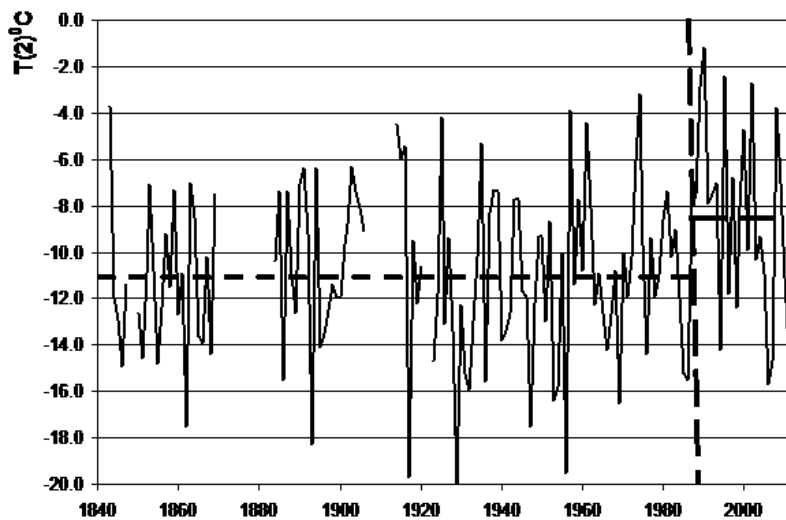
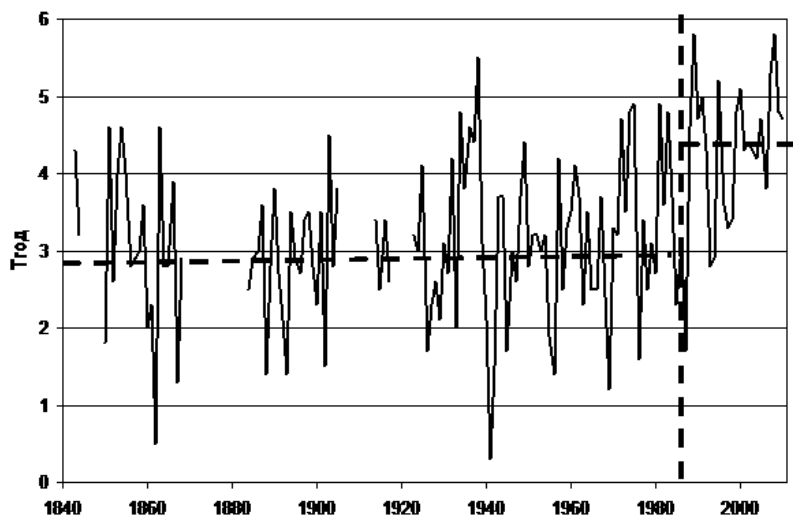


Рис. 11.19 (начало). Хронологические графики температуры воздуха (среднегодовой, среднемесячной за февраль, март, апрель) по метеостанции Кострома со ступенчатым ростом в конце 1980-х гг.

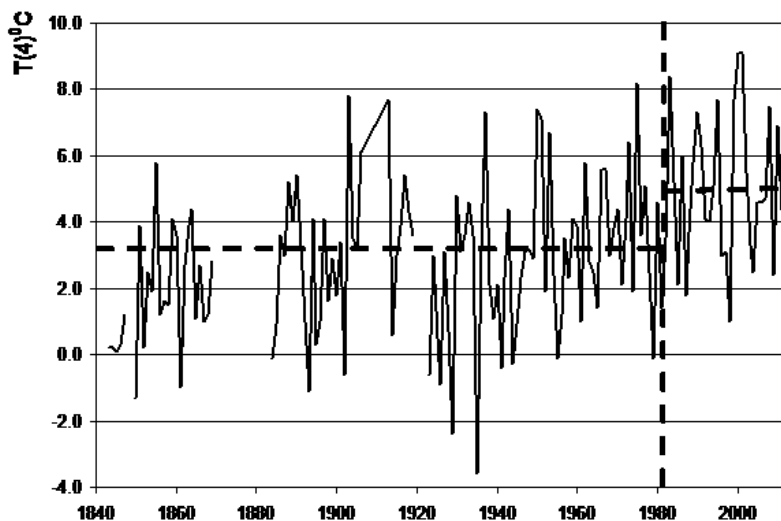
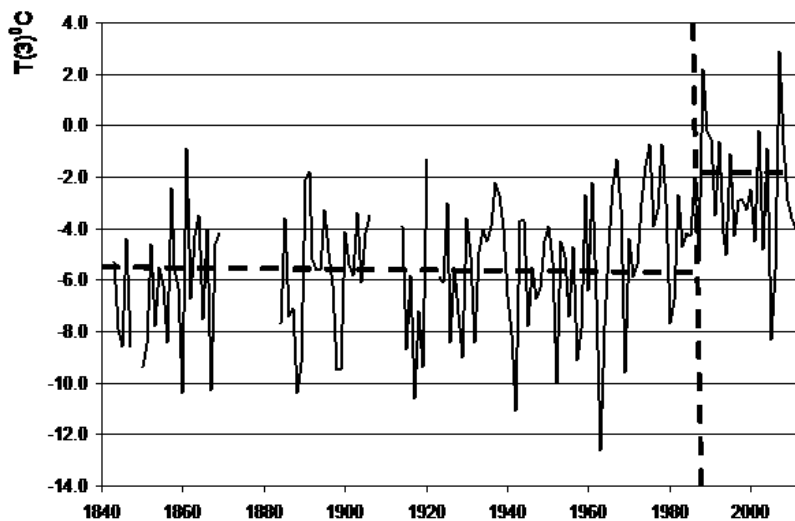


Рис. 11.19 (окончание). Хронологические графики температуры воздуха (среднегодовой, среднемесячной за февраль, март, апрель) по метеостанции Кострома со ступенчатым ростом в конце 1980-х гг.

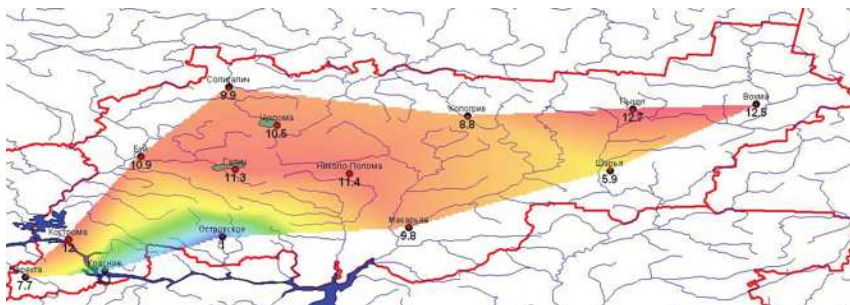


Рис. 11.20. Пространственное распределение отклонений нестационарной модели ступенчатых изменений от стационарной ($\Delta_{st} \%$) для среднегодовой температуры воздуха

малый градиент и является практически ровным, так как значения температур близки между собой, как в 1994 г., когда $A_1 = 0,021$, а в другие годы наблюдаются очень большие пространственные градиенты, как в 2007 г., когда $A_1 = 2,059$. Поэтому можно говорить о нестабильности пространственного градиента, начиная с конца 1980-х гг. Коэффициент A_0 , характеризующий средний уровень поля или среднюю региональную температуру также не является стационарным, но уже по средним значениям. С 1993 г. значения коэффициента A_0 ступенчато увеличились, и его среднее значение стало 0,9 вместо 0, как за предыдущие годы. Резкое увеличение среднего значения поля связано со ступенчатым увеличением среднегодовых температур с конца 1980-х гг. практически на большей части территории, как следует из рис. 11.20. Параметр $AS\epsilon$, характеризующий внутреннюю однородность поля среднегодовой температуры, не является стационарным по дисперсии, которая существенно (в 2–3 раза) увеличилась с начала 1990-х гг., что свидетельствует об увеличении неоднородности пространственного поля среднегодовых температур. Рост дисперсии, хотя и в меньшей степени, наблюдается и для коэффициентов корреляции пространственных моделей также с начала 1990-х. Если за предыдущий период в 57 лет коэффициенты R в среднем были равны 0,73 и число малых значений было невелико (всего 4 случая с $R < 0,4$), то за последний период в 19 лет среднее R уменьшилось до 0,59, а число случаев с $R < 0,4$ стало уже 7, то есть близко к половине. В 1994 г. $R = 0,01$, что и привело к экстремально низкому значению градиента поля. Таким образом, комплексный анализ динамики коэффициентов и параметров пространственной модели среднегодовых температур воздуха

позволил сделать вывод, что за счет ступенчатого увеличения температуры с конца 1980-х гг. на большей части территории с некоторым запаздыванием увеличилась и средняя региональная температура, пространственный градиент температуры стал неустойчивым и при этом существенно увеличилась внутренняя неоднородность поля температуры.

Помимо оценки динамики коэффициентов и параметров пространственных моделей не меньший научный и практический интерес представляет их взаимосвязанность. В связи с тем, что среднее региональное значение может быть спрогнозировано, например, по моделям общей циркуляции атмосферы (МОЦА), то можно оценить, как коэффициент A_0 связан с градиентом поля – коэффициентом A_1 , а тот, в свою очередь, – с внутренней неоднородностью поля, выраженной параметром $AS\varepsilon$ или коэффициентом корреляции пространственной модели R . Для этой цели были построены линейные уравнения вида:

$$A_1 = -a_1 A_0 + a_0; \quad (11.6)$$

$$AS\varepsilon = -b_1 A_1 + b_0; \quad (11.7)$$

$$R = c_1 A_1 + c_0, \quad (11.8)$$

где $a_1, a_0, b_1, b_0, c_1, c_0$ – эмпирические коэффициенты, определяемые по методу наименьших квадратов (МНК).

Рассчитанные коэффициенты a_1, a_0, c_1, c_0 , а также коэффициенты корреляции r уравнений (11.6) и (11.8) приведены в табл. 11.2 для каждой характеристики температуры воздуха. Эффективных зависимостей вида (11.7) между параметром внутренней неоднородности поля и пространственным градиентом получено не было.

По результатам табл. 11.2 следует, что наиболее тесные связи имеют место между коэффициентами A_1 и A_0 , или между градиентом поля и средним региональным значением температурной характеристики. Причем эти связи в холодный период положительны, то есть чем больше среднее региональное значение, тем больше и градиент, а в теплый период года – отрицательны, то есть при большом значении средней региональной температуры имеет место малый градиент поля.

Можно сделать вывод, что, чем теплее лето, тем более одинаковы температуры по региону, и обратное: чем теплее зима, тем больше пространственный градиент, или различие температур, по области. Поэтому жаркое лето и холодная зима дают примерно одинаковые

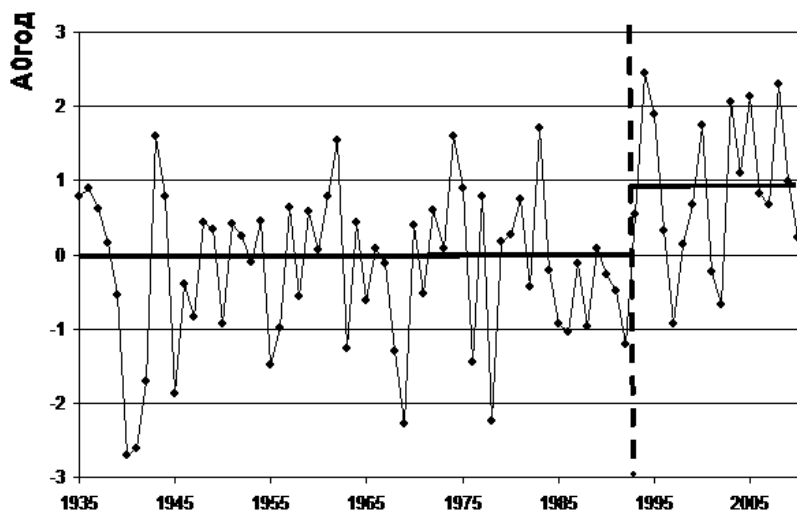
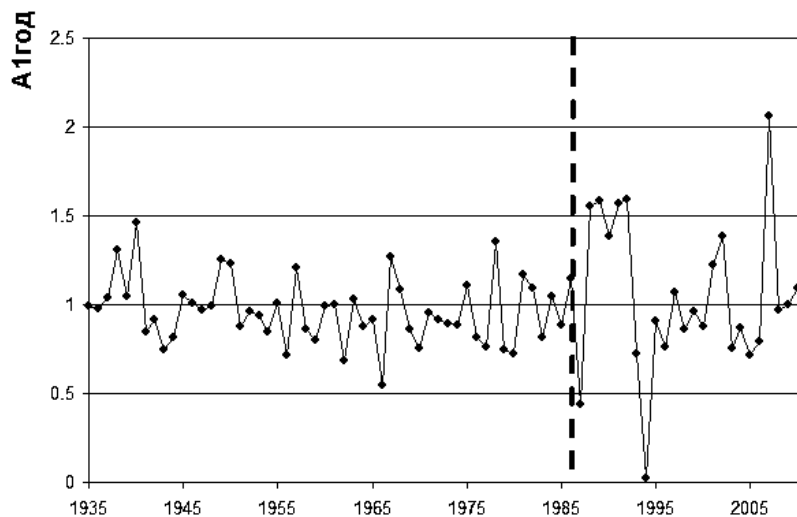


Рис. 11.21 (начало). Коэффициенты и параметры пространственной модели среднегодовой температуры воздуха для Костромской области

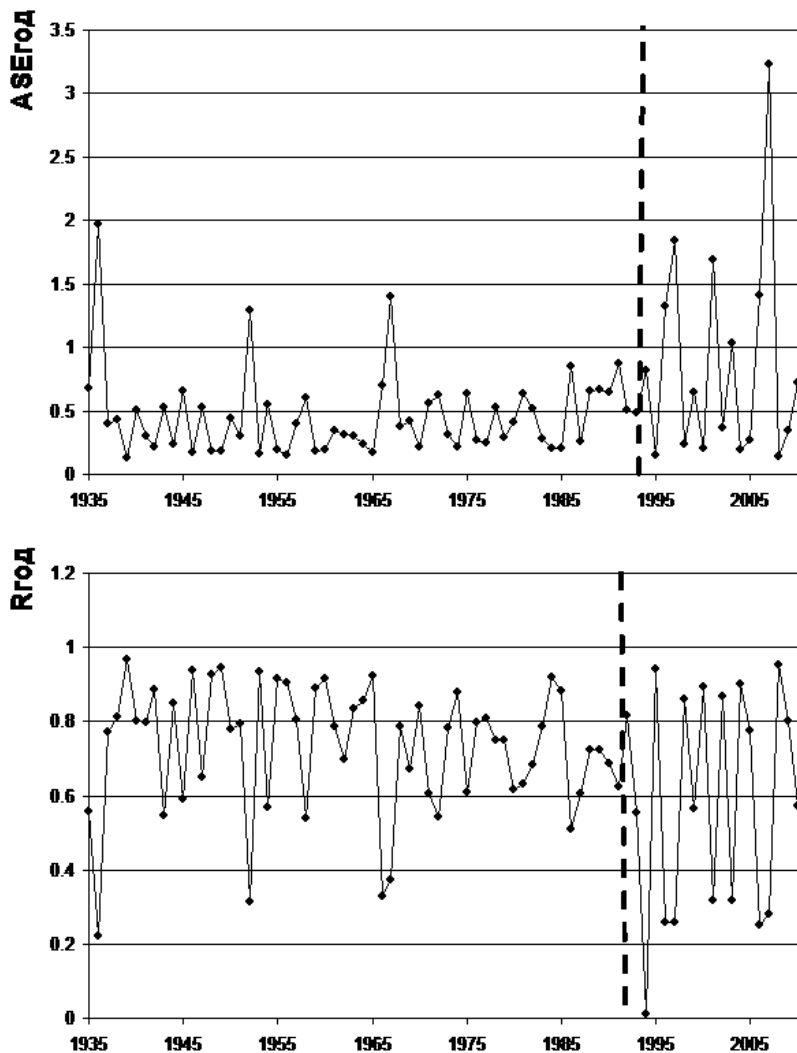


Рис. 11.21 (окончание). Коэффициенты и параметры пространственной модели среднегодовой температуры воздуха для Костромской области

температуры для всех станций территории области. Аналогичные результаты получены и для соответствующих характеристик теплой и холодной температуры: наибольшая и наименьшая из среднемесячных, средняя за лето и зиму. В переходные периоды весной и осенью уравнения взаимосвязи менее эффективны. Такая неоднозначность связанности коэффициентов пространственной модели внутри года приводит к тому, что для поля среднегодовой температуры они практически не связаны ($r = 0,35$). Интересно отметить, что высокая связанность коэффициентов пространственной модели наблюдается для амплитуды годового хода температура ($B1$) и для интенсивности макросиноптических процессов (Se). Причем эти связи отрицательные, так же, как и для температур теплого периода года. Для коэф-

Таблица 11.2

Коэффициенты уравнений взаимосвязи между параметрами пространственных моделей температур воздуха

Хар-ка тем-ры	$A_1 = -a_1 A_0 + a_0$			$R = c_1 A_1 + c_0$		
	a_1	a_0	r	c_1	c_0	r
T1	0,068	1,001	0,93	0,257	0,378	0,55
T2	0,066	0,995	0,96	0,364	0,287	0,69
T3	0,127	1,009	0,81	0,195	0,301	0,48
T4	-0,134	0,980	0,56	0,336	0,408	0,67
T5	-0,080	1,010	0,94	0,334	0,476	0,57
T6	-0,060	1,000	0,98	0,354	0,312	0,70
T7	-0,054	1,000	0,98	0,224	0,495	0,47
T8	-0,062	1,001	0,98	0,310	0,300	0,60
T9	-0,085	1,000	0,90	0,389	0,389	0,58
T10	-0,113	0,975	0,51	0,335	0,443	0,61
T11	0,092	1,000	0,58	0,253	0,520	0,50
T12	0,071	1,000	0,71	0,169	0,548	0,35
Tгод	-0,088	0,997	0,35	0,084	0,612	0,11
Tмакс	-0,056	1,002	0,98	0,356	0,344	0,69
Tмин	0,056	0,999	0,94	0,153	0,429	0,30
Tлето	-0,062	1,000	0,97	0,348	0,481	0,58
Tзима	0,083	1,003	0,98	0,386	0,401	0,75
B1	-0,988	0,996	0,99	0,117	0,089	0,68
B0	0,412	0,805	0,21	0,184	0,060	0,86
Se	-0,412	0,999	0,99	0,121	0,182	0,59

коэффициента B_0 взаимосвязь A_1 и A_0 низкая, что вполне естественно, так как он хорошо связан со среднегодовой температурой.

Зависимости между коэффициентами корреляции пространственных моделей и пространственным градиентом, хотя всегда и положительны, но имеют разную эффективность для разных температурных характеристик, изменяясь от $r = 0,11$ для среднегодовой температуры до $r = 0,7 \dots 0,8$ для температуры июня, зимы, коэффициента B_0 . Каких-либо сезонных закономерностей в динамике r не наблюдается. Можно лишь сделать общий вывод, что чем выше градиент поля, тем больше показатель его внутренней неоднородности.

Статистические модели осадков являются практически стационарными, а нестационарность осадков холодного периода года обусловлена сменой регистрирующих приборов в 1950-х гг., на который дополнительно накладывается естественный период минимальных осадков 1940–1950-х гг. Отдельные случаи нестационарности, не связанные со сменой приборов, детально рассмотрены. Они обусловлены скорее всего локальными причинами и влиянием процедуры суммирования и усиления статистических незначимых нестационарностей отдельных месяцев. Из 646 рядов различных характеристик осадков (19 характеристик и 34 метеостанции) нестационарные модели, не связанные со сменой приборов, имеют место только в 8 случаях (1 %) и на 4 метеостанциях (Вохма, Макарьев, Нерехта и Кологрив), причем в 4 случаях нестационарные модели имеют место для станции Вохма (твердые и жидкие осадки), а в двух (твердые и годовые) – для станции Макарьев.

Вместе с тем для осадков были также установлены хорошие взаимосвязи между коэффициентами пространственных статистических моделей. Статистические пространственные модели были получены для каждой из 19 характеристик режима осадков, но за разные интервалы времени. Так, осадки холодного периода (ноябрь – февраль, минимальные в году, зима, холодный период) и годовые были выбраны с 1960 по 2010 г., чтобы исключить влияние неоднородности за счет смены приборов. Для остальных осадков теплого периода (март – октябрь, наибольшие в году, лето, теплый период года) ряды были выбраны за весь период наблюдаемых и восстановленных данных. Установлено, что имеют место тесные взаимосвязи между коэффициентами пространственных моделей со средними $r = 0,93$ для зависимости $A_1 = -a_1 A_0 + a_0$ и $r = 0,87$ для зависимости $R = c_1 A_1 + c_0$. Имеется некоторая сезонная закономерность в величинах коэффициентов корреляции (r): летом они выше, чем зимой и для жидких осадков или осадков теплого периода выше, чем для

твердых осадков. В результате получено, что чем больше средние региональные осадки, тем меньше пространственный градиент и тем меньше внутренняя неоднородность поля. При этом, если можно оценить будущие значения общих для региона осадков, то по ним на основе уравнений вида $A_1 = -f(A_0)$ можно рассчитать и пространственный градиент A_1 , а на его основе – коэффициент корреляции R уравнения вида $R = f(A_1)$, по которому можно перейти к параметру $AS\epsilon$ в пространственной статистической модели, а затем – к значениям характеристик осадков на отдельных станциях.

В связи с тем, что был установлен ступенчатый рост температуры воздуха в конце 1980-х гг., который наиболее проявился в северной части Костромской области, следует установить и его причины. Для решения этой задачи было проведено исследование как факторов радиационной составляющей температуры воздуха (приходящая солнечная радиация на верхнюю границу атмосферы, данные актинометрических наблюдений по метеостанции Кострома), так и адвективной (индекс Северо-Атлантического колебания – САК, атмосферное давление на станциях) [2, 9, 29].

Особенность конца 1980-х гг. заключается в том, что здесь произошел резкий переход от минимальных значений приходящей радиации в 1365 Вт/м^2 для межгодового процесса (и даже от 1363 Вт/м^2 с учетом внутригодовых колебаний) до 1367 Вт/м^2 (и даже до 1368 Вт/м^2 с учетом внутригодовых колебаний), то есть на $2 \dots 5 \text{ Вт/м}^2$. Это же изменение зафиксировано и в данных актинометрических наблюдений, как показано на рис. 11.22. Из анализа временных рядов следует, что они содержит два квазистационарных периода: низкой и высокой приходящей радиации, причем переход от периода низкой радиации к высокой является достаточно быстрым, а его начало приходится на конец 1980-х – начало 1990-х гг.

Однако изменение приходящей солнечной радиации носит циклический характер и не может полностью объяснить одноразовое ступенчатое увеличение приземной температуры. В этой связи были исследованы и факторы адвекции, в частности индекс САК. Положительные отклонения индекса САК (или положительная фаза) свидетельствуют об усилении зональной циркуляции, при этом исландский минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены, усиливается ветер в тропосфере в зоне $50\text{--}60^\circ \text{ с.ш.}$, траектории циклонов смещаются на север на $200\text{--}400 \text{ км}$ относительно их среднего положения, наблюдается положительная аномалия приземной температуры в Европе и ослабление процессов блокирования. В отрицательной фазе

САК происходит усиление меридионального типа циркуляции, ослабление ветров в тропосфере в зоне $50-60^{\circ}$ с.ш., смещение траекторий циклонов на юг, усиление процессов блокирования в атмосфере и имеет место положительная аномалия приземного давления и геопотенциала в исландском минимуме и отрицательная аномалия в азорском максимуме. В результате наблюдается отрицательная аномалия приземной температуры воздуха в Европе.

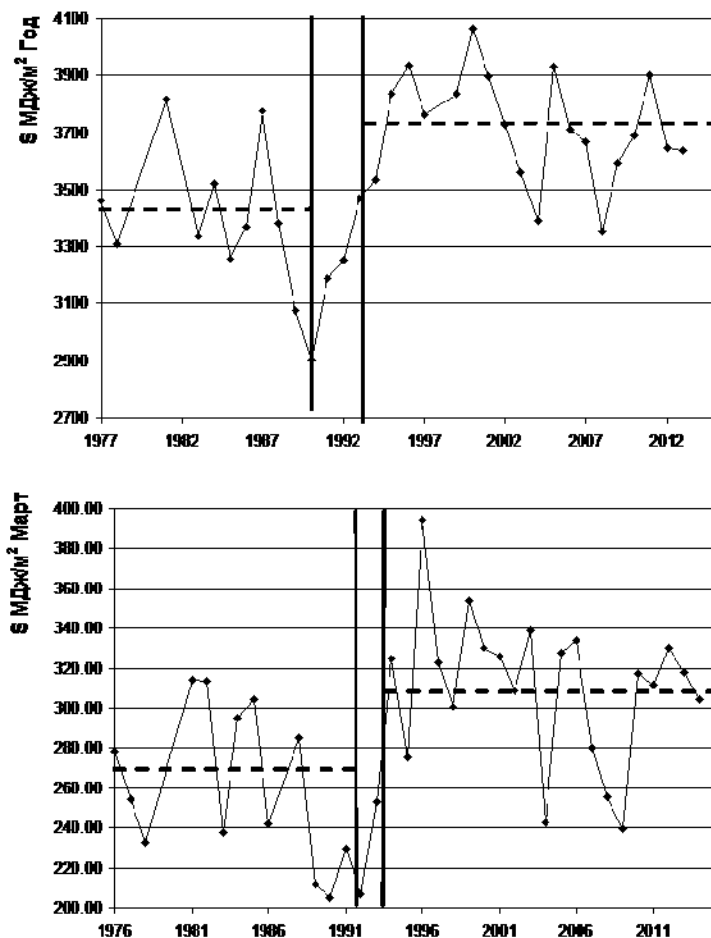


Рис. 11.22 . Изменение годовой и мартовской суммарной радиации за период с 1977 по 2013 г. в Костроме

В непрерывном ряду среднемесячных значений индекса САК была установлена наибольшая по продолжительности из всего ряда наблюдений положительная и практически непрерывная фаза с 1989 по 1993 г. Также были исследованы многолетние ряды среднемесячных значений индекса САК и статистически значимые нестационарные модели индекса с 1935 по 2010 г., умноженного на 10, для первых четырех месяцев года (с января по апрель) приведены на рис. 11.23.

Из результатов анализа временных рядов индекса САК можно сделать выводы, что со второй половины 1980-х гг. значения индекса САК ступенчато возросли и в настоящее время в среднем составляют +1,5, то есть больше нормы примерно на $1,5\sigma$ (σ – среднее квадратическое отклонение индекса САК). Причем переходный период от предыдущего стабильного состояния САК с вариацией около нулевого среднего может быть как достаточно продолжительным, например с 1973 по 1988 г. для апреля, так и отсутствовать совсем, как для февраля.

Результаты моделирования временных рядов среднемесячных индексов САК показаны в табл. 11.3, где ярким выделены статистические значимые результаты: $\Delta_{тр}$, %; $\Delta_{ст}$, % – отклонения от стационарной модели в % для модели тренда и ступенчатых изменений соответственно; $F_{тр}$, $F_{ст}$ – расчетные значения статистики критерия

Таблица 11.3

**Характеристики моделей
временных рядов среднемесячных индексов САК**

Месяц	$\Delta_{тр}$, %	$\Delta_{ст}$, %	$F_{тр}$	$F_{ст}$	$T_{ст}$	$T_{ст}'$	n	R
1	8,7	15,3	1,2	1,4	1989	1988	76	0,41
2	8,9	18,2	1,2	1,49	1989	1988	76	0,41
3	19,4	20,2	1,54	1,57	1972	1988	75	0,59
4	6,7	15,6	1,15	1,4	1990	1989	76	0,36
5	9,2	15,7	1,21	1,41	1991	1991	73	0,42
6	4,8	9,1	1,1	1,21	1990	1988	75	0,3
7	7,2	18,5	1,16	1,51	1992	1991	71	0,37
8	4,8	17,9	1,1	1,48	1989	1988	74	0,31
9	2,9	8,4	1,06	1,19	1993	1991	74	0,24
10	2,2	8,2	1,04	1,19	1995	1993	75	0,21
11	7,4	16,5	1,16	1,43	1991	1991	76	0,38
12	2,9	9,2	1,06	1,21	1991	1990	76	0,24

Фишера; $T_{ст}$, $T_{ст}'$ – дата ступенчатых изменений; n – продолжительность ряда; R – коэффициент корреляции в уравнении тренда. Как видно из показателей таблицы, преобладающее преимущество имеет модель ступенчатых колебаний, наибольший вклад которой в марте 20,2 %.

Период ступенчатого перехода $T_{ст}$ определен формализованной процедурой при достижении минимума суммы квадратов отклонений для модели ступенчатых изменений при одной ступени и двух стационарных средних. Если же учесть переходный период от одних стационарных значений индекса к другим, то началом последнего стационарного периода будет дата $T_{ст}'$, также приведенная в табл. 11.3. Эта дата может несколько отличаться от $T_{ст}$, но в целом она сужает диапазон времени, характеризующий начало последнего стационарного периода в колебаниях индекса САК от 1988 до 1991 г. Некоторым исключением является октябрь: в нем переход к последнему стационарному периоду произошел только в 1993 г. Средние многолетние значения индекса САК за два разных стационарных периода приведены в табл. 11.4 с исключением переходного периода, если он имел место, где $T_{нач}$, $T_{кон}$ – годы начала и окончания стационарного периода, $САК_{ср}$, $САК_{\sigma}$ – среднее и среднее квадратическое значение индекса САК за период, макс, мин – максимальное и минимальное значение индекса САК за период.

Таблица 11.4

Характеристики двух полупериодов индекса САК

Ме- сяц	Первый стационарный период					Второй стационарный период				
	$T_{кон}$	$САК_{ср}$	$САК_{\sigma}$	Макс	Мин	$T_{нач}$	$САК_{ср}$	$САК_{\sigma}$	Макс	Мин
1	1979	0,1	0,98	1,6	-2,2	1988	1,4	0,50	2,4	0,6
2	1987	0,1	1,09	1,8	-2,2	1988	1,5	0,63	2,8	0,4
3	1975	-0,2	0,88	1,4	-2,4	1988	1,3	0,55	2,6	0,4
4	1972	0,2	1,14	2,4	-1,8	1989	1,4	0,65	2,5	0,2
5	1990	-0,1	0,92	2,3	-1,8	1991	1,2	0,64	2,3	0,3
6	1987	-0,1	0,93	2,1	-2,1	1988	0,7	0,86	2,1	-0,8
7	1990	0,02	0,93	1,8	-2,2	1991	1,6	0,89	2,8	-0,4
8	1987	0,14	1,11	2,3	-2,9	1988	1,7	0,80	3,7	-0,1
9	1990	-0,04	1,01	2,0	-2,6	1991	0,83	0,60	2,2	-0,4
10	1992	0,17	1,08	2,6	-2,4	1993	1,2	1,10	3,2	-0,5
11	1990	-0,1	1,11	2,2	-2,5	1991	1,5	0,92	2,7	-0,5
12	1989	-0,01	0,90	1,4	-2,3	1990	0,87	0,83	1,8	-0,9

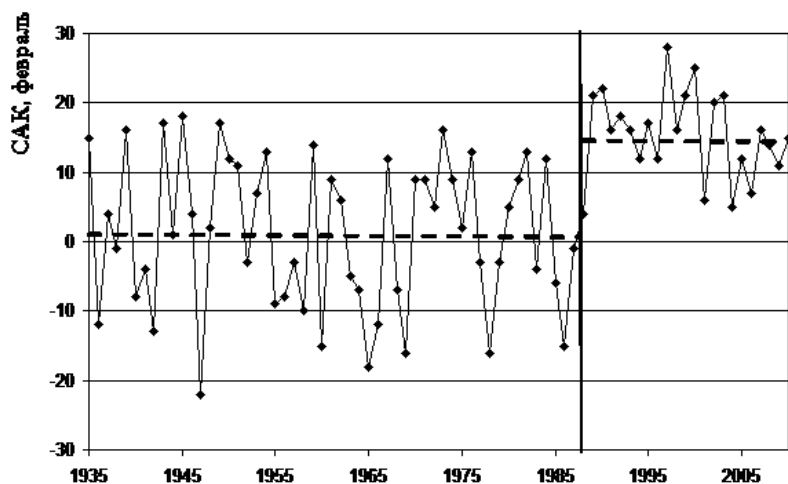
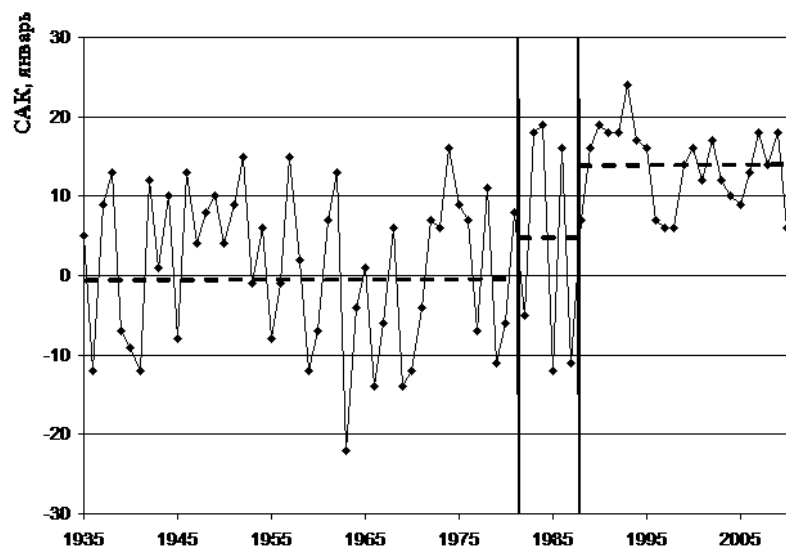


Рис. 11.23 (начало). Ступенчатые изменения индекса САК за январь – апрель, приведенные в значениях САК·10

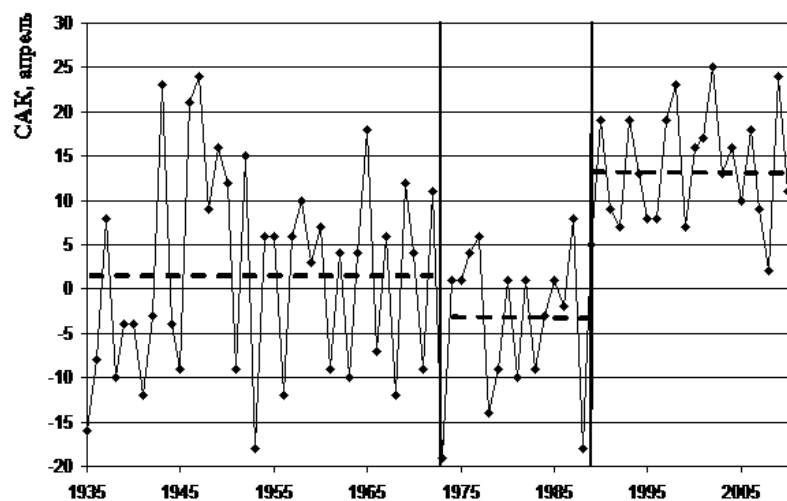
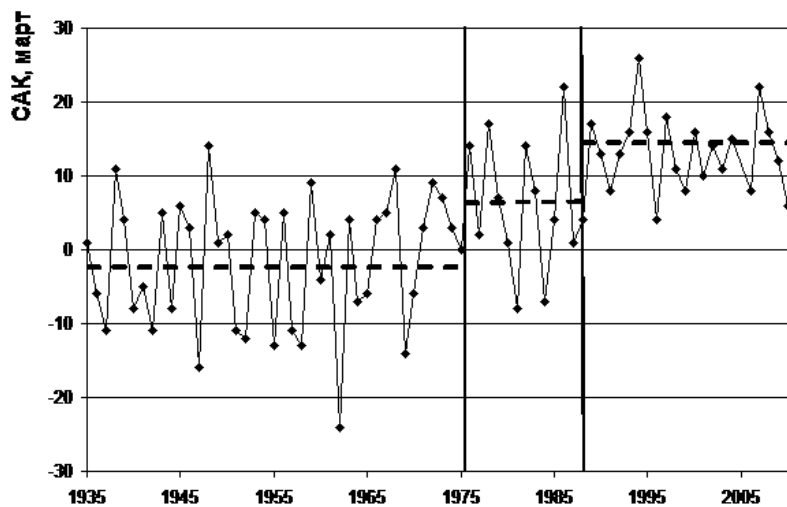


Рис. 11.23 (окончание). Ступенчатые изменения индекса САК за январь – апрель, приведенные в значениях САК·10

Если оценить однородность средних за два последовательных стационарных полупериода, то гипотеза об однородности отклоняется для всех месяцев при уровне значимости 5 %. При оценке однородности или стационарности дисперсий можно сделать вывод, что за период с января по май, то есть период холодного океана дисперсии второй части ряда статистически значимо меньше, чем первой части ряда. Для остальных месяцев, с июня по декабрь (теплый океан), дисперсии колебаний практически не изменились.

В результате исследования многолетних изменений индекса САК по месяцам можно сделать вывод, что с конца 1980-х гг. западный перенос увеличился в среднем в 1,3 раза, а дисперсии для холодного периода океана уменьшились примерно в 2 раза. Поэтому в холодный период в настоящее время имеет место устойчивый западный перенос и связанный с ним существенный приток тепла с Атлантики.

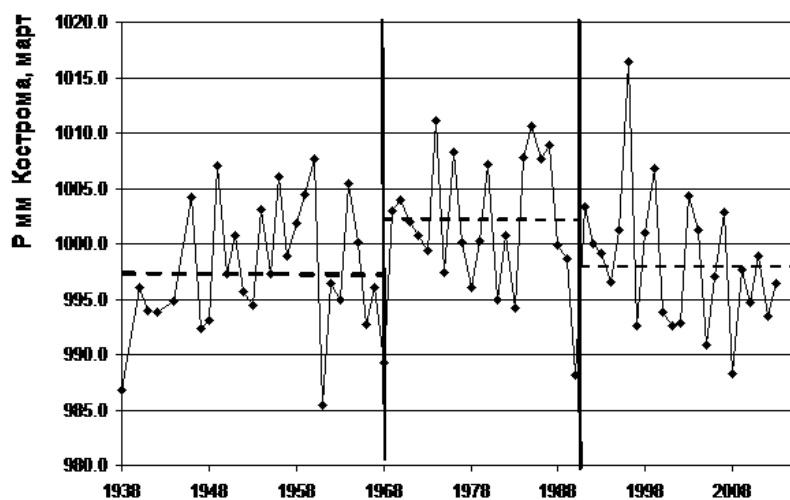
Еще одним индикатором оценки смены типов атмосферной циркуляции может служить суммарное за месяц атмосферное давление на метеостанциях Костромской области, считая, что низкое атмосферное давление связано с циклонами и западным переносом, а высокое – с антициклонами, холодом зимой и теплом летом. Анализ многолетних рядов среднемесячного давления был выполнен на двух метеостанциях, Кострома и Вохма, за период 1938–2013 гг. В результате получено, что модель стационарной выборки является наиболее эффективной практически во всех случаях за некоторым исключением давления марта. Временные графики среднего давления марта на двух метеостанциях приведены на рис. 11.24.

Как видно из графиков, во временных рядах можно выделить три квазистационарных периода: 1938–1968 гг. – период пониженного давления, 1969–1989 гг. – период повышенного давления и последний период, начиная с 1990 г. – пониженного давления с тенденцией его дальнейшего падения. Коэффициенты же корреляции R между температурой и давлением очень низкие и не превышают 0,4.

Таким образом, ступенчатый рост температуры воздуха в северной части территории Костромской области в 1988 г. мог быть обусловлен совместным наложением следующих факторов:

- преобладающим адвекционным, что проявилось в длительной положительной фазе САК и резком ступенчатым росте индекса именно с конца 1980-х и начала 1990-х гг. во все месяцы года с наиболее устойчивым потеплением в период с января по май, когда океан теплее суши, а также проявилось в снижении атмосферного давления на станциях в марте месяце;

а)



б)

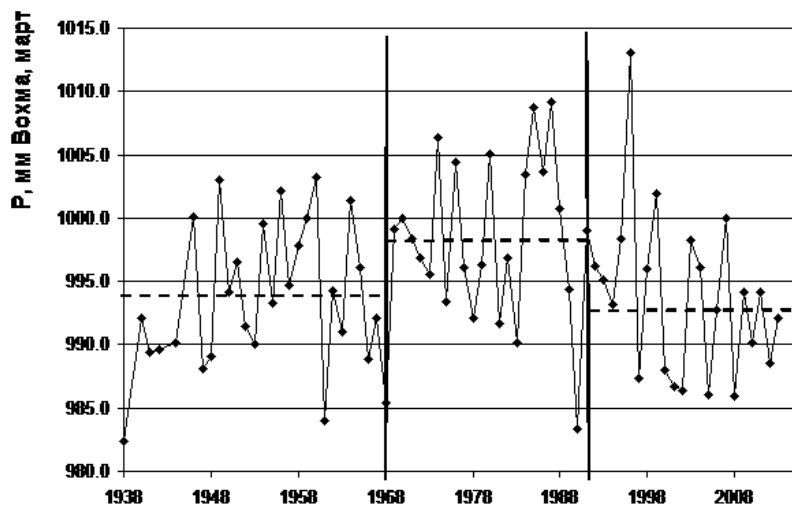


Рис. 11.24. Временные ряды приземного атмосферного давления в марте:
а – на метеостанции Кострома; б – на метеостанции Вохма

• радиационным, так как в это время имел место переход от минимума солнечной инсоляции к максимуму, что проявилось и в резком повышении приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы, и в суммарной радиации на земной поверхности по данным актинометрических наблюдений.

Хотя коэффициенты корреляции между индексом САК и среднемесячной температурой воздуха не столь велики за счет существенной межгодовой случайной изменчивости (максимальное значение $R = 0,63$ в марте), но в обеих характеристиках наблюдается одинаковый ступенчатый рост.

Литература

1. Анисимов О.А., Лобанов В.А., Ренева С.А. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть 21 века // Метеорология и гидрология. 2007, № 10. – С. 20–30.
2. Блинова Е.Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы // Докл. АН СССР, 1943. Т. 39, № 7. – С. 284–287.
3. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. – М.: Мир, 1974. – 406 с.
4. Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Лобанов В.А. Ледниковые керны и дендрохронологические данные как источники информации об изменениях климата в историческое время // Лед и снег. 2012, 2(114). – С. 105–115.
5. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячи лет. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – 234 с.
6. Будыко М.И., Винников К.Я. Глобальное потепление. // Метеорология и гидрология. № 7, 1976. – С. 16–26.
7. Прогноз антропогенных изменений климата и их последствий / М.И. Будыко, О.А. Анисимов, И.И. Борзенкова и др. // Труды Межд. теор-й конф. «Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века». – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – С. 35–59.
8. Венцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. – М.: Наука, 1991. – 379 с.
9. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280 с.
10. Гренджер К., Хатанака М. Спектральный анализ временных рядов в экономике. – М.: Статистика, 1972. – 312 с.
11. Груза Г.В., Клещенко Л.К., Ранькова Э.Я. Об изменениях температуры воздуха и осадков на территории СССР за период инструментальных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2003, № 1. – С. 66–185.
12. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. 2004, № 4. – С. 50–66.
13. Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат: Избр. труды. – М., 1975. – 286 с.
14. Дрейнер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. – М.: Статистика, 1973. – 392 с.

15. Кислов А.В. Климат Земли и его изменения. Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1. – М.: Научный мир, 2005. – С. 88–209.
16. Кириллина К.С., Лобанов В.А. Оценка современных климатических изменений температуры воздуха на территории республики Саха (Якутия) // Учен. зап. РГГМУ. 2015, № 38. – С. 137–152.
17. Коняев К.В. Спектральный анализ случайных процессов и полей. – М.: Наука, 1973. – 168 с.
18. Лобанов В.А., Степаненко С.Р. Эмпирические методы фильтрации и разделения природных процессов на разномасштабные составляющие // Тез. докл. III Всес. конф. «Перспективные методы планирования эксперимента». – Гродно, 1988. – С. 116–119.
19. Лобанов В.А., Смирнов И.А. Декомпозиция метеорологических процессов и анализ их характеристик эмпирическими методами // Межвуз. сб. «Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы». – Пермь, 1992. – С. 101–108.
20. Лобанов В.А., Анисимов О.А. Современные изменения температуры воздуха на территории Европы // Метеорология и гидрология. 2003, № 2. – С. 5–14.
21. Лобанов В.А., Анисимов, О.А. Эмпирико-статистическое моделирование временных и пространственных изменений гидрометеорологических характеристик // Труды ИНЭНКО, отд. «Наука», 2005. – С. 78–87.
22. Лобанов В.А., Шадульский А.Е. Применение эмпирико-статистических методов для моделирования и анализа климатических изменений // Учен. зап. РГГМУ. 2010, № 14. – С. 73–88.
23. Лобанов В.А., Шадульский А.Е. Выделение зон климатического риска на территории России при современном изменении климата: Монография. – СПб.: РГГМУ, 2013. – 123 с.
24. Лобанов В.А., Тоцакова Г.Г. Проявление современных изменений климата на территории Костромской области: Монография. – Кострома: ФГБУ «Костромской центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», 2013. – 171 с.
25. Лобанов В.А., Шукри О.А. Оценка климатических изменений температуры воздуха и осадков на Аравийском полуострове // Учен. зап. РГГМУ. 2015, № 37. – С. 72–83.
26. Лобанов В.А., Шадульский А.Е., Тоцакова Г.Г. и др. Методы и результаты статистического моделирования климатических изменений. Материалы международной научно-практической конференции «География и регион», 23–25 сентября 2015 г. Т. IV. Гидрометеорология, картография и геоинформатика. – Пермь: Из-во Пермского ун-та, 2015. – С. 71–77.
27. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: Учебник. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 408 с.
28. Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 / В.П. Мелешко, В.М. Катцов, В.М. Мирвис и др. // Метеорология и гидрология. 2008, № 9. – С. 5–19.
29. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М.: ТРИАДА ЛДТ, 2013. – 144 с.
30. Росгидромет. Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010–2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России. – М.: Росгидромет, 2005. – 28 с.

31. Росгидромет. 2008: Первый оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – 672 с.
32. CLIVAR. A study of climate variability and predictability. – Science Plan, WMO/TD No 690, 1995. – 157 pp.
33. Crowley and Lowery Northern Hemisphere Temperature Reconstruction Science v. 289, 14 July 2000, pp. 270-286.
34. *Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber* Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability, Science, Volume 295, Number 5563, 22 March 2002, pp. 117–126.
35. *Lobanov V.A.* Empirical-statistic methodology and methods for modelling and forecasting of climate variability of different temporal scales. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, vol. 18, Science Press, Beijing, China, pp. 844–863.
36. *Lobanov V.A., Lobanova H.V.* Trends in Cold Climate Characteristics in “Urban Drainage in specific climates”. Cold climate. UNESCO, 1999. – 35 p.
37. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. Science, Vol. 317, № 5839, pp.793–797, 10 August 2007.
38. <http://climexp.knmi.nl/selectstation.cgi?someone>

Тема 4. Физико-математические модели климатических изменений

Лекция 12. Классификация моделей. Энергобалансовые модели

12.1. Классификация моделей

Основное преимущество физико-математических моделей климата по сравнению со статистическими состоит в том, что они позволяют определить чувствительность климатической системы к изменению каждого фактора на заданную величину. Поэтому с помощью физико-математических моделей можно выполнять виртуальный эксперимент с климатической системой, например, задавать изменение приходящей солнечной радиации на разное число процентов или в наиболее распространенных сейчас единицах Вт/м² («радиационный форсинг»), оставляя все остальные факторы неизменными, и оценивать, насколько при этом изменится глобальная температура. Также можно увеличить содержание CO₂ в атмосфере в два раза и рассчитать изменение глобальной температуры. Если же будущие или прошлые значения факторов климатической системы могут быть заданы на основе каких-либо соображений (экспертные оценки, сценарии, косвенная информация и т.д.), то модели позволяют оценить климат в прошлом или будущем, то есть дать некоторый вариант прогноза. Именно две эти важные задачи и решают физико-математические модели климата: восстановление климата прошлого и оценка будущего климата.

По мнению академика В.П. Дымникова, под руководством которого в Институте вычислительной математики РАН была разработана первая полная российская модель климата, фундаментальная и прикладная наука в отношении моделирования климата имеет *три задачи* [19]. Первая – это описание климата с точки зрения физико-математических параметров, то есть построение модели, способной воспроизводить современный климат. Раньше климатологи занимались преимущественно обработкой статистических данных, и в их понимании это и была модель климата: представление климатических характеристик в виде карт и атласов, например, за одни 20–30 лет, затем за следующие и т.д. [23, 28, 36]. Отличие климатических средних и характеризовало климатическую изменчивость,

или изменение климата, для более крупных масштабов времени. Это была модель на уровне географического описания, и она являлась неплохой для своего времени. Но если давать описание физических процессов в климатической системе с помощью математических уравнений, то это будет уже новый уровень модели, позволяющий оценить, какой вклад вносит изменение внешних параметров в состояние системы [15, 17, 29, 33, 46]. Это и есть вторая задача. Третья – состоит в прогнозе изменений; она гораздо сложнее предыдущей, потому что климат от тридцатилетия к тридцатилетию меняется сам по себе за счет внутренних процессов. Система является нелинейной, она как-то там «болтается» во времени, и все ее средние характеристики и траектория тоже «болтаются». На это накладываются еще и внешние факторы. Следует же предсказать вид траектории системы на будущее, то есть сделать экстраполяцию на тридцать лет. Можно представить, какой объем данных придется обработать, если в каждые полчаса рассматриваются примерно 10^9 точек фазового пространства модели (шаг сетки по поверхности Земли 50–100 км плюс 30–60 уровней по вертикали, и все это помноженное на десять параметров). Однако задача обработки такого объема данных не является большой проблемой и решается наращиванием вычислительных мощностей на современных суперкомпьютерах.

Действительные проблемы моделирования климатической системы вытекают из ее особенностей, главные из которых две. Первая заключается в отсутствии данных о состоянии системы. Фактически есть очень небольшой объем данных об атмосфере, собранных за последние 50 лет по нескольким сотням наземных станций, с помощью спутников, другими измерительными комплексами, и совсем скудные данные об океане. Вторая проблема состоит в том, что вся климатическая система представляет собой тонкую «пленку». Горизонтальный масштаб – это окружность Земли, примерно в 300–1000 раз больше, чем вертикальный, представляющий собой атмосферу до высот 10–30 км (90 % массы атмосферы находится в пределах 10 км). Однако в такой тонкой «пленке» нельзя не учитывать вертикальное распределение по плотности и вертикальные движения, потому что они определяют преобразования энергии во всей системе из доступной потенциальной в кинетическую [18, 25, 32]. В тонкой «пленке» третье измерение мизерно, поэтому жидкость почти двумерна (квазидвумерна), а развитие каскадов энергии по спектру двумерной жидкости принципиально отличается от такового в трехмерной, где энергия идет от крупного

масштаба к мелким, пока не рассеется, как представлено в теории турбулентности А.Н. Колмогорова. В двумерной жидкости, наоборот, энергия идет от мелких масштабов к крупным, так же, как и в реальной атмосфере суммарная энергия от конкретных кучевых облаков идет в самые крупные атмосферные образования.

Проблема описания этого процесса очень трудная, так как мы должны в такой огромной системе уметь просчитывать энергию, которая генерируется в мелких масштабах. А раз мы пока не можем решать задачу «в лоб», то есть рассчитывать систему с высоким разрешением (при частоте точек 500 м получается примерно 10^{18} компонентов системы), значит, нужно искать обходной путь. Хотя, по мнению математиков, единственный перспективный путь – это математическое моделирование, основное направление которого – создание моделей, все более и более подробно и точно описывающих физические процессы, участвующие в формировании климата, в явном виде, в перспективе учитывающих буквально все – от подвижки геологических плит до каждого облака и даже до червей, меняющих пористость почвы. Однако полное математическое описание всей системы опять же связано с наличием данных, особенно спутниковых с высоким разрешением и разработкой более мощных вычислительных средств. В связи с этим прогресс в математическом моделировании может быть практически бесконечным.

Вместе с тем, существуют и математические проблемы моделирования климата. Прежде всего они связаны с тем, что уравнения, описывающие климатическую систему, являются нелинейными и решаются только численными методами. Так, если принять, что уравнения Навье–Стокса верно описывают молекулярную диссипацию, то их решение и усреднение приходится осуществлять на 100-километровом масштабе и система становится незамкнутой. Проблема замыкания решается путем выражения мелкомасштабных явлений через динамику крупных масштабов, которая описывается явным образом. При этом уравнения, используемые для описания, принадлежат к классу диссипативных систем и могут быть применены с любого произвольного состояния, например, с нуля или с момента сотворения мира при задании внешних параметров: потока солнечной энергии, суточного и годового хода Солнца, наклона земной оси и других. При этом с какой бы точки не начался отчет, траектория системы притягивается к определенному множеству состояний, называемых аттрактором, и в котором она уже будет бесконечно «болтаться». Если за большой период усреднить параметры траектории, то они практически не будут отличаться

от реальных данных наблюдений. Главный вопрос здесь состоит в том, что и с какой точностью должна воспроизводить модель, чтобы чувствительность ее параметров была такой же, как у реальной системы, а чувствительность реальной системы неизвестна. Но эту чувствительность, или оператор отклика реальной системы, необходимо найти, чтобы правильно разделить современные изменения климата на естественную и антропогенную составляющие.

Таким образом, математические модели климата и современные модели погоды имеют много общего и прежде всего то, что в их основе лежат одни и те же уравнения гидро- и термодинамики [2, 3, 4, 20, 27, 30, 38, 40]. Единственно, что масштаб моделей погоды является более детальным (30×30 км), и они работают на более коротком интервале времени, как правило, до 5–7 суток, а модели климата осредняют данные за десятилетия, и масштаб сетки является более крупным (200×200 км) [12, 16]. В перспективе же по мере развития моделей климата и прогноза погоды они будут сближаться и рано или поздно объединятся в одну модель, так же как в настоящее время происходит сближение моделей климата, разрабатываемых разными научными коллективами в разных странах.

Физико-математическая модель климата должна включать в себя описание всех процессов климатической системы и взаимосвязей между ними. Традиционно, так же, как и атмосфера является центральной частью климатической системы, так и основу математической модели климата составляет термодинамический макроблок, основанный на математических выражениях законов сохранения импульса, энергии, массы, а также воды в атмосфере, океане и на суше [13, 14, 44]. Этот макроблок климатической модели позволяет учесть приход извне энергии и рассчитать результирующее состояние климата планеты.

Моделирование термодинамических процессов является необходимым, но не достаточным условием для обеспечения полного воспроизведения климатического режима. Важную роль играют также химические процессы и геохимические взаимосвязи между элементами климатической системы. При этом говорят о круговоротах, или циклах, например цикл углерода, кислородный, хлорный, бромный, фторный, водородный циклы, цикл озона в стратосфере, цикл серы и другие [6]. Поэтому важное место в климатической модели должен занимать макроблок климатически значимых химических процессов. Третьим биологическим макроблоком в климатическую систему должны быть включены климатообразующие

процессы, обеспеченные деятельностью живых организмов на суше и в океане. Синтез этих основных звеньев должен составить идеальную модель климата.

По степени сложности и исторически по степени совершенства модели климата можно разделить на пять основных классов:

- энергобалансовые модели (ЭБМ);
- радиационно-конвективные модели (РКМ);
- совместная модель, объединяющая ЭБМ и РКМ;
- модели промежуточной сложности (МПС);
- полные трехмерные модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО).

К энергобалансовым моделям исторически относят наиболее ранние и простые модели климата типа моделей Будыко–Селлерса. Энергобалансовые модели типа Будыко–Селлерса основаны на упрощенном выражении уравнения баланса энергии климатической системы, в котором в качестве неизвестной величины выступает только одна величина – температура. На основе моделей этого типа впервые продемонстрирована эффективность обратной связи термического режима и альбеда поверхности. По степени сложности существуют следующие виды ЭБМ:

- нульмерная модель (модель ледниковых периодов В.Я. Сергина и С.Я. Сергина);
- одномерная модель (Будыко, 1968 [8]; Sellers, 1969 [49]);
- двумерные модели (зависимость от широты и долготы);
- нестационарные модели (изменение температуры во времени в зависимости от изменения факторов),
- резервуарные (боксовые) с выделением подсистем или географических и функциональных признаков (атмосфера, глубокий океан, криосфера, атмосфера тропиков, суша полушария).

Основное назначение радиационно-конвективных моделей (РКМ) состоит в моделировании вертикальной термической структуры атмосферы за счет радиационного теплообмена, конвекции и теплового взаимодействия с поверхностью. Следующим классом моделей является объединение ЭБМ и РКМ, в результате чего формируются совместные двумерные модели (по широте и высоте), или динамико-стохастические модели. Модели промежуточной сложности (МПС) предназначены для решения задач, которые не могут быть решены на полных моделях, например моделирование палеоклимата, изучение особенностей подстилающей поверхности. Модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) представляют собой

глобальные трехмерные модели, основанные на полных уравнениях термо-гидродинамики. МОЦАО имеют следующие основные пространственные разрешения:

- грубое разрешение с размером ячеек регулярной сетки 500×500 км или 500×700 км и до 10 уровней по вертикали;
- среднее разрешение: 200×200 км и 20 уровней по вертикали;
- высокое разрешение: 30×30 км

Основные направления развития математических моделей: а) кардинальный переход к более совершенным моделям; б) совершенствование других блоков климатической системы (океан, суша, перенос химических соединений); в) вложение региональных моделей (РМ) в МОЦА: МОЦА/МОЦО, МОЦА/РМ для оценки чувствительности, исследования автоколебаний системы при неизменных внешних параметрах, прогноз при нестационарных численных экспериментах.

По классификации В.М. Катцова и В.П. Мелешко (ГГО) в многообразии климатических моделей, используемых сегодня в исследованиях изменений климата, можно выделить следующие четыре класса (в порядке возрастания сложности) [34]:

- 1) простые климатические модели (двумерные, одномерные или даже нульмерные);
- 2) модели промежуточной сложности (МПС);
- 3) модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с упрощенными описаниями верхнего перемешанного слоя океана и морского льда (ВПСО/МЛ);
- 4) сложные трехмерные модели совместной циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), занимающие высшую ступень в иерархии климатических моделей (левая часть рис. 12.1)

Простые модели, параметры которых подбираются в соответствии с расчетами климатических изменений с помощью МОЦАО, сложных ледниковых моделей и т.п., могут быть использованы, например, для оценки влияния на климат сокращения выбросов парниковых газов (ПГ) в атмосферу либо как компоненты так называемых моделей совокупной оценки (например, для анализа стоимости таких сокращений).

МПС не столько уступают МОЦАО в количестве описываемых процессов, сколько в детальности, сложности этих описаний, причем в отличие от простых моделей число степеней свободы МПС превышает число настраиваемых параметров на несколько порядков. МПС, так же, как и МОЦА/ВПСО/МЛ, полезны в исследованиях отдельных физических процессов, их взаимодействий и обратных

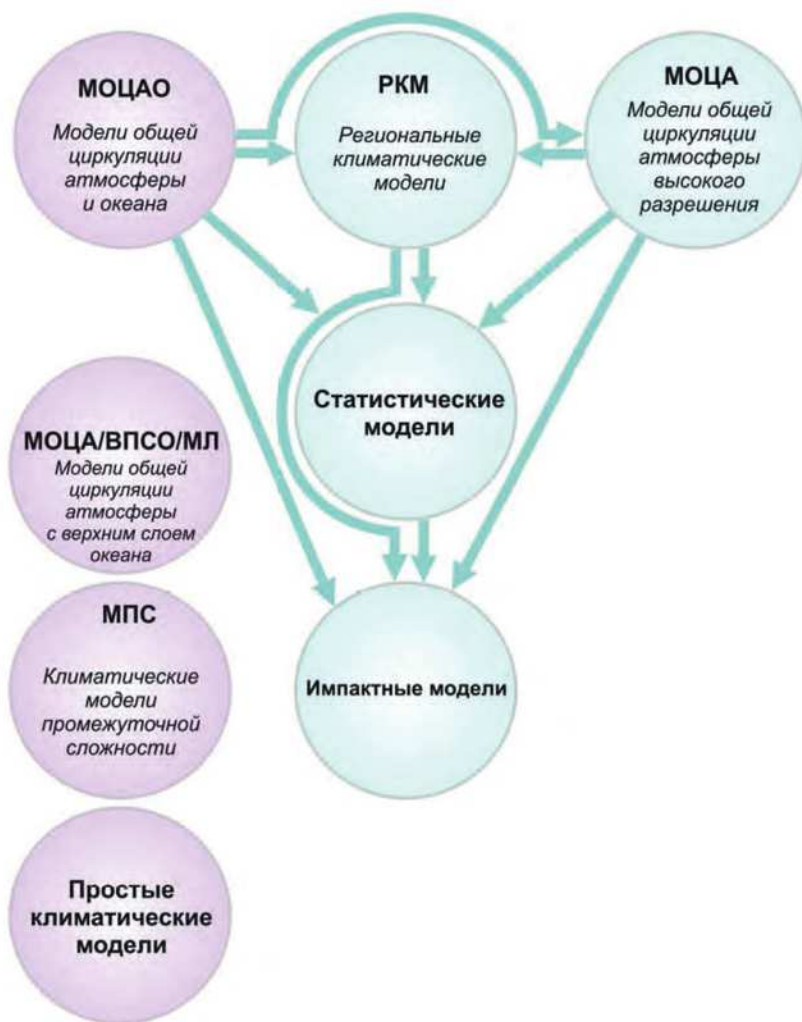


Рис. 12.1. Иерархия современных климатических моделей
(Катцов, Мелешко, 2004 [34])

связей между ними, а также применяются в исследованиях палеоклимата.

Основным преимуществом моделей, находящихся на более низких ступенях иерархии, является их вычислительная эффективность. Высокая вычислительная эффективность позволяет проводить

с простыми моделями и МПС массовые ансамблевые расчеты, а также интегрировать их на сравнительно долгие (тысячи лет) сроки. Продолжительность экспериментов с МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях равновесных состояний климатической системы обычно не превышает нескольких десятилетий модельного времени, что позволяет проводить многочисленные расчеты, изменяя параметры модели в широком диапазоне. Использование простых моделей, МПС и МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях возможных в будущем изменений климата носит вспомогательный характер.

Что касается МОЦАО, то в течение последних лет их развитие отмечено значительным прогрессом, обусловленным как достижениями в исследованиях собственно климатической системы, так и увеличением вычислительных ресурсов, обеспечивающим все большую детализацию и полноту модельных описаний климатически значимых процессов. Современные МОЦАО включают в качестве основных компонентов интерактивные (взаимодействующие друг с другом) модели атмосферы, океана, деятельного слоя суши, криосферы и биосферы. Поскольку несмотря на непрерывное увеличение пространственного разрешения МОЦАО для многих климатически значимых процессов оно недостаточно, такие процессы представлены в моделях с помощью параметризаций, основанных на физических соотношениях между климатическими характеристиками разных пространственных масштабов. Современный уровень развития компьютерной техники позволяет проводить интегрирование МОЦАО на многие сотни лет.

Оценка возможных изменений климата для пространственных масштабов, которые меньше субконтинентальных, требует привлечения различных способов пространственной детализации результатов расчетов с помощью МОЦАО. В настоящее время с этой целью используются:

- МОЦАО высокого или переменного разрешения;
- региональные климатические модели (РКМ), встроенные («телескопированные») в МОЦАО (МОЦА) сравнительно грубого разрешения;
- методы так называемого статистического даунскейлинга (правая часть рис. 12.1).

Каждая из перечисленных категорий характеризуется набором достоинств и недостатков. Выбор того или иного способа может определяться наличием вычислительных ресурсов (в первом и втором случае – весьма значительных), а также наличием данных наблюдений (в третьем случае – продолжительных однородных рядов

достаточно высокого временного разрешения). Трехмерные региональные климатические модели (РКМ) имеют разрешение порядка 10 км и размеры модельной области вплоть до субконтинентальных. В зависимости от поставленной задачи на боковых границах РКМ задается внешнее воздействие в виде полей атмосферных величин, рассчитанных в МОЦАО либо полученных из реанализа. РКМ высокого разрешения могут телескопироваться в РКМ более грубого разрешения. Хотя результаты расчетов с помощью РКМ зависят от качества «управляющих» МОЦА, они успешно применяются в широком спектре приложений, в частности в оценках будущих изменений климата. Обычно РКМ проходит сложную процедуру калибровки и тестирования, прежде чем может быть применена для конкретного региона.

12.2. Энергобалансовые модели

Энергобалансовые модели климата используются для определения температуры поверхности в зависимости от широты, а структура атмосферы выражена в виде функции от этой единственной величины. Основными физическими элементами моделей являются тепловой баланс земной поверхности и горизонтальная диффузия тепла. Известно, что атмосфера нагревается в низких и охлаждается в высоких широтах за счет разности между поглощаемой солнечной и уходящей длинноволновой радиацией. Такое неравномерное распределение энергии приводит в действие земную тепловую машину, а именно: порождает ветры в атмосфере и течения в океане. Фактически ЭБМ – это любая климатическая модель, в основе которой лежит уравнение сохранения энергии, но исторически это простые модели типа Будыко–Селлерса.

Одномерная модель М.И. Будыко. Одной из первых ЭБМ является модель М.И. Будыко (1968), при разработке которой были учтены следующие основные требования [8]:

- модель не должна включать эмпирические данные о распределении отдельных элементов климата, особенно тех, которые существенно меняются при изменении климата;
- модель должна учитывать все виды потоков тепла, которые заметно влияют на поле температуры, и обеспечить выполнение закона сохранения энергии;
- модель должна включать основные обратные связи между различными элементами климата.

В модели М.И. Будыко используется известное условие радиационного равновесия, при котором длинноволновое излучение поверхности Земли равно поглощенной радиации [39, 42]:

$$\delta\sigma T^4 = \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha_s), \quad (12.1)$$

где $S_0 = 1,95$ кал/(см²·мин) – средний поток энергии Солнца, приходящий на единицу площади поверхности сферы при потоке S_0 через площадь ее поперечного сечения; $S_0 - \alpha_s S_0 = S_0 (1 - \alpha_s)$ – поглощенная земной поверхностью радиация; α_s – альбедо (0,33 для Земли); $I^* = \delta\sigma T^4$ – эффективное излучение; T – температура земной поверхности в абсолютной шкале; $\sigma = 8,14 \cdot 10^{-11}$ кал/(см²·мин) постоянная Стефана–Больцмана; δ – относительный коэффициент излучения, равный 0,95.

В условиях лучистого равновесия средняя температура Земли равна 255 К, или -18 °С. Фактическая же средняя температура воздуха у земной поверхности составляет 15 °С. Таким образом, атмосфера за счет парникового эффекта повышает температуру поверхности на 33 °С. Это связано с тем, что имеет место большая прозрачность атмосферы для приходящей коротковолновой радиации, чем для уходящей длинноволновой.

Для того чтобы оценить влияние притока солнечной радиации и альбедо на среднюю температуру у земной поверхности в реальных условиях, требуется знать зависимость длинноволнового излучения на внешней границе атмосферы от распределения температуры. Такая зависимость может быть установлена двумя путями, первым из которых является построение РКМ для оценки вертикального распределения радиационных потоков, температуры и влажности воздуха. Второй метод, примененный М.И. Будыко, связан с нахождением зависимости между данными наблюдений по длинноволновому излучению и влияющими на него факторами. Для этой цели им были использованы результаты расчетов средних месячных значений уходящего (эффективного) излучения, полученные при подготовке «Атласа теплового баланса земного шара» по 280 пунктам наблюдений на поверхности Земли [7]. В результате было установлено, что основными факторами для уходящего излучения являются температура земной поверхности и облачность, что выражается эмпирической зависимостью вида:

$$I^* = A + BT \quad (12.2)$$

$$\text{и } A = a_1 - a_2 n, \quad B = b_1 - b_2 n,$$

тогда

$$I^* = a_1 + b_1 T - (a_2 + b_2 T) n, \quad (12.3)$$

где n – облачность в долях 1; A , B – эмпирические коэффициенты, имеющие обратную линейную зависимость от облачности; a_1 , a_2 , b_1 , b_2 – эмпирические коэффициенты этих зависимостей.

При размерности I^* в ккал/(см² мес.) М.И. Будыко получил $a_1 = 14,0$; $a_2 = 3,0$; $b_1 = 0,14$ и $b_2 = 0,10$, которые на разных широтах отличаются от средних глобальных не более чем на 5 %, и на столько же при построении подобных зависимостей для каждого месяца года. Эти значения эмпирических коэффициентов справедливы для климатических характеристик, осредненных за многолетний период и для достаточно значительных по площади территорий. Физическое объяснение устойчивости эмпирических коэффициентов состоит в том, что уходящее излучение в основном формируется в тропосфере, где отклонения температуры от ее среднего вертикального распределения обычно невелики по сравнению с пространственной изменчивостью температуры или с ее изменениями в годовом ходе. В формуле (12.3) в неявном виде учитывается обратная связь между изменениями излучения, абсолютной влажности и температуры.

Другие исследователи подтвердили структуру зависимости (12.3), хотя и получили разные эмпирические коэффициенты, как видно из табл. 12.1.

Таблица 12.1

Значения эмпирических коэффициентов в формулах (12.2) и (12.3)

Автор, источник	a_1	a_2	b_1	b_2	B
	Вт/м ²		Вт/(м ² °С)		$n = 0,5$
Будыко (1968), Атлас теплового баланса	222,5	47,4	2,23	1,60	1,43
Сесс (1976), спутниковые данные для I^*	257	91	1,63	0,11	1,57
Раманатан (1976), модельные расчеты	227	45,1	2,16	1,75	1,28
Мохов и Петухов (1978), теоретическое обоснование	231	59	2,40	0,65	2,07

Так, Сесс использовал спутниковые данные для I на территории Северного полушария, Раманатан – модельные расчеты для широкого набора T и n [8]. Мохов и Петухов обосновали формулу (12.2) теоретически и показали ее справедливость не только для среднегодовых, но и для сезонных и среднемесячных значений I^* и T [31]. Хотя имеется существенный разброс в некоторых эмпириче-

ских коэффициентах a и b , значения обобщенных коэффициентов A и B варьируют не столь существенно.

Подставляя (12.2) и (12.3) в (12.1), получим:

$$I^* = \frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha_s) = A + BT = a_1 + b_1 T - (a_2 + b_2 T) n, \quad (12.4)$$

что при средних для Земли значениях альбеда $\alpha_s = 0,33$ и уходящего излучения $I^* = 20,8$ ккал/(см² мес.) дает среднюю температуру с учетом парникового эффекта $T = 15$ °С.

При подстановке в (12.4) значений A и B по Мохову и Петухову при $\alpha_s = 0,30$; также получаем $T = 15$ °С, что совпадает с фактической среднегодовой температурой по Северному полушарию $T = 14,9$ °С.

Модель (12.4) можно уже использовать для оценки влияния альбеда на глобальную температуру. Так, если Земля полностью будет покрыта снегом и льдом (глобальное оледенение), то ее альбеда будет соответствовать альбеда центральных областей Антарктиды, то есть $\alpha_s = 0,7$. Тогда из (12.4) следует, что глобальная температура у земной поверхности будет равна $T = -70$ °С [10].

Модель (12.4) является нульмерной, если в качестве входных параметров в ней задаются глобальные значения приходящей радиации, альбеда и облачности, что позволяет оценить изменения глобальной температуры от этих факторов. Вместе с тем существенно больший интерес представляет оценка температурного режима по широтам. Применение зависимости (12.4) для разных широт позволяет перейти от нульмерной модели к одномерной, в зависимости от широты. Если не учитывать межширотный перенос энергии, то зависимость температуры от широты можно выразить через широтное распределение приходящей радиации по параболической зависимости между S и широтой местности (φ):

$$S(x) = S_0 [1 + S_2 P_2(x)], \quad (12.5)$$

где $x = \sin \varphi$, $P_2(x) = (3x^2 - 1)/2$ — многочлен Лагранжа 2-го порядка, $S_2 = -0,477$.

Графически зависимость (12.5) для отсутствия межширотного переноса энергии приведена на рис. 12.2 в виде сплошной линии (кривая 1), которая характеризует локальное радиационное равновесие, представленное зависимостью (12.4) [21]. В этом случае на экваторе температура была бы равна $T = +60$ °С, а на полюсе $T = -60$ °С, что на 33–40 °С отличается от фактических температур в этих точках. Разность температур между экватором и полюсом составляла бы 120 °С, что 2,7 раза больше фактической разности.

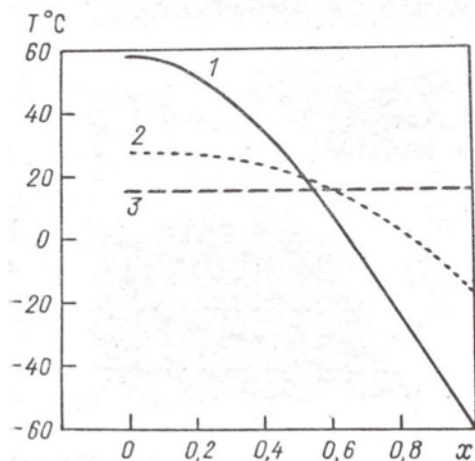


Рис. 12.2. Меридиональное распределение температуры в условиях:
 1 – отсутствия межширотного переноса; 2 – при фактическом переносе;
 3 – при «бесконечно» интенсивном переносе

Фактическое широтное распределение температур на Земле представлено кривой 2, а кривая 3 в противовес кривой 1 соответствует «бесконечно» интенсивному переносу, который мгновенно выравнивает межширотное различие в количестве поглощенной радиации и формирует одинаковую температуру равную средней полушарной $T = 14,9^\circ\text{C}$.

Рис. 12.2 наглядно показывает, что для формирования более реалистичной ЭБМ необходимо учитывать горизонтальное перераспределение тепла в атмосфере и гидросфере. В отличие от современных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, в модели М.И. Будыко не учитывались методы динамической метеорологии, а использовалось уравнение теплового баланса системы «Земля–атмосфера», имеющее следующий вид:

$$Q_S(1 - \alpha_S) - I_S = C + B_S, \quad (12.6)$$

где Q_S – приходящая радиация; $C = F_S + L(E - r)$ – сумма притоков тепла, где F_S – потоки явного тепла за счет горизонтальных движений в атмосфере и океане; $L(E - r)$ – поток скрытого тепла, равный разности затрат тепла на испарение (E) и прихода тепла от конденсации, который пропорционален скорости выпадения осадков (r); B_S – накопление или потеря тепла за рассматриваемый интервал времени.

Для среднегодовых условий $B_s = 0$ и приток тепла C равен величине радиационного баланса системы «Земля–атмосфера» (R_s). Затем М.И. Будыко предположил, что значения C связаны с горизонтальным распределением средней температуры тропосферы, которую можно представить в виде разности $T_\phi - T_s$, где T_ϕ – средняя температура на рассматриваемой широте, T_s – средняя планетарная температура. Поэтому выражение (12.6) можно представить как:

$$Q_s(1 - \alpha_s) - I_s = \beta(T_\phi - T_s), \quad (12.7)$$

где $\beta = 0,235$ ккал/(см² мес. °С) – коэффициент пропорциональности.

Подставляя эмпирическую зависимость (12.3) для I_s в (12.7), можно получить выражение для среднегодовой температуры на любой широте ϕ :

$$T_\phi = \frac{Q_s(1 - \alpha_s) - a_1 + a_2 n + \beta T_s}{b_1 + \beta - b_2 n} = \frac{Q_s(1 - \alpha_s) - A + \beta T_s}{\beta + B}. \quad (12.8)$$

После того как установлен вид модели (12.8), необходимо определить ее параметры в зависимости от широты, к которым относится альbedo (α), длинноволновое излучение (I), коэффициент пропорциональности β .

А) Определение меридионального распределения альbedo

Результаты расчетов термического режима атмосферы по (12.6) существенно зависят от принятых значений альbedo системы «Земля–атмосфера». В модели 1968 г. М.И. Будыко в первом приближении задал два значения альbedo: $\alpha = 0,32$ для территории земной поверхности без ледяного покрова и $\alpha = 0,62$ для области арктических полярных льдов. Фактически же широтное распределение альbedo более равномерно, как было получено по данным спутниковых наблюдений Эллисом и Вондер Хааром в 1976 г. (рис. 12.3).

Интервалы широт, обозначенные на рис. 12.3 как $\Delta\phi_c$ и $\Delta\phi_{ю}$, соответствуют областям перехода от безледной зоны к зоне со сплошным ледяным покровом в Северном и Южном полушариях соответственно. Переходная зона в обоих полушариях практически одинакова и составляет около 20° широты. Из рисунка также видно, что зона антарктического ледяного покрова по площади больше и ее альbedo выше, чем для зоны арктических льдов.

Значения альbedo зависят как от времени года, так и от рассматриваемой среды: поверхность Земли или альbedo системы «земная поверхность–атмосфера–планетарное альbedo». В случае системы

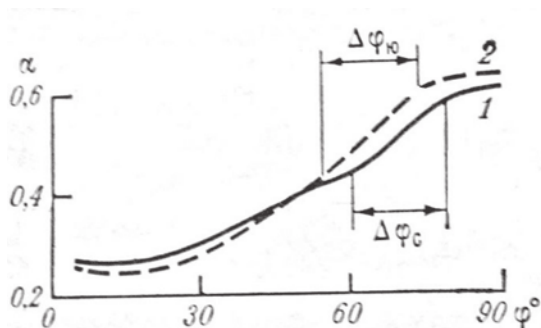


Рис. 12.3. Широтное распределение альbedo:
1 – Северное полушарие; 2 – Южное полушарие

«Земля–атмосфера» ее альbedo определяется по следующему выражению:

$$\alpha = \alpha_c c + \alpha_s (1 - c), \quad (12.9)$$

где α_s – альbedo Земли при безоблачной атмосфере; α_c – альbedo облачного покрова; c – доля земной поверхности, покрытая облачностью.

Широтные распределения альbedo для земной поверхности и для системы «Земля–атмосфера» показаны на рис. 12.4, из которого следует, что за счет облачности альbedo земной поверхности существенно меньше, чем альbedo системы «Земля–атмосфера». Исключение составляют полярные области устойчивого высокого

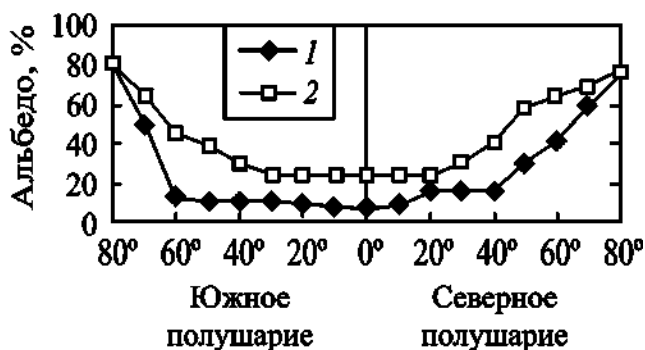


Рис. 12.4. Зонально-осредненные средние за год значения альbedo подстилающей поверхности (1) и планетарного альbedo вместе с атмосферой (2) как функция широты

давления, начиная с 80° широты, для которых облачный покров в связи с низкой температурой и низкой влажностью воздуха практически отсутствует и $c = 0$. Исследования Сесса (1976) показали, что изменение альбедо с широтой зависит не только от вида поверхности (почва или лед), облачности, но также и от уменьшения зенитного угла Солнца с ростом широты, что приводит к увеличению альбедо [1].

Основная проблема при расчетах широтного распределения альбедо состоит в определении положения средней границы постоянного ледяного покрова, которая определяет резкое увеличение широтного градиента альбедо и зависит от термических условий. Если принять отсутствие годового хода температуры, то граница постоянного снежно-ледяного покрова на континентах должна совпадать с изотермой 0°C . Для большей части территории Земли, за исключением экваториальной области, имеет место годовой ход температуры, поэтому граница постоянного ледяного покрова должна иметь место при среднегодовых температурах менее 0°C . Для подтверждения этого положения М.И. Будыко использовал данные о высоте снежной линии в горах на разных широтах и соответствующие этой линии среднегодовые температуры воздуха, полученные или по данным наблюдениям, или с учетом средних значений вертикальных градиентов температуры [1]. Результаты полученных расчетов приведены на рис. 12.5.

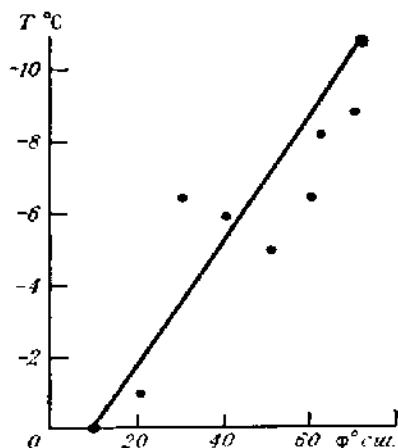


Рис. 12.5. Зависимость температуры воздуха на границе снежной линии в горах от широты

Как видно из рис. 12.5, температура границы снежно-ледяного покрова в горах действительно приближается к нулю в экваториальной области. Для других широт, где имеется значительное изменение температуры в годовом ходе, граница снежно-ледяного покрова соответствует отрицательной среднегодовой температуре, которая в Северном полушарии достигает -11°C . Эта изотерма среднегодовой температуры и характеризует границу постоянного ледяного покрова как для суши, так и для океанов. Полагая, что постоянный снежный покров

устанавливается при $T_c = -11\text{ }^{\circ}\text{C}$, можно параметризовать $\alpha = f(T)$ для случаев:

$$\alpha = \alpha_I \text{ при } T(\varphi) \leq T_c \text{ и } \alpha = \alpha_L \text{ при } T(\varphi) > T_c, \quad (12.10)$$

где α_I – альbedo, когда облачность отсутствует, а поверхность покрыта снегом (льдом); α_L – альbedo при бесснежных условиях.

Фактически распределение альbedo на Земле изменяется как внутри года, так и за многолетний период. Пример фактического распределения альbedo за март 2005 г., полученное по спутниковым данным, показано на рис. 12.6.

Б) Меридиональное распределение длинноволнового излучения

Параметры формулы (12.4) были уточнены по материалам спутниковых наблюдений за уходящим излучением, которая приняла вид следующей эмпирической зависимости:

$$I^* = 16,2 + 0,106T - 4,75n, \quad (12.11)$$

где I – в ккал/(см²·мес.); T – в $^{\circ}\text{C}$; n – облачность в долях единицы.

Вычисленные коэффициенты оказались близкими с полученными ранее в теоретической формуле Манабе и Везеролда (1967) [24]:

$$I^* = 14 + 0,14T - 1,6n. \quad (12.12)$$

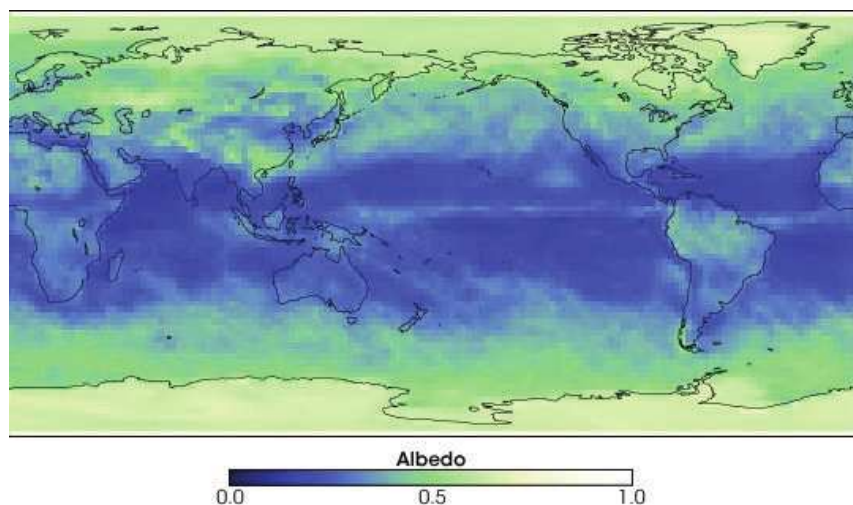


Рис. 12.6. Пространственное распределение альbedo в марте 2005 г. (спутниковые данные)

В) Расчет коэффициента β

Коэффициент β был вычислен по графику связи между разностью температур для отдельных широтных зон Земли ($T_\phi - T_s$, где T_ϕ – средняя температура на широте ϕ , T_s – средняя планетарная температура) и величиной меридионального перераспределения тепла C , которая для среднегодовых условий равна радиационному балансу системы «Земля–атмосфера», полученному по материалам спутниковых наблюдений [43]. Зависимость между C и разностью температур показана на рис. 12.7, где точки характеризуют значения широтных температур и меридионального переноса тепла для всех десятиградусных широтных зон, кроме области антарктического ледяного покрова. Антарктическая область не является репрезентативной, так как расположена достаточно высоко над уровнем моря. Уточненное значение коэффициента стало равно $\beta = 0,232$ ккал/(см² · мес. · °С).

На основе рассчитанных значений параметров энергобалансовой модели М.И. Будыко получил распределение среднегодовых температур воздуха на разных широтах, которое показано на рис. 12.8 сплошной линией (кривая 1). На этом же рисунке пунктирной линией показаны эмпирические данные (кривая 2), которые отличаются от модельных в среднем на 1,2 °С, что свидетельствует об эффективности даже такой простой климатической модели.

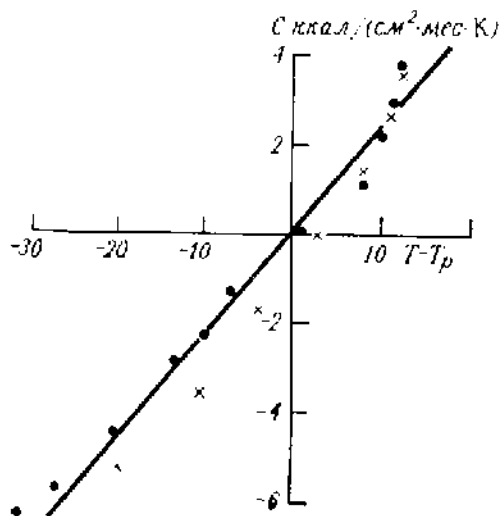


Рис. 12.7. Зависимость меридионального распределения тепла от разности среднеширотной и средней планетарной температур

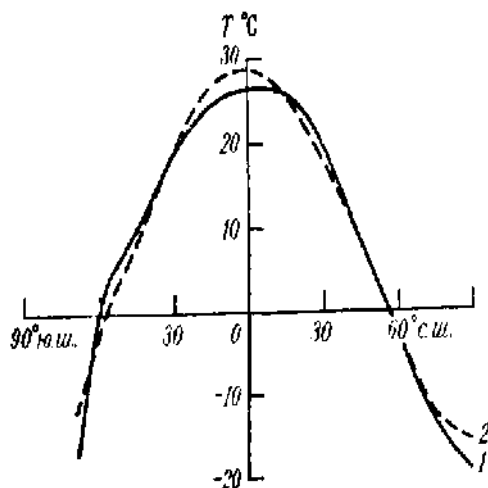


Рис. 12.8. Распределение среднеширотной температуры

На рис. 12.8 не приведены значения среднегодовой температуры для центральных областей Антарктиды, где фактическая температура значительно ниже, чем вычисленная по ЭБМ М.И. Будыко. Главные причины отличия: высокое расположение антарктического ледника над уровнем моря и отсутствие в этой зоне меридионального переноса тепла океаническими или воздушными течениями.

Для расчета сезонных температур воздуха в ЭБМ необходимо ввести дополнительные факторы, которые компенсировались за годовой интервал времени. В этом случае сезонная ЭБМ (М.И. Будыко, М.А. Васищева, 1971) основана на следующих уравнениях теплового баланса системы «Земля–атмосфера» [8]:

$$Q_{ST}(1 - \alpha_{ST}) - I_{ST} = C_T + B_s; \quad (12.13)$$

$$Q_{SX}(1 - \alpha_{SX}) - I_{SX} = C_X - B_s, \quad (12.14)$$

где индексы «Т» и «Х» характеризуют величины, относящиеся к теплоте и холодному периоду года; C – сумма притоков тепла; B_s – приток и расход тепла из-за охлаждения или нагревания системы «Земля–атмосфера», которые определяются в основном процессом охлаждения или нагревания океана. Для определения составляющих теплового баланса применяются следующие формулы:

$$I_{ST(X)} = a_1 + b_1 T_{T(X)} - (a_2 + b_2 T_{T(X)}) n; \quad (12.15)$$

$$C_{T(X)} = \beta \left(T_{\Phi_{T(X)}} - T_{S_{T(X)}} \right); \quad (12.16)$$

$$B_S = s\gamma (T_{WT} - T_{WX}), \quad (12.17)$$

где s – отношение площади океанов в данной широтной зоне к общей площади широтной зоны; γ – коэффициент размерности; T_{WT} , T_{WX} – средняя широтная температура поверхности океанических вод для теплого и холодного полугодий.

Для вычисления сезонной температуры поверхности океанов было использовано уравнение теплового баланса поверхности океана:

$$R_{WT} = LE_T + P_T + \frac{B_S}{s}; \quad (12.18)$$

$$B_{WX} = LE_X + P_X + \frac{B_S}{s} + F_0, \quad (12.19)$$

где R_w – радиационный баланс поверхности океанов; LE – затрата тепла на испарение; P – турбулентный поток тепла между поверхностью океана и атмосферой; F_0 – перенос тепла морскими течениями, имеющий место в основном в холодное время года, когда его абсолютная величина сравнима с величиной радиационного баланса.

Для определения LE , P и F_0 получены приближенные эмпирические соотношения:

$$LE = fT_w; \quad (12.20)$$

$$P = c(T_w - T); \quad (12.21)$$

$$F_0 = \beta' (T_X - T_P), \quad (12.22)$$

где T_w – среднегодовая температура поверхности океана; T_X – температура воздуха холодного полугодия; T_P – среднегодовая глобальная температура.

Для потоков тепла в ккал/(см²·мес.) получены следующие значения эмпирических коэффициентов:

– Северное полушарие без арктических льдов: $\gamma = 3,0$; $f = 0,4$; $\beta_T = 0,22$; $\beta_X = 0,27$;

– Южное полушарие без антарктических льдов: $\gamma = 3,0$; $f = 0,4$; $\beta_T = 0,22$; $\beta_X = 0,40$;

– для зон с ледяным покровом в обоих полушариях: $\gamma = 3,0$; $f = 0,4$; $\beta_T = 0,22$; $\beta_X = 0,22$;

– для Северного полушария $\beta' = 0,14$; для Южного – $\beta' = 0,20$ и $c = 0,84$.

В результате формулы для средних широтных температур в разные полугодия для Северного полушария имеют следующий вид:

$$T_T = \frac{Q_{ST}(1-\alpha_{ST}) - a_1 + a_2 n_T + \beta_T T_{p1} - \frac{\gamma s}{f+c+2\gamma} (R_{WT} - R_{WX} - \beta' T_{p2})}{b_1 - b_2 n_T + \beta_T + \frac{\gamma sc}{f+c+2\gamma} - \frac{\gamma s(\beta' - c)(b_1 - b_2 n_T + \beta_T)}{(f+c+2\gamma)(b_1 - b_2 n_{\%} + \beta_{\%})}} -$$

$$- \frac{\gamma s(\beta' - c) \left[\frac{Q_{ST}(1-\alpha_{ST}) + Q_{SX}(1-\alpha_{SX}) - 2a_1 + a_2 n_T + a_2 n_X + \beta_T T_{p1} + \beta_X T_{p2}}{b_1 - b_2 n_X + \beta_X} \right]}{f+c+2\gamma} -$$

$$b_1 - b_2 n_T + \beta_T + \frac{\gamma sc}{f+c+2\gamma} - \frac{\gamma s(\beta' - c)(b_1 - b_2 n_T + \beta_T)}{(f+c+2\gamma)(b_1 - b_2 n_X + \beta_X)} \quad (12.23)$$

$$T_X = \frac{Q_{SX}(1-\alpha_{SX}) - a_1 + a_2 n_X + \beta_X T_{p2} + \frac{\gamma s}{f+c+2\gamma} (R_{WT} - R_{WX} + \beta' T_{p2})}{b_1 - b_2 n_X + \beta_X + \frac{\gamma s(c - \beta')}{f+c+2\gamma} + \frac{\gamma sc(b_1 - b_2 n_X + \beta_X)}{(f+c+2\gamma)(b_1 - b_2 n_T + \beta_T)}} +$$

$$+ \frac{\gamma sc}{f+c+2\gamma} \left[\frac{Q_{ST}(1-\alpha_{ST}) + Q_{SX}(1-\alpha_{SX}) - 2a_1 + a_2 n_T + a_2 n_X + \beta_T T_{p1} + \beta_X T_{p2}}{b_1 - b_2 n_T + \beta_T} \right],$$

$$b_1 - b_2 n_X + \beta_X + \frac{\gamma s(c - \beta')}{f+c+2\gamma} + \frac{\gamma sc(b_1 - b_2 n_X + \beta_X)}{(f+c+2\gamma)(b_1 - b_2 n_T + \beta_T)} \quad (12.24)$$

где индекс p относится к полушарию, индекс 1 – к теплому полугодию Северного полушария (холодному Южного), 2 – к холодному полугодию Северного полушария или к теплому полугодию Южного, например T_{p1} – температура теплого полугодия Северного полушария или холодного Южного.

Для зоны с ледяным покровом, где годовой ход теплосодержания системы «Земля–атмосфера» незначителен и меридиональный перенос тепла течениями практически отсутствует, формулы (12.23) и (12.24) упрощаются и имеют вид:

$$T_T = \frac{Q_{ST}(1-\alpha_{ST}) - a_1 + a_2 n_T + \beta_T T_{p1} - lh}{b_1 - b_2 n_T + \beta_T}; \quad (12.25)$$

$$T_X = \frac{Q_{SX}(1-\alpha_{SX}) - a_1 + a_2 n_X + \beta_X T_{p2} + lh}{b_1 - b_2 n_X + \beta_X}, \quad (12.26)$$

где lh – приход (расход) тепла в результате охлаждения (нагрева) ледяного покрова и нарастания (таяния) льда = $0,8$ ккал/(см²·мес.) для всех широтных зон.

Применяя формулы (12.23) и (12.24) для выбранного круга широты, можно рассчитать среднеширотные температуры для каждого полугодия, которые представлены на рис. 12.9 пунктирными линиями. На этом же рисунке представлены наблюдаемые среднеширотные температуры (сплошные линии), от которых расчетные отличаются не более чем на $1-2$ °С.

После построения и оценки эффективности модели она была применена для основной цели: для оценки влияния основных факторов, таких как приходящая радиация и концентрация CO_2 на изменение температуры поверхности Земли.

Для оценки влияния изменения приходящей радиации на температуру было использовано уравнение теплового баланса для земного шара при солнечной постоянной S_0 :

$$\frac{1}{4} S_0 (1 - \alpha_s) = I_s, \quad (12.27)$$

а также при увеличении солнечной постоянной S_0 на $+\Delta S_0$:

$$\frac{1}{4} (S_0 + \Delta S_0) (1 - \alpha_s - \Delta \alpha_s) = I_s + \Delta I_s, \quad (12.28)$$

где $\Delta \alpha_s$ и ΔI_s – изменения альбедо и уходящего излучения.

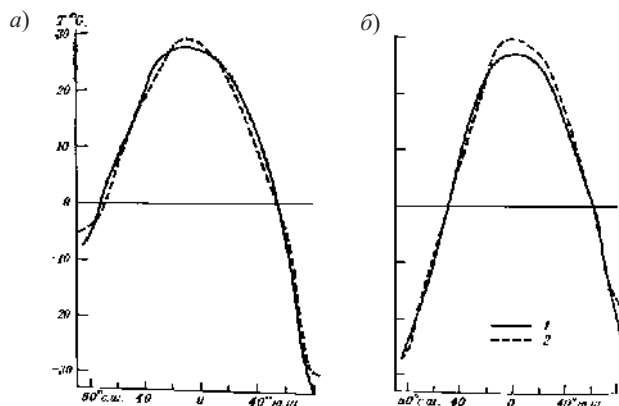


Рис. 12.9. Распределение средних широтных температур для теплого (а) и холодного (б) полугодий Северного полушария, где 1 – данные наблюдений, 2 – результаты расчетов

Из (12.27) и (12.28) следует:

$$\Delta S_0 (1 - \alpha_s - \Delta \alpha_s) - S_0 \Delta \alpha_s = 4 \Delta I_s, \quad (12.29)$$

М.И. Будыко было принято, что $\Delta T \Delta \alpha_s = A \Delta T$ и $\Delta I_s = B \Delta T$, а также $|\Delta \alpha_s| \ll 1 - \alpha_s$, и в результате:

$$\frac{\Delta T}{\Delta S_0} = \frac{1 - \alpha_s}{S_0 A + 4B}. \quad (12.30)$$

Коэффициент B был определен по зависимости между уходящим длинноволновым излучением, полученным по спутниковым данным, и средней температурой воздуха у земной поверхности, представленной на рис. 12.10.

В эмпирической зависимости рис. 12.10 коэффициент уравнения регрессии $B = 0,0024$ кал/(см²·мин °С), свободный член (B_0) равен 0,31 кал/(см²·мин) и коэффициент корреляции $R = 0,9$. Если принять альbedo системы «Земля – атмосфера» равным 0,3 и независимым от температуры воздуха ($A = 0$), $B = 0,0024$ кал/(см²·мин °С), то из (12.30) при увеличении $\Delta S_0 = +1\% = 0,0196$ кал/(см²·мин) получим $\Delta T = 1,4$ °С, что совпадает с оценками других авторов, у которых ΔT изменяется от 1,1 до 1,5 °С.

Для получения изменения температуры на различных широтах при увеличении солнечной постоянной следует учесть широтное распределение альbedo в (12.30), например, по зависимости рис. 12.3. Полученные широтные изменения температур при увеличении ΔS_0 на 2 % показаны на рис. 12.11. Основным вывод из рис. 12.11 состоит в том, что увеличение температуры при росте

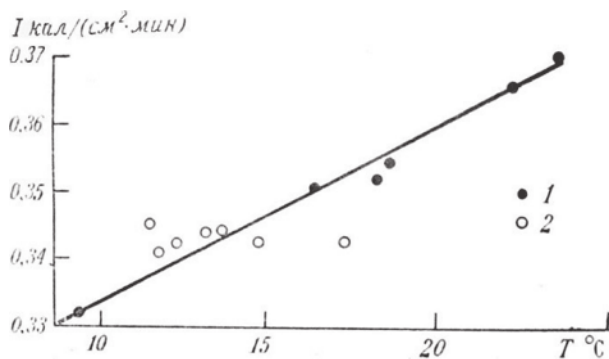


Рис. 12.10. Зависимость уходящего излучения от температуры воздуха, где 1 – Северное полушарие, 2 – Южное полушарие

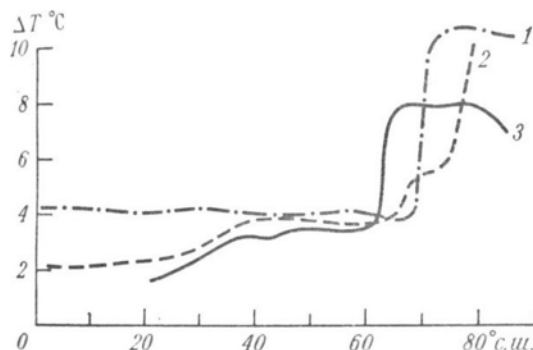


Рис. 12.11. Изменение температуры на разных широтах при увеличении солнечной постоянной на 2 %, где 1 – ЭБМ М.И. Будыко, 2 – модель общей циркуляции атмосферы Везеролда–Манабэ и 3 – эмпирические оценки К.Я. Винникова и П.Я. Гройсмана (1979) [11]

солнечной постоянной неодинаково на разных широтах, наиболее существенно в высоких широтах и широтное различие составляет от 2 до 4 раз. Поэтому при потеплении происходит уменьшение меридионального градиента температуры между экватором и полюсом и увеличение его при похолодании.

В энергобалансовой модели М.И. Будыко оценивалось также и влияние двух обратных связей на изменение температуры воздуха при изменении солнечной постоянной: между облачностью и радиацией и между альбедо и радиацией.

В своих первых моделях Манабэ и Везеролд вопрос о влиянии обратной связи между температурой и облачностью, изменения которой приводят к колебаниям количества поглощенной солнечной радиации и уходящего длинноволнового излучения, оставили открытым. М.И. Будыко же использовал формулу для средней температуры Земли, полученную из (12.4):

$$T_p = \frac{1}{b_1 - b_2 n} \left[Q_{sp} (1 - \alpha_{cp}) - a_1 + a_2 n \right], \quad (12.31)$$

где T_p – средняя температура Земли; α_{sn} , α_{s0} – альбедо системы «Земля–атмосфера» при сплошной облачности и при безоблачном небе; α – альбедо земной поверхности и общее альбедо определяется как:

$$\alpha_s = \alpha_{sn} n + \alpha_{s0} (1 - n) \quad (12.32)$$

и n – относительная покрытость облаками в долях 1.

Из (12.31) и (12.32) следует выражение для глобальной температуры с учетом облачности:

$$T_p = \frac{1}{b_1 - b_2 n} \left\{ Q_{sp} [1 - \alpha_{sp} n - \alpha_{s0p} (1 - n)] - a_1 + a_2 n \right\} \quad (12.33)$$

и из «Атласа теплового баланса Земного шара» по формуле:

$$\alpha_{s0p} = 0,66\alpha + 0,10, \quad (12.34)$$

где α – альbedo земной поверхности, можно найти среднюю для Северного полушария величину $\alpha_{s0p} = 0,20$ и по (12.32) при $\alpha_{cp} = 0,33$ и $n = 0,50$ определить $\alpha_{sp} = 0,46$.

Отсюда следует, что для среднего планетарного значения Q_{sp} влияние облачности на глобальную температуру, определяемую по (12.31), невелико и составляет $\Delta T = 0,35$ °C, что лежит в пределах точности расчетов и существенно меньше (в 4 раза), чем $\Delta T = 1,4$ °C при $\Delta S_0 = +1$ %.

Фактически же влияние облачности на температуру еще более сложное и неоднозначное. Еще начиная с работ Шнайдера [47] известно, что для отдельных районов и сезонов (особенно в годовом ходе) при малой радиации облака повышают температуру, а при большой – понижают. Также неоднозначно по отношению к увеличению и уменьшению температуры ведут себя и облака разных ярусов. Пример такого сложного совместного распределения облачности и поверхностной температуры показан на рис. 12.12 по материалам спутниковых наблюдений.

Еще одной значимой обратной связью является температура – альбедная связь, особенно явно проявляющаяся в условиях понижения температуры и роста площади полярных льдов. М.И. Будыко для изучения закономерностей колебания климата в геологическом прошлом впервые была получена зависимость средней температуры воздуха от колебаний притока тепла при изменении площади ледяного покрова в соответствии с термическими условиями [9]. Очевидно, что при увеличении площади льдов альbedo Земли возрастает и поэтому изменении ΔT должно быть больше, чем при неизменном альbedo. Результаты расчетов по определению ΔT , выполненных М.И. Будыко, приведены в табл. 12.2, где α_1 – альbedo безледной зоны, α_2 – альbedo зоны льдов.

В вариантах А и Б принято, что альbedo на границе льдов изменяется скачком, а в вариантах В и Г предполагается, что изменение альbedo осуществляется в переходной зоне, ширина которой

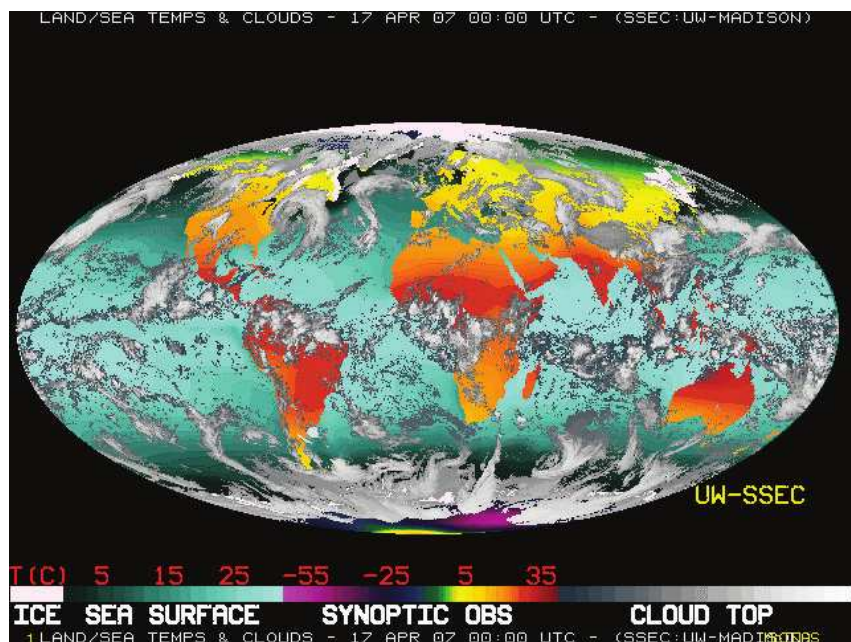


Рис. 12.12. Совместное распределение облачности и температуры по поверхности Земли

20 ° широты. Граница льдов в вариантах А, Б, В соответствует температуре $T_0 = -11$ °С, а в варианте Г она изменяется по зависимости рис. 12.5. Как следует из результатов табл. 12.2, в зависимости от методов параметризации земного альбедо значения ΔT изменяются в широких пределах от 1,59 до 3,9 °С. Если же принять наиболее реалистический вариант Г, то ΔT варьируют от 2,0 до 3,3 °С.

Вторым важным примером применения ЭБМ М.И. Будыко является оценка изменения поверхностной температуры при увеличении концентрации CO_2 . При этом использовалась эмпирическая зависимость, связывающая уходящее длинноволновое излучение с количеством углекислого газа в атмосфере, имеющая разную параметризацию. Результаты оценки влияния удвоения CO_2 с 0,03 % (300 ppm) до 0,06 % (600 ppm) на увеличение приземной температуры воздуха на разных широтах показаны на рис. 12.13.

Основной вывод состоит в том, что при увеличении CO_2 , так же, как и при увеличении приходящей радиации, температура существенно больше увеличивается в высоких широтах (в зоне снежно-ледяного покрова), чем в низких и средних. Это отличие также

**Влияние параметризации альбедо
на чувствительность термического режима к притоку тепла**

Вариант	α_1	α_2	ΔT
А	0,32 (без переходной зоны $T_0 = -11^\circ \text{C}$)	0,62	3,9
Б	$\alpha_1 = (\varphi)$	0,60	1,9
	(без переходной зоны $T_0 = -11^\circ \text{C}$)	0,55	1,65
В	$\alpha_1 = (\varphi)$	0,60	1,73
	(переходная зона 20° , $T_0 = -11^\circ \text{C}$)	0,55	1,59
Г	$\alpha_1 = (\varphi)$	0,60	3,3
	(переходная зона 20° , $T_0(\varphi)$)	0,55	2,0

составляет от 2,5 до 4 раз. Средняя температура Северного полушария при удвоении CO_2 , возрастает, по разным оценкам, на $2,5\text{--}3,5^\circ \text{C}$ [5, 22, 35, 41].

Еще одним приложением первой климатической модели М.И. Будыко, или, как ее еще называли – полуэмпирической теории термического режима атмосферы, была проверка гипотезы Лоренца [45] об однозначности современного климата. В связи с тем, что существует два варианта решения уравнений теории климата, существуют и два типа климата: один – устойчивый транзитивный климат (получается в результате осреднения мгновенных состояний полей метеорологических характеристик за длительные периоды

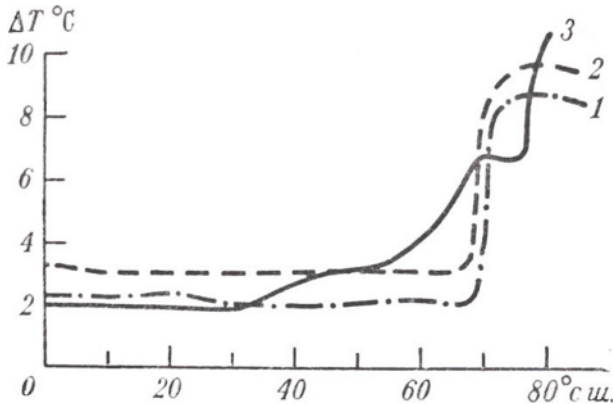


Рис. 12.13. Изменение температуры на разных широтах при увеличении концентрации CO_2 в 2 раза, где 1 и 2 – ЭБМ М.И. Будыко (1974) при разной параметризации; 3 – модель Везеролда–Манабе (1975)

времени) и второй – интразитивный (несколько типов устойчивого климата при неизменных или одних и тех же внешних условиях). По Лоренцу современный климат «почти интранзитивен» и непредсказуем, он различается для разных периодов времени при неизменных внешних факторах и зависит только от начальных условий [26].

Для выяснения вопроса об однозначности климата была построена зависимость средней широты границы полярного ледяного покрова в Северном полушарии (φ) от притока радиации на внешнюю границу атмосферы, как показано на рис. 12.14, где $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$ – относительное изменение притока солнечной радиации в % и $\Delta Q_{sp}/Q_{sp} = 0$ соответствует современным условиям.

Зависимость φ от $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$ на рис. 12.14 изображена в виде системы линий и имеет неоднозначный характер для случаев увеличения и уменьшения притока тепла к внешней границе. Так, если вначале было полное оледенение Земли до широты экватора ($\varphi = 0$), то требуется подводить тепло примерно на 40 % больше современного (до точки A), чтобы началось таяние. Далее, если даже не подводить тепло, то произойдет полное таяния ледников до полюса (точка A'), и Земля очистится ото льда полностью. Затем можно уменьшать приток тепла от точки A' до точки E (примерно до 2 % выше современного), но льда на планете еще не будет. И только если еще дальше уменьшать приток тепла, то начнется оледенение от полюсов к экватору, и в точке 3 (современное количество тепла) оледенение будет примерно

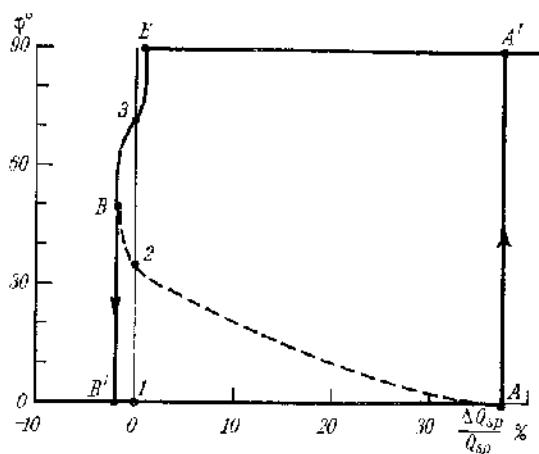


Рис. 12.14. Зависимость средней широты границы полярного ледяного покрова от притока радиации на внешнюю границу атмосферы (%)

до 70° с. ш., как и сейчас. Но если дальше уменьшить количество тепла и сделать его примерно на 2 % меньше современного, то мы очутимся в точке B (при оледенении примерно до 50° с. ш.), и дальше процесс оледенения даже без уменьшения энергии пойдет спонтанно, и оледенение покрывает всю планету (точка B'). Таким образом, модель свидетельствует, что на Земле работает триггерный инерционный механизм климата, когда планета сопротивляется внешним условиям увеличения или уменьшения радиации от стабильного состояния полного оледенения или полного отсутствия оледенения. Но если уже пройдена некоторая критическая точка, то система будет стремиться в одно из этих стабильных состояний даже без дальнейшего изменения внешней энергии и только за счет внутренних ресурсов.

Также можно отметить, что кроме такой петли гистерезиса на рис. 12.14 имеет место и другая зависимость φ от $\Delta Q_{sp}/Q_{sp}$, представленная пунктирной линией AB . Именно эта линия и соответствует неустойчивым режимам оледенения и на ней имеет место точка 2 при современном притоке энергии и возможном оледенении до 35° с. ш. Перейти на эту зависимость можно как из точки A , уменьшая приток энергии, и Земля будет медленно оттаивать до точки B , или можно увеличивать поток тепла от точки B , но Земля все равно будет замерзать полностью, хотя и медленно.

Аналогичным образом может быть построена и зависимость глобальной температуры от приходящей радиации, как показано на рис. 12.15. Из этой зависимости следует, что при увеличении тепла до точки A температура Земли повысится всего до -20°C , зато потом при полном оттаивании Земли температура достигнет $+60^{\circ}\text{C}$ и при уменьшении тепла до точки E вначале упадет до $+18^{\circ}\text{C}$, затем до современных $+15^{\circ}\text{C}$ и затем, при падении глобальной температуры до $+5^{\circ}\text{C}$, начинается безвозвратный процесс до падения температуры до -50°C , и даже если энергию и снова подводить, то температура на Земле все равно упадет до -20°C .

Таким образом, основными выводами из исследования ЭВМ М.И. Будыко являются возможность неоднозначности климата на Земле и возможность полного оледенения при уменьшении приходящей радиации всего на 2 %.

Интересным результатом, полученным Будыко с помощью своей энергобалансовой модели, было теоретическое предсказание существования стабильного режима климата, при котором вся поверхность планеты покрыта снегом и льдом, – так называемая Белая Земля. Сам Будыко относился к этому решению как к артефакту и никогда особого значения ему не придавал. В западной литературе,

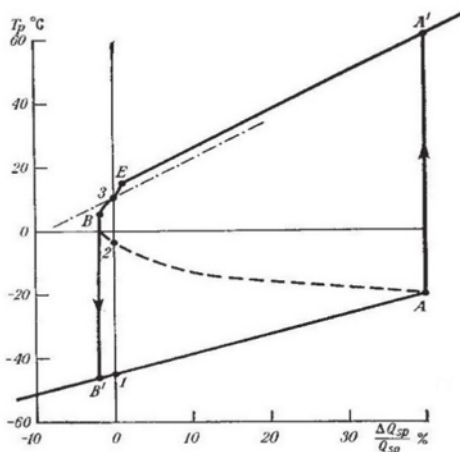


Рис. 12.15. Зависимость средней планетарной температуры от притока радиации на внешнюю границу атмосферы (%)

однако, особенно в 1980-е и 1990-е гг., велась серьезная дискуссия о возможности существования «Белой Земли» в геологическом прошлом. Позднее, уже в 2000-х гг., большинство исследователей пришли к выводу о практической невозможности сколько-либо продолжительного существования такого климата на нашей планете.

Другие энергобалансовые модели. ЭБМ М.И. Будыко была впервые опубликована в 1968 г. в журнале «Метеорология и гидрология», а в 1969 г. на английском языке – в журнале *Tellus*. В том же 1969 г. Уильям Селлерс (William D. Sellers) опубликовал очень похожую модель глобального климата [49]. Отличие от модели Будыко было в параметризации меридионального потока тепла, который у Будыко выводился из данных наблюдений за энергетическим балансом, а у Селлерса – из соображений макродиффузии. В современных, особенно иностранных, публикациях исследователи часто ссылаются на энергобалансовые модели климата как на модели Будыко–Селлерса. В своей модели Селлерс использовал термодинамическое уравнение энергии в виде:

$$ST_1 + ST_2 + AD_1 + AD_2 + TV_1 + TV_2 = E_T + E_S - L(E_1 + E_2 + E_3), \quad (12.35)$$

где ST_1, ST_2 – скорости накопления тепла в тропосфере и в океанах; AD_1, AD_2 – скорость горизонтального переноса тепла средними горизонтальными ветрами и океаническими течениями; TV_1, TV_2 – скорость горизонтального турбулентного переноса тепла в атмосфере и

в океане; E_T , E_S – скорость притока энергии от радиации на суше и в океане; L – скрытая теплота парообразования; E_1 – локальная скорость изменения концентрации водяного пара; E_2 , E_3 – дивергенция потоков водяного пара, создаваемых средним ветром и подвижными вихрями.

В модели приняты следующие условия:

- а) рассматриваются средние годовые величины;
- б) $ST_1 = ST_2 = 0$;
- в) $AD_2 = 0$;
- г) используются зональные осредненные уравнения и переменные; а (12.35) применяется к широтным зонам;
- д) переменные в уравнении баланса определяются в зависимости только от разности температур между зонами;
- е) планетарное альбедо задается как функция от приземной температуры и его изменения зависят от изменений снежного покрова;
- ж) влияние изменений облачности на альбедо не учитываются;
- з) для описания турбулентного переноса тепла в океане и атмосфере и скрытого тепла используются коэффициенты обмена, подобранные таким образом, чтобы решение соответствовало наблюдаемым условиям (остаточный член уравнения баланса).

При этих условиях уравнение имеет единственное решение для равновесной температуры подстилающей поверхности.

Несмотря на свою кажущуюся простоту первые энергобалансовые модели пытались учесть все основные переменные и их взаимодействия как на суше, так и в океане [21]. Пример таких взаимосвязей в ЭБМ Х. Адема (J. Adem) отдельно для континентальных и океанических областей приведен на рис. 12.16 и 12.17 [41].

Первая версия модели Х. Адема появилась в 1962 г. и это была осредненная модель, в которой единственным источником тепла была радиация. В 1963 г. в модель было введено уравнение для подстилающей поверхности, что дало возможность в рамках объединенной модели «Атмосфера–океан–материки» одновременно рассчитывать температуру и атмосферы, и подстилающей поверхности.

В 1964 г. в модель было введено реальное распределение океанов и материков в Северном полушарии, а в последующие годы – учтен перенос тепла средним ветром и океаническими течениями, а также изменение границы снегового покрова и льда. В результате модель приведена к виду (12.35).

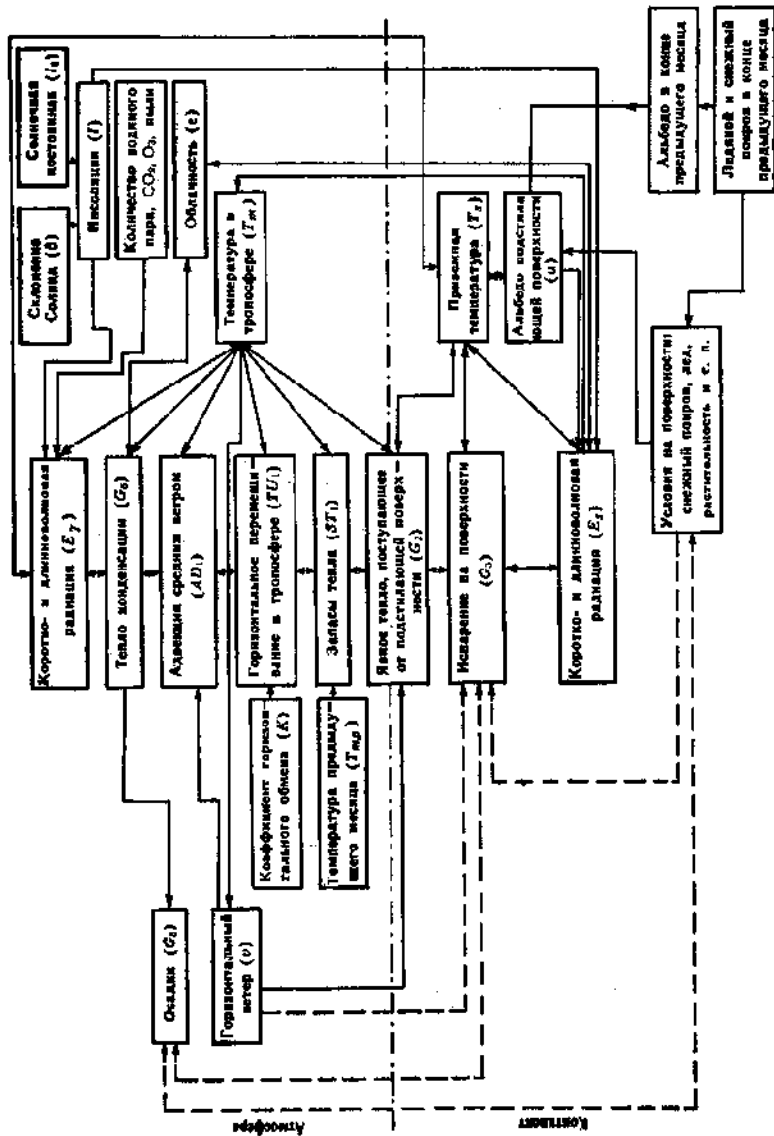


Рис. 12.16. Схема переменных, параметров и взаимодействий в термодинамической модели континентальных областей

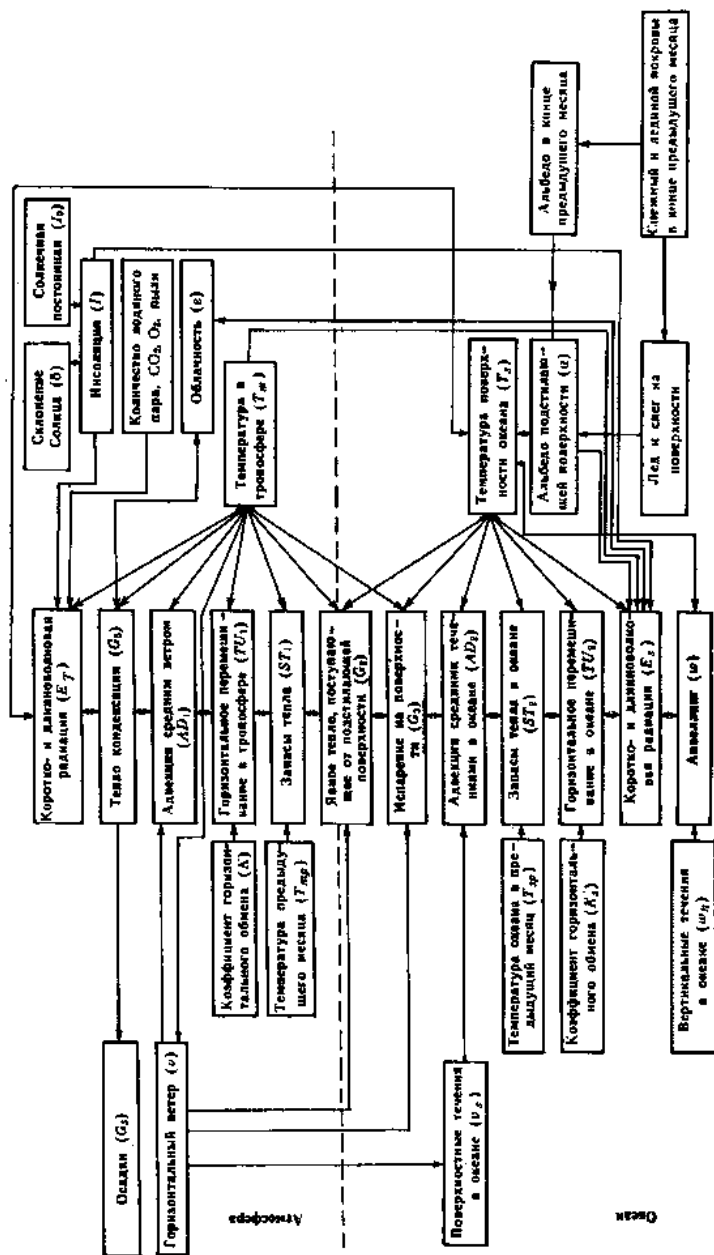


Рис. 12.17. Схема переменных, параметров и взаимодействий в термодинамической модели океанических областей

Следующей известной энергобалансовой моделью является нульмерная модель В.Я. Сергина и С.Я. Сергина для исследования ледниковых периодов [37]. В основе модели лежит уравнение баланса притока тепла на верхней границе атмосферы и деятельного слоя океана и суши. В модели принимается, что баланс тепла земной поверхности равен радиационному балансу на верхней границе атмосферы, так как теплоемкость атмосферы много меньше, чем у воды и суши. Откликом модели является отклонение баланса тепла от его среднего многолетнего значения (для деятельного слоя), а факторами – температура земной поверхности (в отклонениях), общее количество облаков, площади океана и ледяного покрова, скорость испарения. В модель не включены: динамика концентрации CO_2 и аэрозолей, абсолютная влажность, площадь снежного покрова, тепловые эффекты таяния и т.д. Для определения температуры поверхности океана привлечено уравнение притока тепла в океане. Отклонение количества облаков считалось пропорциональным только отклонению скорости испарения. Отклонения площади океана задавались пропорционально отклонению его уровня. Планетарный градиент температур (разность температур между экваториальной и полярной зонами) находился из условия:

$$\Delta T = T_0 + \beta(S_{\text{КЛ}} + S_{\text{МЛ}}), \quad (12.36)$$

а зональная составляющая скорости рассчитывалась как

$$u = \alpha \Delta T - u_0, \quad (12.37)$$

где ΔT – разность температур между экватором (T_0) и полярной зоной; $S_{\text{КЛ}}$, $S_{\text{МЛ}}$ – площадь континентальных и морских льдов, $\beta = 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}/(10^6 \text{ км}^2)$; u – зональная скорость ветра; $\alpha = 0,14 \text{ м}/(\text{с} \cdot \text{К})$, $u_0 = 6 \text{ м/с}$.

В начальный момент для всех переменных, кроме температуры поверхности суши, принимались нулевые, то есть современные условия. По модели получено, что в Северном полушарии возникают автоколебания с периодом 35 000 лет с амплитудой температуры земной поверхности в $16 \text{ } ^\circ\text{C}$ при отклонениях в сторону похолодания в 2 раза больших, чем в сторону потепления. Причиной автоколебаний является отрицательная обратная связь между океаном и материковыми льдом: рост температуры воды вызывает увеличение испарения, сопровождающееся ростом площади льдов на материках, а обратное влияние льда приводит к понижению температуры океана.

Из результатов моделирования вытекают следующие основные закономерности:

- увеличение глубины океана резко увеличивает амплитуду автоколебаний;
- увеличение отклонений количества облаков и скорости испарения существенно влияет на период и амплитуду автоколебаний;
- увеличение площади льдов в 2 раза слабо влияет на автоколебания (полное оледенение не подтверждается);
- усиление парникового эффекта приводит к ликвидации автоколебаний и стабилизации климата;
- увеличения количества осадков в районе оледенения ведет к росту периодов и амплитуд автоколебаний;
- начальные условия и толщина льда слабо влияют на автоколебания.

В Южном полушарии площадь материковых льдов определяется в основном площадью Антарктиды и во времени изменяется мало, а ее колебания зависят лишь от колебаний уровня океана. В результате в Южном полушарии модель дает колебания с периодом 40–50 тысяч лет. Если в модели учитывается взаимодействие между полушариями за счет переноса энергии через экватор пропорционально разности средних температур полушарий, то в этом случае возникают автоколебания с периодом 60 000 лет и амплитудой 20 °С в Северном и 7 °С в Южном полушарии.

Еще одной разновидностью энергобалансовых моделей является нестационарная модель энергетического баланса Земли К.Я. Винникова и П.Я. Гройсмана (1986) [11]. Модель предназначена для изучения изменения глобальной температуры за многолетний период инструментальных наблюдений. Модель рассматривает годичный период осреднения и в ней учтена термическая инерция климатической системы, изменение альбедо за счет колебаний прозрачности атмосферы, влияние концентрации CO₂ на длинноволновое излучение и обратная связь альбедо с температурой. В основе модели лежит уравнение изменения температуры во времени в зависимости от факторов:

$$q \frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{Q_0}{4} \{1 - \alpha[P(t), T]\} - F[T, g(t)], \quad (12.38)$$

где T – средняя годовая приземная температура воздуха; t – время (в годах); q – параметр, характеризующий эффективную теплоемкость климатической системы; Q_0 – солнечная постоянная; α – альбедо системы «Земля–атмосфера»; $P(t)$ – характеристика прозрачности или аэрозольной замутненности атмосферы; F – длинноволновое

уходящее излучение; $g(t) = C(t)/C_0$, $C(t)$ – концентрация CO_2 в атмосфере; $C_0 = \text{const}$.

Для параметризации альbedo системы земля – атмосфера используется следующая формула:

$$\alpha(P, T) = \bar{\alpha} + \frac{\partial \alpha}{\partial P}(P - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T}(T - \bar{T}), \quad (12.39)$$

где P – прозрачность атмосферы, черта – временное осреднение; $\partial \alpha$ – чувствительность альbedo к прозрачности и температуре.

Уходящее длинноволновое излучение (F), как и в ЭБМ М.И. Будыко, представлено в зависимости от температуры и концентрации CO_2 в атмосфере:

$$F(T, g) = \Gamma(g)(a + bT) \quad (12.40)$$

$$\Gamma(g) = \left(1 + \Delta T \frac{4b}{Q_0(1-\alpha)\ln 2} \ln g \right)^{-1}, \quad (12.41)$$

где ΔT – параметр чувствительности модели, характеризующий удвоение CO_2 без обратной альбедной связи; $\Gamma(g)$ – дополнительный парниковый приток тепла за счет CO_2 .

Выражение (12.38) с учетом (12.40) и (12.41) представляет собой обыкновенное линейное дифференциальное уравнение для T , коэффициенты которого зависят от параметров модели: q , $\partial \alpha / \partial T$, $\partial \alpha / \partial P$, ΔT и переменных $P(t)$ и $g(t)$.

Решением дифференциального уравнения (12.38) будет:

$$T'(t) = T_0 A_1(t) + \frac{\partial \alpha}{\partial p} A_2(t) + \Delta T A_3(t), \quad (12.42)$$

где $T'_0 = T(0) - \bar{T}$, $T'(t) = T(t) - \bar{T}$

и

$$A_1(t) = \exp \left[- \left(\frac{Q_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t}{q} + \frac{b}{q} \int_0^t (1 - \Gamma(\tau)) d\tau \right];$$

$$A_2(t) = - \int_0^t \frac{Q_0}{4q} (P(\tau) - \bar{P}) \exp \left[- \left(\frac{Q_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t - \tau}{q} + \frac{b}{q} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau;$$

$$A_3(t) = \int_0^t \frac{b\Gamma(\tau) \ln g(\tau)}{q \ln 2} \exp \left[- \left(\frac{Q_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{1 - \tau}{q} + \frac{b}{q} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau.$$

Модель, выраженная (12.42), была применена для анализа изменений глобального термического режима Северного полушария за последние 100 лет. При этом задавался набор переменных:

$$Q_0, \bar{\alpha}, \bar{T}, a, b, C_0, q, \frac{\partial \alpha}{\partial p}, \frac{\partial \alpha}{\partial T}, \Delta T, P(t), C(t),$$

где

$Q_0 = 1380 \text{ Вт/м}^2$, $\bar{\alpha} = 0.31$, $\bar{T} = 14.4 \text{ }^\circ\text{C}$, $a = 208 \text{ Вт/м}^2$, $b = 2 \text{ Вт/(м}^2\text{K)}$ и остальные переменные определялись по эмпирическим данным.

Обратная связь между температурой и альбедо выражалась следующей приближенной формулой

$$\frac{\partial \alpha}{\partial T} \approx -4b(1 - 1/K) / Q_0, \quad (12.43)$$

где K – коэффициент усиления, полученный без учета обратной связи как $K = 1,25$ и с ее учетом из выражения:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial T} \approx -0,0012 K^{-1}. \quad (12.44)$$

Численное значение показателя эффективной теплоемкости климатической системы было задано $q = 1,7 \text{ Вт год / (м}^2\text{K)}$ и $\tau = 0,15$ года для Северного полушария и $q = 4,6 \text{ Вт год / (м}^2\text{K)}$ и $\tau = 0,14$ года для Южного полушария, где τ – параметр, характеризующий отставание изменений теплосодержания глобальной климатической системы от изменений приземной температуры воздуха.

С использованием данных наблюдений за 1883–1977 гг., авторами модели было рассчитано $\Delta T = 2,6 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ для Северного полушария при удвоении CO_2 .

Двумерные модели энергетического баланса являются развитием одномерных моделей и их можно разделить на два класса:

- осредненные по вертикали с распределением климатических элементов по широте (φ) и долготе (λ);
- среднезональные модели с вертикальной структурой (сочетание ЭБМ и РКМ).

Примером двумерной модели, дающей описания климатических изменений по широте и долготе, является модель Селлерса (1976) [48] для сезонов с учетом поверхностного слоя океана, и влагооборота, и отношения средних вертикальных профилей климатических элементов модели к их значениям в приземном слое атмосферы.

В основе лежит среднезональная модель, представленная уравнением Лапласа на сфере:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} - D \nabla^2 T + A + BT = S(\varphi, t) [1 - \alpha_s(\varphi, t)], \quad (12.45)$$

где ∇ – векторный дифференциальный оператор (набла), ∇^2 – скалярный оператор, или лапласиан $= \Delta$; C – коэффициент тепловой инерции (теплоемкости); D – коэффициент макротурбулентной диффузии.

Включение в эту модель реального распределения материков и океанов, то есть учет долготы, приводит к уравнению вида:

$$C(\varphi, \lambda) \frac{\partial T}{\partial t} - D \nabla^2 T + A + BT = S(\varphi, t) [1 - \alpha_s(\varphi, \lambda, t)]. \quad (12.46)$$

Решением уравнения (12.46) является разложение в ряд по сферическим ортогональным функциям:

$$T(\varphi, \lambda, t) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l T_{lm}(t) Y_l^{(m)}(\lambda, \varphi), \quad (12.47)$$

где $Y_l^{(m)}(\varphi, \lambda) = P_l^{(m)}(\varphi) (A_l^{(m)} \cos(m\lambda) + B_l^{(m)} \sin(m\lambda))$;

$$P_l^{(m)}(\varphi) = (-1)^m (1 - \varphi^2)^{\frac{m}{2}} d^m P_l(\varphi) / d\varphi^m,$$

присоединенная функция Лежандра с целыми индексами.

Разлагая правую часть уравнения (12.45) по функциям Лежандра, после некоторых преобразований получают системы обыкновенных уравнений для $T_{lm}(t)$, для которых находят периодические решения с годовым колебанием. Рассчитанные значения $T(x, \varphi, \lambda)$ хорошо воспроизводят географическое распределение и сезонные колебания климатической температуры приземной атмосферы. Эта двумерная ЭБМ использовалась для реконструкции и исследования влияния астрономических факторов на климат ледниковых периодов.

Серьезным недостатком таких климатических моделей с осредненными по вертикали моделируемыми элементами и параметрами является «закрепленность» вертикальных профилей климатических элементов, которые не могут существенно изменяться при изменении климатоформирующих факторов.

Литература

1. Алисов Б.П., Полтораус Б.В. Климатология. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 300 с.
2. Барашихова Н.К., Кижнер Л.И., Кузевская И.В. Атмосферные процессы: динамика, численный анализ, моделирование. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – 312 с.
3. Белов П.Н. Численные методы прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 392 с.
4. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 376 с.
5. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнений атмосферы. – Л.: Гидрометиздат, 1985. – 272 с.
6. Бримблхум П. Состав и химия атмосферы. – М.: Мир, 1988. – 522 с.
7. Будыко М.И., Герасимов И.П. 1959. Тепловой и водный баланс земной поверхности, общая теория физической географии и проблема преобразования природы. Мат-лы к 3-му съезду Геогр. общ-ва СССР: доклады по проблеме экономического районирования страны. Л.: Географическое общество СССР. 1958. – С. 44–59. The Heat Balance of the Earth's Surface / transl. by N.A. Stepanova. Washington, U.S.
8. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980 – 351 с.
9. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 208 с.
10. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. – М.: Гидрометеиздат, 1986. – 159 с.
11. Винников К.Я. Чувствительность климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 224 с.
12. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 416 с.
13. Гилл А.Е. Динамика атмосферы и океана. – М.: Мир, 1986. – 512 с.
14. Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 104 с.
15. Динамическая метеорология. – Л.: Гидрометиздат, 1976. – 453 с.
16. Долгосрочные метеорологические прогнозы / Н.А. Багров, К.В. Кондратович и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 334 с.
17. Дикий Л.А. Теория колебаний земной атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 278 с.
18. Дикий Л.А. Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 108 с.
19. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений. – М.: Наука, 2006. – 173 с.
20. Калинин Н.А. Динамическая метеорология. – Пермь: Изд-во перм. ун-та, 2009. – 256 с.
21. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 215 с.
22. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 351 с.
23. Кислов А.В. Климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2011. – 320 с.
24. Ку-Нан Лиоу Основы радиационных процессов в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 376 с.
25. Курганский М.В. Введение в крупномасштабную динамику атмосферы (адиабатические инварианты и их применение). – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 168 с.

26. *Лоренц Э.Н.* Природа и теория общей циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеониздат, 1970. – 244 с.
27. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеониздат, 2000. – 778 с.
28. *Монин А.С.* Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 187 с.
29. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеониздат, 1979. – 407 с.
30. *Монин А.С.* Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеониздат, 1982. – 246 с.
31. *Мохов И.И.* Диагностика структуры климатической системы. – СПб.: Гидрометеониздат, 1993. – 271 с.
32. *Пальмен Э., Ньютон Ч.* Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеониздат, 1973. – 544 с.
33. *Пеллоски Дж.* Геофизическая гидродинамика. – М.: Мир, 1984. – 337 с.
34. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2009. – 504 с.
35. *Радиационно-фотохимические модели атмосферы* / под ред. И.Л. Кароля. – Л.: Гидрометеониздат, 1986. – 192 с.
36. *Сборник научных трудов «80 лет Гидрометцентру России».* – М.: «Триада ЛТД», 2010. – 455 с.
37. *Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. – Л.: Гидрометеониздат, 1978. – 279 с.
38. *Севастьянова Л.М., Ахметшина А.С.* Методы краткосрочного прогноза погоды общего назначения. – Томск: Изд-во «Курсив», 2011. – 266 с.
39. *Семенченко Б.А.* Физическая метеорология. – М.: «Аспект Пресс», 2002. – 415 с.
40. *Толстых М.А.* Глобальная популягранжева модель численного прогноза погоды. – М.; Обнинск: ОАО ФОП, 2010. – 111 с.
41. *Физические основы теории климата и его моделирования* // Тр. межд. науч. конф., организованной ВМО и МСНС при поддержке программы ООН по окружающей среде (Стокгольм 29 июля – 20 августа 1974 г.). – Л.: Гидрометеониздат, 1977 – 270 с.
42. *Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М., Николаев А.А.* Учение об атмосфере. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2010. – 244 с.
43. *Хромов С.П., Петросянци М.А.* Метеорология и климатология. – М.: МГУ, 2001. – 530 с.
44. *Шульгин А.М.* Агрометеорология и агроклиматология. – Л.: Гидрометеониздат, 1978. – 479 с.
45. *Lorenz E.N.* Climate determinism. – Met. Monograph, 1968. V. 8, № 30. – 129 pp.
46. *Peixoto J.P., Oort A.H.* Physics of climate. AIP, New York. 1992. – 520 pp.
47. *Schneider S.H.* Cloudiness as a global climatic feedback mechanisms, the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness. – J. Atm. Sci., 1972, V. 29, p. 143–1422.
48. *Sellers W.D.* A two-dimensional global climatic model/ Month. Wea. Rev. 1976. – V. 104, № 3, p. 233–248.
49. *Sellers, W.D.* 1969. A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System. Journal of Applied Meteorology 8(3), p. 392–400.

Лекция 13. Радиационно-конвективные, объединенные модели и модели промежуточной сложности

13.1. Радиационно-конвективные модели (РКМ)

Основная особенность и недостаток энергобалансовых моделей состоит в том, что они не рассматривают вертикальную структуру атмосферы (рис. 13.1) и ее вариации при изменении климатоформирующих факторов, например при увеличении антропогенной эмиссии парниковых газов [14, 21]. В ЭБМ очень грубо параметризуются эффекты важнейшего из этих факторов – вертикального переноса радиации: вниз коротковолновой и вверх – уходящего длинноволнового излучения. Поэтому ЭБМ плохо приспособлены для моделирования роста парникового эффекта как наиболее важного антропогенного климатоформирующего фактора и связанного с этим явлением роста температуры в тропосфере и уменьшения ее в стратосфере.

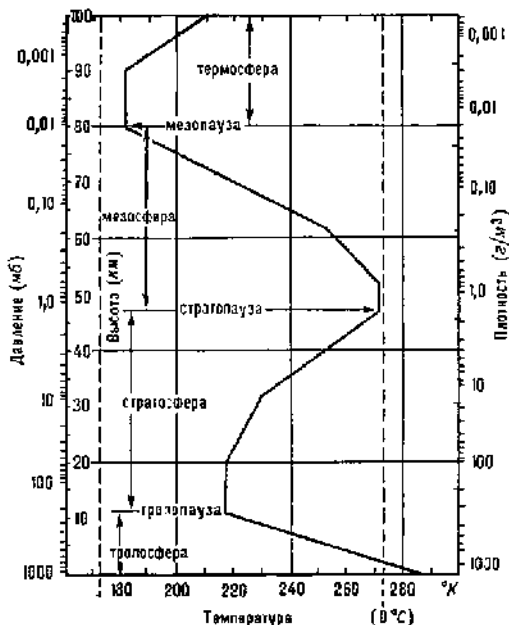


Рис. 13.1. Температурный профиль в различных частях атмосферы

Для моделирования профиля температуры и его изменений еще с конца XIX в. использовался принцип радиационного равновесия, то есть равенство потоков приходящего излучения и уходящей длинноволновой радиации. Наиболее ранние из таких моделей – радиационные модели Эмдена и И.А. Кибеля в которых вертикальный градиент радиационно-равновесной температуры в тропосфере получался очень большим и составлял 10 К/км, что примерно в 2 раза больше, чем для реального профиля температур [7]. Тогда в 1960-х Манабе и Стриклер предложили в тропосфере учитывать конвекцию – турбулентный перенос тепла от подстилающей поверхности и задавать градиент температуры по наблюдаемым данным, получая при этих условиях вертикальный профиль температуры, близкий к фактическому [9]. В настоящее время такие радиационно-конвективные модели (РКМ) вертикальных распределений температуры являются широко распространенными как самостоятельные модели и блоки трехмерных МОЦАО и стали эффективным средством исследований, особенно при оценках влияния парникового эффекта [6].

Параметр радиационно-конвективных моделей – это зависящая от высоты температура атмосферы, которая изменяется по-разному в различных ее частях. Основные физические эффекты, которые изучаются с помощью этих моделей, – закономерности изменения температуры с ростом высоты и связи потоков излучения стратосферы с температурой тропосферы. Одномерные радиационно-конвективные модели описывают вертикальный профиль средней планетарной температуры атмосферы $T(z)$. Рассматривается два основных вида потоков радиации: приходящая коротковолновая и уходящее длинноволновое излучение [4, 18].

Диапазон длин волн приходящей солнечной радиации делится на два интервала: $0,2 \text{ мкм} < \lambda < 0,75 \text{ мкм}$ ультрафиолетовая (УФ) и видимая и $0,75 \text{ мкм} < \lambda < 4 \text{ мкм}$ – ближняя инфракрасная (БИК) радиация.

Для БИК радиации обычно не учитывается ее рассеяние и ее потоки в безоблачной атмосфере в интервале $\Delta\nu$ на уровне $z(z_0 < z < H)$ определяются из выражений:

$$S_{\Delta\nu}^{\downarrow}(z) = S_0(\nu) \Delta\nu \cos \Theta P_{\Delta\nu}(H, z); \quad (13.1)$$

$$S_{\Delta\nu}^{\uparrow}(z) = S_0(\nu) \Delta\nu \cos \Theta A_s(\nu) P_{\Delta\nu}(H, z_0, z), \quad (13.2)$$

где $S_0(\nu)$ – интенсивность солнечного излучения на верхней границе атмосферы $z = H$ в интервале частоты $\Delta\nu$; Θ – зенитный угол Солнца; $A_s(\nu)$ – альbedo подстилающей поверхности в интервале $\Delta\nu$;

P – функция пропускания БИК излучения; z_0 – уровень отражающей подстилающей поверхности, стрелки при $S_{\Delta\nu}$ характеризуют направление потоков радиации.

В P учитывается поглощение излучения в полосах H_2O и CO_2 [23], в точных моделях – CH_4 , N_2O , иногда аэрозольное ослабление.

Для видимой и ультрафиолетовой радиации требуется решать полные уравнения переноса излучения в рассеивающей и поглощающей среде. Даже приближенное их решение методом сферических гармоник или методом сложения практически недоступно для существующих радиационно-конвективных моделей. Поэтому наиболее часто применяют двухпотоковое приближение Эддингтона для интенсивности коротковолновой радиации (КВ) $I(\tau)$ на оптической глубине τ от верхней границы атмосферы:

$$I(\tau, \mu) = I_0(\tau)I_1(\tau)\mu; \mu = \cos\theta, \quad (13.3)$$

а для потоков рассеянного излучения получается выражение:

$$S_p^{\uparrow\downarrow}(\tau) = 2\pi \int_0^{\pm 1} I(\tau, \mu)\mu d\mu = \pi [I_0(\tau) \pm 2I_1(\tau)/3]. \quad (13.4)$$

с краевыми условиями на верхней ($\tau = 0$) и нижней ($\tau = \tau^*$) границах атмосферы:

$$S_p^{\downarrow}(0) = \pi [I_0(0) + 2I_1(0)/3] = 0;$$

$$S_p^{\uparrow}(\tau^*) = \pi A_s [I_0(\tau^*) - 2I_1(\tau^*)/3 + \mu_0 S_0 e^{-\tau^*/\mu_0}], \quad (13.5)$$

где (0) , (τ^*) – I на верхней и нижней границе атмосферы; $\pi\mu_0 S_0$ – вертикальный поток КВ радиации над атмосферой; A_s – альbedo подстилающей поверхности.

Решение системы дифференциальных уравнений для $I_0(\tau)$ и $I_1(\tau)$ в оптически однородных слоях ($\tau_i < \tau < \tau_{i+1}$) выражается через экспоненты от τ с параметрами, которые связаны с оптическими характеристиками этих слоев, такими как альbedo однократного рассеяния α_i и фактором асимметрии g_i , и с постоянными, определяемыми из условий (13.5) и условий непрерывности $I_0(\tau)$ и $I_1(\tau)$ на границах слоев τ_i .

Здесь $a_i = \sigma_i/(\sigma_i + \alpha_i)$, где σ_i и α_i – коэффициенты рассеяния и поглощения КВ на единицу массы или объема, ею занимаемого; g_i – разность вероятностей фотона излучения быть рассеянным под тупым или острым углом к исходному направлению его движения ($g_i = 0$ для изотопного рассеяния).

С добавлением потока $S_{\Pi}^{\downarrow}(\tau_*) = \pi S_0 \mu_0 e^{-\tau_*/\mu_0}$ прямого излучения Солнца рассчитываются полные и эффективные потоки КВ радиации по слоям. Для упрощения учета релеевского рассеяния на молекулах газов воздуха иногда вычитают долю Δ из солнечной постоянной S_0 , то есть $S_0 = S_0'(1 - \Delta)$. Среднесуточные и среднесезонные потоки КВ радиации требуется еще умножить на долю длины дня в сутках и использовать среднедневное значение μ_0 в каждом сезоне.

В облачной атмосфере в УФ и видимом диапазонах обычно используют это же двухпотоковое приближение с дельта-методом Эддингтона при введении в слой $\tau_i < \tau < \tau_{i+1}$ оптических характеристик $(\Delta\tau_i, a_i, g_i)$ соответствующих облачных слоев и выделении эффектов облачных капель [15]. Эти характеристики сильно зависят от содержания жидкой воды (или ледяных кристаллов) – водности в облаках, которое должно быть задано извне. Дополнительно предполагается в большинстве методов, что отражение происходит на верхней кромке облака; поток излучения полностью рассеивается после отражения или попадания в облако. Принимается, что натуральная оптическая плотность для рассеянной радиации $\tau_p = 1,66 \tau$, где τ – плотность для прямой радиации. В случае облаков, занимающих часть площади слоя (с баллом $n < 1$), потоки для сплошной облачности и безоблачной атмосферы суммируются с «весами» n и $1 - n$ соответственно.

Наиболее сложен расчет в облачной атмосфере ИК потоков солнечного излучения при их многократном отражении от облачных слоев, имеющих высокое альbedo, и избирательном поглощении водяным паром и CO_2 в определенных полосах длин волн. Эти потоки несут заметную долю энергии, и их неучет может привести к большим погрешностям [19].

Существенное изменение оптических свойств облаков, прежде всего их альbedo A_0 , может быть вызвано их загрязнением аэрозольными частицами – ядрами конденсации или частицами, вовлеченными в облачные капли. Рост числа ядер конденсации может образовывать облака с более мелкими и многочисленными каплями, которые неоднозначно влияют на A_s , причем оптически активный аэрозоль может находиться и вне капель в облачном слое, и вне его [5, 16].

Для следующего вида радиации – длинноволновой (ДВ), или уходящего излучения, прежде всего пренебрегают его рассеянием, и эффективный поток длинноволновой радиации $I_{\Delta\nu}(z)$ на уровне z слоя $z_0 < z < H$ в спектральном интервале $\Delta\nu$ определяется выражением:

$$I_{\Delta\nu}(z) = I_{\Delta\nu}^{\uparrow}(z) - I_{\Delta\nu}^{\downarrow}(z) = B_{\nu}(H)P_{\Delta\nu}(z, H) - \int_{z_0}^H P_{\Delta\nu}(z, \xi) \Delta B_{\nu}(\xi), \quad (13.6)$$

где $B_{\nu}(z) = B_{\nu}[T(z)]$ – функция Планка на частоте ν – середине интервала $\Delta\nu$; $P_{\nu}(z, \xi)$ – функция пропускания потока ДВ в слое между z и ξ и в интервале $\Delta\nu$.

Суммарные потоки радиации вниз–вверх ($I(\downarrow\uparrow)$) вычисляются суммированием по сотням интервалов $\Delta\nu$. Это приходится делать для лучшего описания $P_{\Delta\nu}$, используя лабораторные измерения и модельные представления резко изменяющихся характеристик поглощения ДВ радиации отдельных примесей в сотнях отдельных полос $\Delta\nu$ и учитывая изменения атмосферных условий. При этом вводятся поправки для приближения модельных условий в реальной атмосфере. Например, модельное однородное давление заменяют эффективным $p_{\text{ср}}$ для неоднородного поглощающего слоя ($u_1 < u < u_2$):

$$p_{\text{ср}} = \int_{u_1}^{u_2} p du / (u_2 - u_1), \quad (13.7)$$

где (13.7) – приближение Куртиса–Годсона.

На верхней границе атмосферы ($z = H = 50$ км) должно выполняться условие отсутствия инфракрасного излучения из космоса:

$$I^{\downarrow}(H) = \int I_{\Delta\nu}^{\downarrow}(H) d\nu = 0. \quad (13.8)$$

Подстилающая поверхность и облака в схемах расчета ДВ принимаются как излучающие черные тела, причем перистые облака верхнего яруса частично прозрачны для потока ДВ радиации, который в облачном слое считается линейно изменяющимся по высоте. Для схемы расположения трехслойной облачности, представленной на рис. 13.2, на уровне Z , находящемся, например, между 2-м и 3-м ярусами, будем иметь:

$$I^{\downarrow}(z) = I_3(z)n_3 / 2 + I_{\text{бо}}^{\downarrow}(z)(1 - n_3); \quad (13.9)$$

$$I^{\uparrow}(z) = I_2(z)n_2 + I_1(z)n_1(1 - n_2) + I_{\text{бо}}^{\uparrow}(z)(1 - n_1)(1 - n_2), \quad (13.10)$$

где n_i – балл облаков i -го яруса; I – потоки ДВ для трех ярусов облаков; «бо» – безоблачная атмосфера.

Такое представление $I(z)$ как сумм потоков от слоя сплошной облачности и безоблачной атмосферы, умноженных на баллы – относительные доли их суммарных площадей, применяется во всех

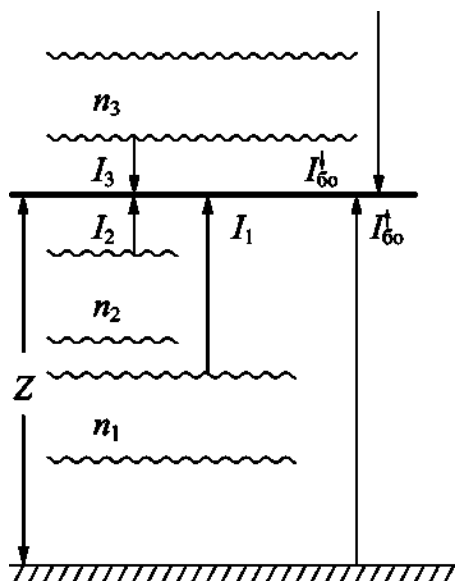


Рис. 13.2. Схема учета влияния излучения облачных слоев на потоки длинноволновой радиации

радиационных схемах, но оно не учитывает «боковых эффектов» от границ облачных слоев, что рассматривается в современных усовершенствованных схемах. В целом блок расчета потоков излучения (радиационный блок) является одним из основных в климатических моделях [17].

Следующим усовершенствование РКМ явился расчет радиационного равновесия с конвекцией [20]. Эффективные потоки видимой БИК и ДВ-радиации рассчитываются на 10–20 уровнях по вертикали в геометрических z_j или барических p_j координатах и по ним определяются скорости радиационного нагрева q_j горизон-

тально-однородной атмосферы на уровне z_j или p_j :

$$q_j = \frac{\partial T_*}{\partial t} = \frac{-1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial I}{\partial z} + \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z_j} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{\partial I}{\partial p} + \frac{\partial S}{\partial p} \right)_{p_j}. \quad (13.11)$$

В слое $h < z < H$ (или $p_h > p > p_H$) радиационного равновесия $q = 0$ и на его границах имеет место условие

$$I(h) + S(h) = I(z) + S(z) = I(H) + S(H) = 0. \quad (13.12)$$

В первых РКМ рассчитывалось установление радиационно-равновесной температуры T со временем так, как это установление происходит в реальности [20]. На уровнях $z_m = h < z_{m+1} < \dots < z_N = H$ слоя радиационного равновесия для начальной температуры $T^{(0)}(z_j)$ рассчитываются потоки $I(z_j)$, $S(z_j)$ и q_j – рассмотренными ранее способами и затем «шагами» по времени в момент $t_k + \Delta t = t_{k+1}$ находится $T^{(k+1)}(z_j)$ из равенства

$$T^{(k+1)}(z_j) = T^{(k)}(z_j) + \frac{\partial T}{\partial t} \bigg|_{T^{(k)}, z_j} \Delta t, \quad (13.13)$$

где $\partial T/\partial t = q(z)$ считается по (13.11) для $T^{(k)}(z_j)$ на каждом уровне z отдельно.

Процесс повторяется до выполнения заданного условия установления:

$$\left| T^{(k+1)}(z_j) - T^{(k)}(z_j) \right| = \left| q^{(k)}(z_j) \right| \Delta t < \varepsilon. \quad (13.14)$$

При счете в каждом слое проверяется выполнение условия

$$\left[T^{(k)}(z_j) - T^{(k)}(z_{j+1}) \right] / (z_{j+1} - z_j) < \gamma_j, \quad (13.15)$$

где γ – заданный вертикальный градиент температуры.

Если условие (13.15) не выполняется, то возникает конвекция и вводится дополнительное условие

$$\left[T^{(k)}(z_j) - T^{(k)}(z_{j+1}) \right] = \gamma_j (z_{j+1} - z_j), \quad (13.16)$$

связывающее температуру на уровнях этого слоя конвекции с ее значениями на границах слоя.

Температура подстилающей поверхности или нижней границы рассматриваемого слоя атмосферы находится из условия радиационного баланса или теплового баланса для нижней границы конвективного слоя:

$$(1 - A_s) S^\downarrow(h) = F^\uparrow(h)$$

или
$$(1 - A_s) S^\downarrow(h) - F^\uparrow(h) = P_h, \quad (13.17)$$

где P_h – поступление тепла в конвективный слой или подстилающую поверхность (вода, почва).

Эта схема расчета описывает физически реальное установление радиационно-равновесной и конвективной температуры в поглощающей и рассеивающей радиацию статической атмосфере, но требует больших затрат времени на вычисления. Более быстрое получение результата достигается применением метода итераций Ньютона–Рафсона.

В результате применения РКМ можно получить не только вертикальный профиль температуры, но и, как главное назначение любой модели, оценить влияние на этот профиль эмиссии парниковых газов и различных примесей [1, 8, 26]. На рис. 13.3 приведены вертикальные профили температуры T , рассчитанные по РКМ для условий радиационного равновесия во всей атмосфере до высоты 50 км при учете и при отключении стандартных вертикальных

распределений H_2O , CO_2 и O_3 . При этом приняты следующие условия: зенитный угол Солнца равен 60° , $A_s = 0,1$ и относительная влажность в тропосфере не изменяется. Для модели с учетом конвективного приспособления в атмосфере (кривая 2), принят стандартный вертикальный градиент $\gamma = 6,5$ К/км.

Анализ рассчитанных профилей T на рис. 13.3 позволяет сделать следующие выводы при условии, что фактическим данным соответствует профиль, представленный кривой 2:

- профиль, полученный только при радиационном равновесии (кривая 1), в тропосфере до 10 км дает завышенные значения градиента $\Delta T = 10^\circ\text{C/км}$ и заниженные значения температуры по высотам, но начиная со стратосферы (20 км) совпадает с фактическим;
- если исключить поглощение озоном коротковолновой (УФ) радиации, то есть эффект радиационного нагрева (кривая 3), то температура, особенно в стратосфере, будет существенно ниже и ее рост в стратосфере также будет исключен;

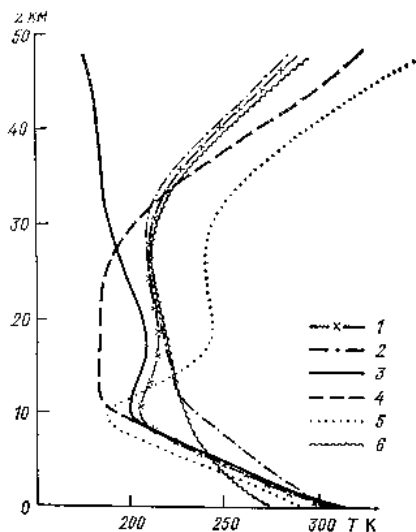


Рис. 13.3. Вертикальные профили температуры, рассчитанные по РКМ:

- 1 – радиационное равновесие во всей стандартной атмосфере;
 2 – то же с конвективным приспособлением в тропосфере;
 3 – радиационное равновесие во всей атмосфере без учета поглощения озоном КВ-радиации; 4 – то же без учета поглощения озоном ДВ-радиации;
 5 – радиационное равновесие во всей атмосфере без учета поглощения радиации CO_2 ; 6 – то же без учета поглощения радиации H_2O

- если исключить поглощение озоном длинноволнового уходящего излучения (кривая 4), то уменьшение температуры на высотах от 10 до 30 км будет еще существеннее (примерно на 40 °С ниже фактической);

- в обоих случаях при исключении озона из атмосферы профиль температуры в тропосфере до 10 км будет иметь градиент уменьшения, соответствующий радиационному равновесию, то есть $\Delta T = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$;

- при исключении из атмосферы эффекта поглощения радиации CO_2 (кривая 5) ниже примерно на 10 °С будет приземная температура, градиент уменьшения температуры в тропосфере также будет $\Delta T = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, температура стратосферы – существенно выше;

- исключение водяного пара из атмосферы (кривая 6) приводит к наиболее значительному уменьшению поверхностной температуры примерно на 30 °С от современной, но уже с высоты примерно 10 км исключение H_2O не влияет на профиль температуры.

Таким образом, исключая те или иные газы из атмосферы, можно дать количественную оценку их влияния на температурный нагрев и оценить вклад в парниковый эффект. Так, наиболее существенный ИК-нагрев в нижней атмосфере происходит за счет поглощения уходящего излучения водяным паром. Следующим по значимости влияния в парниковый эффект является CO_2 , который повышает температуру в тропосфере и увеличивает ее в стратосфере. Без углекислого газа и озона уменьшение температуры тропосферы происходило бы в соответствии с градиентом радиационного равновесия.

Основные выводы по эффективности РКМ состоят в следующем:

- фактические и расчетные профили температуры при климатических распределениях основных радиационно-активных газов H_2O , CO_2 , O_3 совпадают на разных широтах, особенно при использовании фактических градиентов температур в тропосфере для соответствующих широт и сезонов;

- наибольшее отличие температур от фактических имеет место в слое нижней стратосферы и тропопаузы, причем в тропиках расчетная приземная температура больше фактической, а в полярных зонах значительно меньше, особенно зимой при слабо выраженной тропопаузе, так как в этих частях атмосферы большое влияние имеет горизонтальный перенос из умеренных широт не воспроизводимый РКМ.

Радиационно-конвективные модели не воспроизводят и многие другие атмосферные процессы, формирующие вертикальный

профиль температуры. Прежде всего это влагооборот, определяющий через облака и профиль влажности потоки КВ- и ДВ-радиации в самих РКМ, которые поэтому являются незамкнутыми [4, 22]. В большинстве РКМ используются наблюдаемые климатические параметры влажности, с чем и связано успешное моделирование профилей температуры [24]. Однако этот прием не годится при моделировании изменений профиля температуры, вызванного изменением различных внешних факторов. Для подобных исследований в РКМ с целью их замыкания вводят различные дополнительные предположения, например сохранение профиля относительной влажности при изменении радиационных факторов или сохранение высоты верхней кромки облаков или ее температуры. Вместе с тем, необходимость более точного и глубокого описания влагооборота и облачности остается актуальной и для современных РКМ.

В большинстве РКМ не учитывается также и важная обратная температурно-альбедная связь, которая сильно увеличивает чувствительность климатической системы к внешним факторам, как показано в ЭБМ. Обычно эта обратная связь учитывается в объединенной ЭБМ и РКМ, но существуют способы учета этой связи и в одномерной РКМ, описывающей усредненное по полушарию поле радиации и температуры [27]. Включение этой обратной связи в РКМ увеличивает чувствительность ΔT_s к изменениям солнечной постоянной S_0 на 30–40 %.

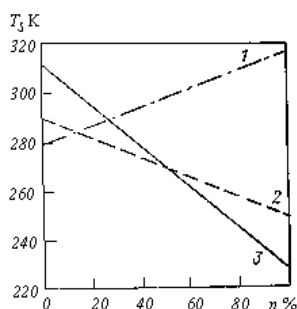


Рис. 13.4. Влияние количества облаков на приземную температуру по РКМ с условием сохранения относительной влажности: 1 — верхний ярус, 2 — средний ярус, 3 — нижний ярус

Еще одной важной обратной связью в РКМ является зависимость приземной температуры от облачности. На рис. 13.4 представлена зависимость приземной температуры T_s от балла облачности n в % отдельно для облаков трех разных ярусов: верхнего, среднего и нижнего, при постоянной влажности. Из рисунка следует, что рост количества облаков верхнего яруса, которые очень слабо излучают из-за низкой температуры, приводит не к уменьшению, а к увеличению приземной температуры, то есть они создают парниковый эффект. Более «теплые» и интенсивно излучающие облака среднего и, особенно, нижнего ярусов создают «антипарниковый» эффект, уменьшая приземную температуру, причем

чувствительность $\partial T_s / \partial n = -82$ К при изменении облачности от 0 до 100 %, среднего яруса $\partial T_s / \partial n = -40$ К и для верхнего $\partial T_s / \partial n = +38$ К.

Оценки параметра чувствительности β ($\beta = \partial T_s / \partial x$, где x – влияющий фактор) климатической системы показывает, что после солнечной постоянной температура более всего чувствительна к характеристикам облачности: к альбедо, высоте и количеству облаков, а также к конвективному градиенту температуры γ . Далее по степени уменьшения влияния на температуру идут альбедо подстилающей поверхности и относительная влажность в тропосфере, еще меньше влияют изменения концентрации поглощающих радиацию газов. Чувствительность температуры на разных уровнях убывает с высотой в тропосфере и слабо растет в стратосфере [6, 13].

На значения температуры и ее чувствительность в РКМ большое влияние оказывает температурный градиент конвекции γ , который в большинстве моделей принимается равным тропосферному $\gamma = 6,5$ К/км для стандартной атмосферы. Однако анализ данных наблюдений показывает, что γ не постоянен и изменяется с высотой, по широте и сезонам года. Так, в тропиках γ близко к влажно адиабатическому, а в умеренных и высоких широтах его значение приближается к $\gamma = 4,0$ К/км. Уменьшение γ приводит к снижению чувствительности температуры к многим факторам. Например, для CO_2 параметр чувствительности снижается на 12 % при уменьшении γ с 6,5 К/км до 5,0 К/км.

Из-за большой чувствительности температуры и других моделируемых в РКМ характеристик к величине γ в некоторых РКМ не описывают поля температуры, а ограничиваются определением изменений потоков КВ- и ДВ-радиации на уровне тропопаузы и оценками радиационного баланса «Земля–атмосфера», особенно при изучении климатических последствий изменений состава стратосферы [18].

Успешным и удобным оказалось сочетание РКМ с моделями, описывающими другие блоки климатической системы, например с одномерными моделями фотохимических реакций образования и разрушения газовых и аэрозольных примесей в горизонтально-однородной атмосфере до уровня 50–70 км [16]. Скорости фотохимических реакций существенно зависят от температуры воздуха и потоков УФ и видимой радиации в атмосфере, которые и определяются в РКМ. В свою очередь, получаемые в фотохимических моделях вертикальные распределения радиационно-активных примесей служат исходной информацией в РКМ. В результате радиационно-химические модели атмосферы как части РКМ успешно используются при изучении антропогенных влияний на состав атмосферы и климат.

13.2. Объединение энергобалансовых и радиационно-конвективных моделей

Естественным шагом в улучшении моделей был синтез ЭБМ и РКМ с формированием совместной двумерной модели. Каждая из этих моделей предназначена для объяснения процессов в своем измерении. Так, РКМ хорошо описывает наблюдаемый термический режим в стратосфере и во многих частях тропосферы, а также некоторые обратные связи, но в РКМ нет горизонтального переноса тепла, влагооборота, формирующего облачность, связи «температура–альbedo». В ЭБМ же нет вертикального расслоения атмосферы, хорошо моделируемого в РКМ.

Примером первых попыток объединения двух видов моделей является двухслойная ЭБМ Хелда и Суарса [25], в которой атмосфера по давлению (p) делится на два слоя по уровню 500 гПа. На средних уровнях в слоях (250 и 750 гПа) рассчитываются уравнения макротурбулентной диффузии потенциальной температуры Θ :

$$\frac{\partial \Theta_i}{\partial t} = \frac{D}{a^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial \Theta_i}{\partial \varphi} \right) + \frac{p_0 Q_i}{c_p p_i}, \quad i = 1, 2, \quad (13.18)$$

где φ – широта; a – радиус Земли; $p_0 = 1000$ гПа; D – коэффициент макротурбулентной диффузии; Q – источники и стоки тепла в слое, выражаемые формулами:

$$Q_1 = Q_{lc}^R f(\varphi) + Q_{lo}^R [1 - f(\varphi)] + Q^{CA}; \quad (13.19)$$

$$Q_2 = (Q_{2c}^R + Q_c^S + Q_c^L) f(\varphi) + (Q_{2o}^R + Q_o^S + Q_o^L) [1 - f(\varphi)] - Q^{CA}, \quad (13.20)$$

где Q^R – скорость радиационного нагрева и выхолаживания слоя над сушей (с) и океаном (о); Q^{CA} – конвективное приспособление, приводящее к переносу тепла из нижнего слоя в верхний, чтобы сохранялся влажноадиабатический конвективный вертикальный градиент температуры ($\Theta_1 - \Theta_2$); Q^S , Q^L – скорости поступления явного и скрытого тепла от поверхности суши и океана; $f(\varphi)$ – доля площади суши в площади зонального пояса на широте φ .

В модели приняты следующие допущения:

- температура линейно убывает с $\ln p$ в слое 1000–200 гПа и постоянна выше этого слоя;
- водяной пар конденсируется в нижнем слое на той же широте, где он испаряется, но часть скрытого тепла может переноситься конвекцией в верхний слой;

– вертикальные распределения относительной влажности, озона и облаков равны климатическим.

Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью суши описывается уравнением теплового баланса для влажной суши:

$$0 = \sigma T_c^4 - [1 - \alpha_c(T_c)] S_0 - I_c^\downarrow + Q_c^S + Q_c^L; \quad (13.21)$$

$$Q_c^S = c_D c_p (T_c - T_s); \quad (13.22)$$

$$Q_c^L = c_D L (q_c - 0,8 q_s), \quad (13.23)$$

и на верхней границе изотермического слоя океана, свободного ото льда, глубиной в 40 м и одинаковой для всех широт:

$$-C_o \frac{\partial T_o}{\partial t} = \sigma T_o^4 - [1 - \alpha_o(T_o)] S_0 - I_o^\downarrow + Q_o^S + Q_o^L, \quad (13.24)$$

где T_c , T_o , T_s – температура суши, океана и слоя атмосферы; q – значения массовой доли водяного пара при насыщении при таких же индексах; C_o – теплоемкость слоя океана; Q – поглощенная сушией (Q_c) и океаном (Q_o) радиация Солнца (S) и атмосферы (L).

Результаты исследования чувствительности модели показали следующее:

- при изменении внешних параметров (солнечная постоянная и инсоляция) сильно изменяется разность $(\Theta_1 - \Theta_2)$, характеризующая вертикальный градиент температуры, особенно на границе полярной зоны (φ_s);

- двух слоев недостаточно для полного описания изменения температуры по вертикали, поэтому необходимо включить полные радиационные блоки из РКМ.

Более полная связь между РКМ и ЭБМ достигается в их комбинации, алгоритм которой состоит в следующем:

а) на основе ЭБМ определяются приземные среднегодовые температуры $T_s(x)$ на восьми широтах Северного и Южного полушарий (15, 45, 60 и 80 °);

б) далее итерациями по РКМ находятся вертикальные профили температуры и потоков ДВ- и КВ-радиации на этих широтах для тропосферы и стратосферы для заданной $T_s(x)$ на 8 широтах;

в) полученные значения $I(x)$ и $S(x)$ – эффективных потоков ДВ- и КВ-радиации на верхней границе ($H = 50$ км) используются в уравнении баланса энергии:

$$\frac{d}{dx}(1-x^2)D\frac{dT_s(x)}{dx}=I_H(x)-S_H(x); \quad -1 \leq x \leq 1, \quad (13.25)$$

причем правая часть этого уравнения должна удовлетворять глобальному условию сохранения энергии:

$$\int_{-1}^1 [I_H(x) - S_H(x)] dx = 0, \quad (13.26)$$

где D – эффективный коэффициент межширотного теплообмена.

г) значения правой части (13.25), то есть значения потоков на высоте $H = 50$ км, интерполируются на более мелкую сетку, в узлах которой по радиации на высоте 50 км и рассчитанным вертикальным профилям находятся значения приземной температуры $T_s(x)$ в узлах более мелкой сетки;

д) полученные $T_s(x)$ используются в следующей итерации для расчета вертикальных профилей температуры и потоков радиации из системы уравнений РКМ;

е) расчет итерациями продолжается до достижения разности температур во всех узлах сетки в двух последовательных итерациях менее 0,05 К.

Такая комбинированная энергобалансовая радиационно-конвективная модель обладает следующими свойствами:

- хорошо воспроизводит наблюдаемое поле среднегодовой среднезональной температуры в тропосфере и стратосфере средних широт и тропиков;

- модельные тропопауза и стратосфера высоких широт получаются на 20–40 К холоднее фактических из-за неучета в модели переноса тепла воздухом и сезонного изменения радиационного теплообмена – основных факторов теплового режима полярной атмосферы;

- хорошо воспроизводит на всех широтах и уровнях изменения среднезональной среднегодовой температуры, вызванные вариациями радиационных факторов (солнечной постоянной, содержанием радиационно-активных примесей: CO_2 , O_3 и других).

Для повышения точности модели вводят учет межширотного переноса тепла, задавая разные значения вертикального градиента температуры, например от 0 до 30 ° с. ш. в РКМ задается влажно-адиабатический вертикальный градиент температуры, а вне этой зоны используется вертикальный градиент, связанный с межширотным градиентом температуры в нижней атмосфере, так называемым соотношением бароклинного приспособления, введенным Стоуном

по аналогии с конвективным приспособлением в РКМ. Также как и конвекция, возникающая при сверхкритическом вертикальном градиенте температуры, приводит к его наблюдаемому среднему климатическому значению, так и, по предложению Стоуна, межширотный перенос тепла приводит сверхкритический меридиональный градиент температуры тропосферы к климатическому. При этом вертикальный градиент температуры γ_b связан с межширотным ее градиентом соотношением Стоуна:

$$\gamma_b = \gamma_a + \operatorname{tg} \varphi \partial T / H \partial \varphi, \quad (13.27)$$

где $\gamma_a = 9,8$ К/км – сухоадиабатический градиент; H – высота однородной атмосферы ($H = 8$ км); T – средняя температура слоя 1000–200 гПа, которая определяется с учетом этого равенства итерациями.

Полученное модельное распределение температуры близко к наблюдаемому везде, кроме зоны 30–90 ° с. ш. в стратосфере, где температура ниже наблюдаемой на 20–30 К. Принцип бароклинного приспособления используется и в других климатических моделях для описания межширотных градиентов температуры и их связи с вертикальными градиентами.

13.3. Модели промежуточной сложности (МПС)

Следующая ступень в развитии моделей – это трехмерные модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА), основанные на полных уравнениях термогидродинамики. Модели промежуточной сложности (МПС) являются частным упрощенным вариантом МОЦА, которые применяются, как правило, на больших интервалах времени для изучения палеоклиматов, изменения ландшафтов, гидрологического цикла и других отдельных факторов климатической системы. Положительные стороны МПС состоят в том, что они не предъявляют специальных требований к вычислительной технике, отчего могут применяться для выполнения длительных экспериментов, а получаемые результаты, как у всякой «простой» модели, достаточно ясны для интерпретации. Однако принципиальный недостаток заключается в том, что отсутствует уверенность в том, способны ли упрощенные модели воспроизводить климат в других, отличных от современного, условиях климатообразования.

Примером модели промежуточной сложности является климатическая модель института физики атмосфера Российской академии наук (КМ ИФА РАН), авторами которой являются И.И. Мохов,

П.Ф. Демченко, А.В. Елисеев и другие [12]. Модель ИФА РАН имеет следующие основные характеристики: пространственное разрешение $4,5^\circ$ по широте и 6° по долготе; вертикальная структура включает 8 слоев в атмосфере до высоты 80 км, 3 слоя в океане и 2 слоя на суше.

При этом каждый блок климатической системы имеет следующие особенности. Атмосфера представлена в виде 3D квазигеострофической крупномасштабной динамики с масштабами в несколько сот километров по пространству и несколько суток по времени с учетом синоптических вариаций. Синоптическая динамика параметризована, исходя из ее представления в виде гауссовых статистических ансамблей. В каждом характерном слое атмосферы предполагается линейный профиль зависимости температуры от высоты. В блоке дан полностью интерактивный гидрологический цикл. В океаническом блоке используется прогностическое уравнение для температуры поверхности океана (ТПО) и геострофическое приближение для расчета динамики. Применяются универсальные профили температуры в каждом характерном слое океана, также задано и распределение солености океана. В блоке используется интерактивный цикл CO_2 . Помимо блоков атмосфера–океан–суша в модели учитываются биосферные эффекты и изменения морского льда. Для морского льда применяется диагностическая схема, основанная на значениях ТПО. Распределение растительности на планете задано по экозонам, согласно модифицированной BATS-схеме [10]. Углеродный цикл в наземных экосистемах учитывает наземную биоту и почвенный резервуар. В модель включены фотосинтез и первичная биопродуктивность, причем биотическое и почвенное дыхание зависят от температуры экспоненциально. Фертилизация углекислым газом дана по закону Михаэлиса-Ментона. Потоки CO_2 из атмосферы в океан зависят от изменений ТПО и концентрации CO_2 в атмосфере.

Общая схема КМ ИФА РАН приведена на рис. 13.5, из которой следует, что в качестве внешних воздействий для атмосферы задаются: приходящее солнечное излучение и антропогенные эмиссии углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и концентрации N_2O , фреонов, тропосферных и стратосферных аэрозолей. Атмосфера включает стратомезосферу, свободную атмосферу и пограничный слой. Облачность дана в виде одного эффективного слоя. Океан представлен квазиоднородным поверхностным слоем, глубоким океаном и слоем придонного трения. Криосфера включает в себя снег, вечную мерзлоту и предписанные ледниковые щиты. Обмен между океаном

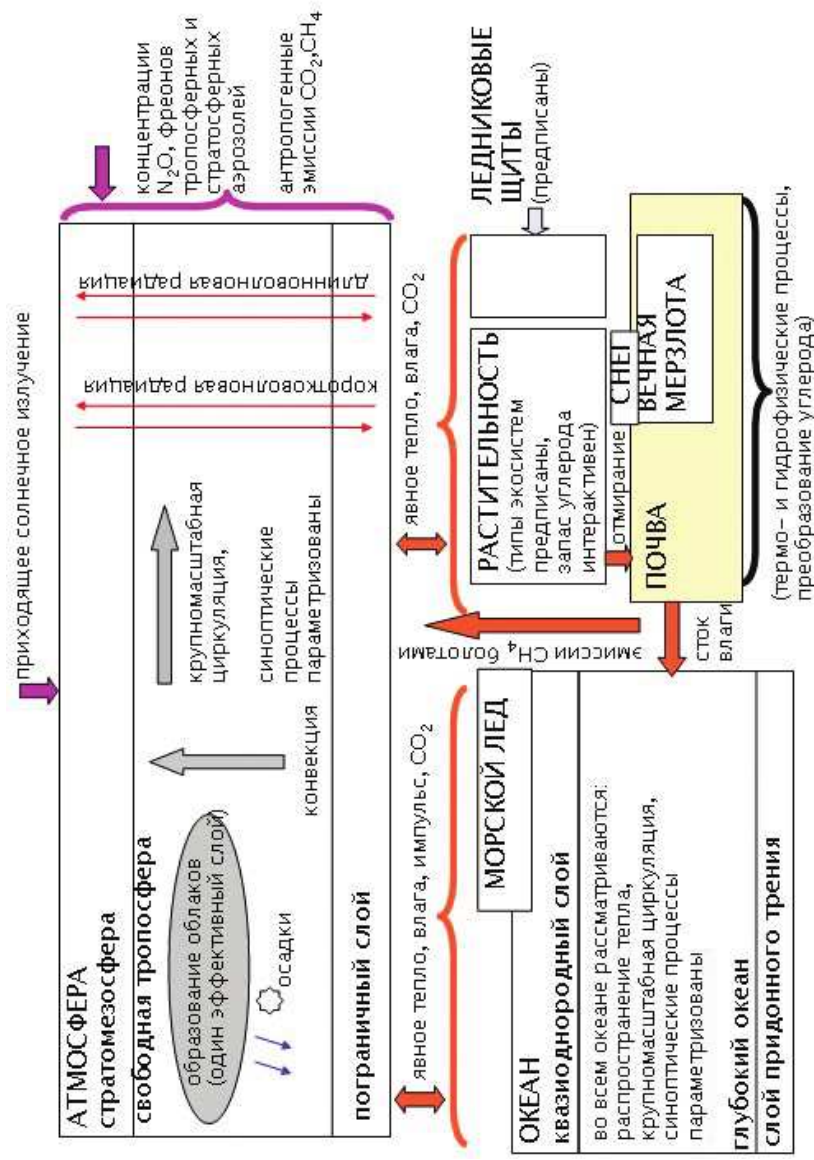


Рис. 13.5. Общая схема климатической модели ИФА РАН

и атмосферой осуществляется явным теплом, влагой, моментами импульса и углекислым газом. Обмен между атмосферой и сушей осуществляется явным теплом, влагой и углекислым газом. В почве учитываются термо и гидродинамические процессы и преобразование углерода.

Климатическая модель ИФА РАН позволила выполнить следующие численные эксперименты:

- оценка глобальных и полушарных изменений температуры воздуха и осадков за счет изменения содержания CO_2 в атмосфере;
- оценка изменений в составляющих углеродного цикла;
- вариации индекса Северо-Атлантического колебания (САК);
- изменение составляющих метанового цикла и процессов в болотных экосистемах;
- оценка региональных изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря и крупнейших сибирских рек, впадающих в Северный Ледовитый океан;
- оценка возможных изменений вечной мерзлоты;
- оценка вклада вулканической активности в глобальное потепление.

Эффективность КМ ИФА РАН в последней версии с использованием модели общей циркуляции океана оценивалась при воспроизведении современных климатических характеристик. Так по модели получена глобальная среднегодовая температура равная $13,5^\circ\text{C}$, которая практически совпадает с температурой по данным наблюдений равной 14°C за период, рекомендованный ВМО (1961–1990 гг.). Модельные значения региональной температуры поверхности океана отличаются от фактических не более, чем на несколько градусов. Величина глобальных годовых осадков по модели 1097 мм также согласуется с эмпирическими данными, как и вычисленное глобальное значение общего количества облаков равное 0,6. В модели воспроизводится и приэкваториальный и субполярные максимумы общей облачности в обоих полушариях, а также достаточно удовлетворительно представлены основные горизонтальные течения: Гольфстрим, Куроисио, Антарктическое циркумполярное, пассатные течения в зоне экватора. Равновесная температурная чувствительность КМ ИФА РАН к удвоению CO_2 составляет 2,9 К и находится в середине диапазона этих оценок по современным МОЦАО (2,0–4,5 К).

Результаты численных экспериментов по оценке изменений глобальной температуры при задаваемых основных сценариях проекта CMIP3 (SRES-B1, SRES-B2, SRES-A1B и SRES-A2) приведены

на рис. 13.6. где слева показаны увеличения концентраций CO_2 до конца XXI в., а справа – рост глобальной температуры [11].

По результатам рис. 13.6 следует, что при самом неблагоприятном сценарии SRES-A2 рост концентрации CO_2 к концу XXI в. составит 875 ppm, а с учетом обратной связи с углеродным циклом на 90 ppm меньше; при сценарии SRES-A1B – 762 ppm (–83 ppm), при SRES-B2 – 669 ppm (–69 ppm) и при самом благоприятном сценарии SRES-B1 – 615 ppm (–67 ppm). В этих случаях глобальная температура увеличится к концу XXI в. по самому неблагоприятному сценарию SRES-A2 на 3,38 К (–0,31 К при учете обратной связи с углеродным циклом), по SRES-A1B на 3,05 К (–0,34 К), по SRES-B2 на 2,65 К (–0,34 К) и по сценарию SRES-B1 температура вырастет на 2,43 К с возможным уменьшением на 0,35 К при учете обратной связи.

В модели ИФА РАН исследовались также изменения в отдельных составляющих углеродного цикла. Так, на рис. 13.7 показаны рассчитанные потоки CO_2 в гигатоннах углерода в год из атмосферы в наземные экосистемы (слева) и в океан (справа) также при различных сценариях роста CO_2 в атмосфере.

По данным моделирования притока углерода в наземные экосистемы прослеживаются две ветви: рост и падение, причем на ветви подъема доминирует прямой (фертилизационный) эффект, увеличивающий поглощение CO_2 наземными экосистемами. На ветви спада доминирует косвенный (климатический) эффект, уменьшающий поглощение CO_2 наземными экосистемами из-за роста дыхания почвы. В притоке CO_2 в океан доминирующий рост углерода связан с увеличением скорости прироста концентрации CO_2 в атмосфере со временем. Начиная с конца XX в., на рост поглощения углерода океаном уже влияет потепление климата, которое приводит к уменьшению растворимости практически по всем сценариям.

Динамика остальных составляющих углеродного цикла: изменение запаса углерода в почве и доля кумулятивных антропогенных эмиссий CO_2 , остающаяся в атмосфере, показана на рис. 13.7.

В обоих случаях имеет место разница между интерактивным и неинтерактивным режимами. Наиболее наглядно в виде двух противоположных процессов это проявляется в изменении запасов углерода в почве. Так, рост запаса углерода в почве в неинтерактивном режиме связан с эффектом фертилизации растений за счет CO_2 (ускорение роста и повышение урожайности), то есть рост углекислого газа приводит к росту продуктивности, который ведет к общему росту биомассы, затем к росту опада (отмирания растений) и,

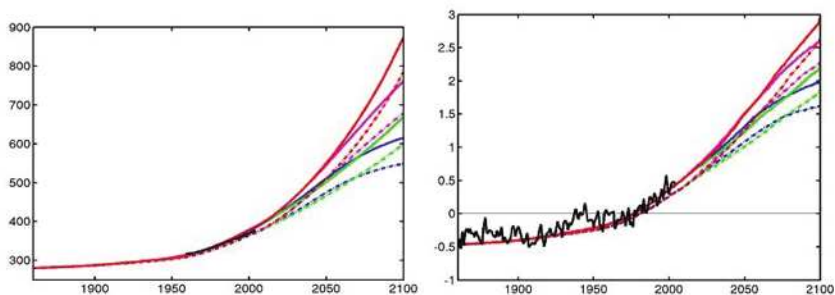


Рис. 13.6. Изменения концентрации CO_2 в ppm (слева) и глобальной температуры в К (справа) при разных сценариях антропогенных эмиссий, где сплошные линии – интерактивный режим, пунктирные – неинтерактивный режим с учетом положительной обратной связи климата с углеродным циклом

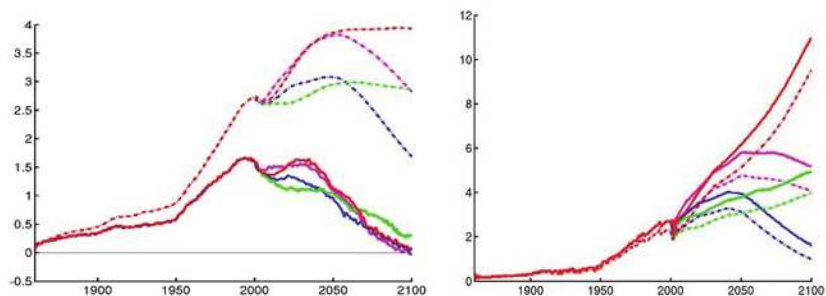


Рис. 13.7. Рассчитанные по КМ ИФА РАН потоки углерода (в ГтС/год) из атмосферы в наземные экосистемы (слева) и в океан (справа), где сплошные линии – интерактивный режим, пунктирные – неинтерактивный режим с учетом положительной обратной связи климата с углеродным циклом

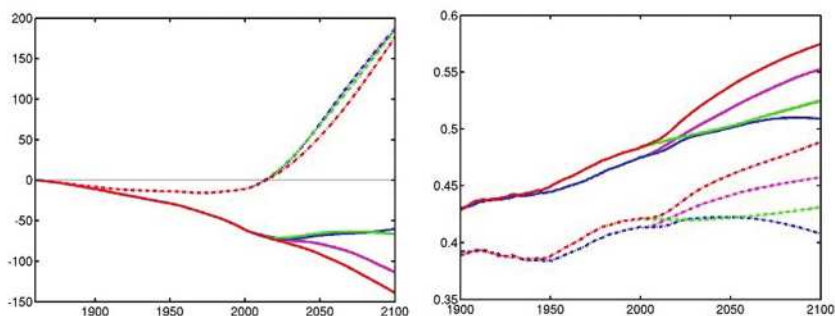


Рис. 13.8. Рассчитанные по КМ ИФА РАН изменения запасов углерода в почве в ГтС (слева) и доли кумулятивных антропогенных эмиссий CO_2 , остающаяся в атмосфере (справа)

соответственно, к более интенсивному их росту. В интерактивном режиме, начиная с середины XXI в., в изменениях запасов углерода превалирует эффект роста почвенного дыхания из-за роста температуры и запас углерода в растениях будет падать. Доля кумулятивной антропогенной эмиссии в атмосфере при росте CO_2 будет возрастать во всех случаях, но в интерактивном режиме больше. На временных масштабах до нескольких столетий около половины антропогенных эмиссий остается в атмосфере. Доля этих эмиссий, остающаяся в атмосфере, больше в интерактивном режиме, чем в неинтерактивном из-за положительной обратной связи между климатом и углеродным циклом. При этом в целом эта доля растет со временем, указывая на усиление такой обратной связи.

Еще одним важным экспериментом, проведенным на основе КМ ИФА РАН является учет метанового цикла и процессов в болотных экосистемах с целью оценки эмиссии метана болотными системами при потеплении климата [2, 3]. Модель для эмиссий CH_4 из болотных экосистем имеет вид:

$$E_{\text{CH}_4,bs} = S_{i,k} E_{\text{CH}_4,bs} \left[H(T_{i,k}), DDT_i \right], \quad (13.28)$$

где DDT_i – число градусо-дней за теплый период года i -го слоя почвы; $H(T_{i,k})$ – функция Хэвисайда; $T_{i,k}$ – температура i -го слоя почвы в $^\circ\text{C}$ в k -й день года.

В модели принимаются следующие допущения:

- почвы болот считаются насыщенными влагой;
- эмиссии метана от мерзлого слоя (и всех более глубоких слоев) почвы нулевые;
- доля болотных экосистем в каждой модельной ячейке предписана по данным наблюдений.

В используемой также модели термодинамики почвы:

- учитывается годовой ход температуры на нижней границе атмосферы;
- учитывается влияние снежного и мохового покровов на затухание температурной волны в почве;
- влияние эффектов метаморфизма снега не учитывается.

В результате получено, что взаимодействие процессов в болотных экосистемах и метанового цикла в КМ ИФА РАН увеличивает рост содержания метана в атмосфере на 10–20 % в зависимости от сценария антропогенного воздействия и момента времени. Считая, что изменение глобальной температуры к концу XXI в. относительно доиндустриального периода в КМ ИФА РАН составляет 2,1–3,4 К в зависимости от сценария антропогенного воздействия,

то интерактивный отклик эмиссий метана болотами на изменения климата не приводит к существенному дополнительному потеплению, так как составляет менее 0,05 К.

В КМ ИФА РАН моделировались также и осадки и полученные результаты изменения осадков к концу XXI в. по сравнению с концом XX в. по сценарию SRES-A1B для зимы и лета приведены на рис. 13.9.

Как следует из рисунков, наибольший рост зимних осадков до 40 % и даже в отдельных местах до 60 % следует ожидать в Восточной Сибири и на ее севере, а на большей части ЕТР и в Приморье рост зимних осадков будет до 20 %. Некоторое падение зимних осадков (до 20 %) ожидается на юге ЕТР. Летние осадки к концу XXI в. будут расти только в Сибири и на севере ЕТР и всего до 20 %, а на большей части ЕТР осадков будет меньше на 20 % и на юге даже на 40 %.

Еще одной областью применения КМ ИФА РАН явилась оценка изменения годового стока главных сибирских рек Оби, Енисея и Лены, впадающих в Северный ледовитый океан, так как увеличение или уменьшение их стока может изменить режим солености океана из-за чего возможны изменения не только регионального, но и глобального климатического режима. По модели было установлено

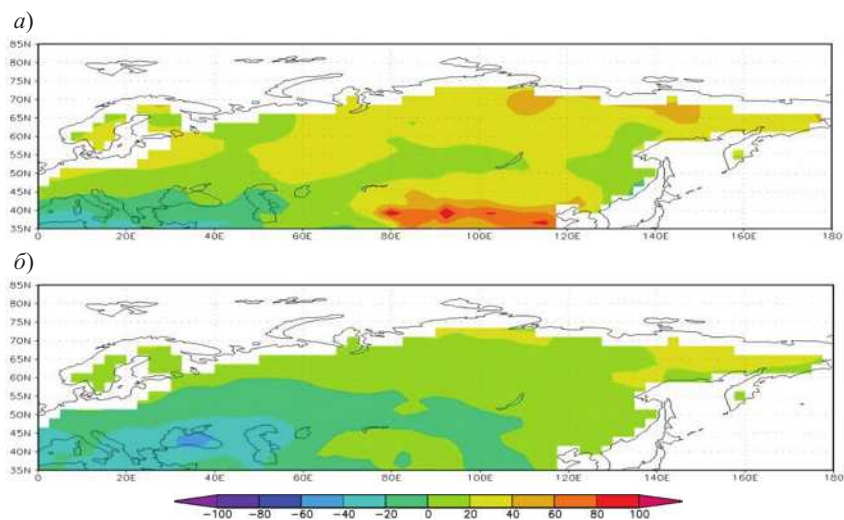


Рис. 13.9. Изменение зимних (а) и летних (б) осадков в % в конце XXI в. по сравнению с концом XX в. по сценарию SRES-A1B

общее увеличение годового стока сибирских рек в целом для 21-го столетия по сравнению с 20-м, которое связано с увеличением осадков в бассейнах рек и особенно, как следует из рис. 13.9, зимних осадков, влияющих на увеличение объема половодья. Хотя по среднему сценарию SRES-A1B это увеличение небольшое и составляет 4 % для р. Оби и 18 % – для р. Лены.

В КМ ИФА РАН дана также оценка вклада в глобальное потепление вулканической активности, которая является вторым по величине естественным фактором внешнего воздействия после изменения приходящей солнечной радиации. Анализ результатов ансамблевых численных экспериментов показал, что модель достаточно эффективно воспроизводит отклик глобальной температуры на известные крупные извержения вулканов второй половины XX в.: Агунг, Эль-Чичон и Пинатубо, который составляет 0,28 К; 0,27 К и 0,46 К соответственно. Причем наибольший отклик приземной температуры имеет место над сушей Северного полушария и зимнее похолодание в модели оказалось намного больше летнего. По модели установлено, что вулканические извержения приводят к общему уменьшению осадков, наиболее заметному над сушей средних и высоких широт северного полушария. Средний вклад вулканической деятельности на масштабе десятилетий оценивается в снижении глобальной температуры примерно на 0,1 К.

Кроме того, модель применялась и для оценки изменений и в других прикладных климатических показателях. По ней, например, было установлено, что длительность навигационного сезона с полностью открытым Северным морским путем вырастет с 40 суток до 120 суток к концу XXI в. Также по модели получено, что будут иметь место изменения в зимнем индексе Северо-Атлантического колебания (САК) до середины XXI в.

Литература

1. Атмосферный озон и изменения глобального климата / Л. Александров, И.Л. Кароль, Л.Р. Ракипова и др. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 183 с.
2. Володин Е.М. Цикл метана в модели ИВМ РАН // Изв. РАН, ФАО. 2008. Т. 44, № 2. – С. 163–170.
3. Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. Взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Изв. РАН, ФАО. 2008. Т. 44, № 2. – С. 147–162.
4. Кароль И.Л., Розанов Е.В. Радиационно-конвективные модели климата // Изв. АН СССР // Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18, № 11. – С. 1179–1191.
5. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 192 с.

6. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 215 с.
7. Кибель И.А. Распределение температуры в атмосфере Земли // ДАН СССР, 1973. Т. 39, № 1. – С. 44–56.
8. Кондратьев К.Я. Радиационные факторы современных изменений климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 279 с.
9. Манabe С., Стриклер Р.Ф. Термическое равновесие в атмосфере с учетом конвекции. Теория климата / пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – С. 61–104.
10. Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М. Человек и биосфера. – М.: Наука, 1985. – 271 с.
11. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий / И.И. Мохов, П.Ф. Демченко, А.В. Елисеев и др. // Изв. РАН, ФАО. 2002. Т. 38, № 5. – С. 629–642.
12. Валидация и оценка чувствительности климатической модели ИФА РАН с использованием блока общей циркуляции океана / К.Е. Мурьев, А.В. Елисеев, И.И. Мохов, Н.А. Дианский // Изв. РАН, ФАО. 2009. Т. 45. – С. 448–466.
13. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казанский государственный университет, 2009. – 503 с.
14. Полтаргаус Б.В., Кислов А.В. Климатология. 1986. – 142 с.
15. Радиация в облачной атмосфере / под ред. Е.М. Фейгельсон. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
16. Радиационно-фотохимические модели атмосферы / под ред. И.А. Кароля. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 192 с.
17. Climate change 2007: The Physical science basis. Eds.: S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
18. Effects of dynamic heat fluxes on model climate sensitivity. W. Ch. Wang, G. Molnar et al. J. Geophys. Res., 1984, V. 89, N D3, p. 4699–4711.
19. Manabe S., Wetherald R.T. Cloud cover and climate sensitivity. J. Atm. Sci., 1980, V. 37, N 7, p. 1485–1510.
20. Manabe S., Wetherald R.T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. J. Atm. Sci., 1967, V. 24, N 3, p. 361–385.
21. North G.R., Cahalan R.F., Coakley J.A. Energy balance climate models. Rev. Geophys. Space Phys. 1981, V. 19, N. 1, p. 91–121.
22. Ramanathan V., Coakley J.A.Jr. Climate modeling through radiative-convective models. Rev. Geophys. Space Phys., 1978, V. 10, N 4, p. 465–480.
23. Ramanathan V., Lian M.S., Cess R.D. Increased atmospheric CO₂: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. J. Geophys. Res., 1979, V. 84, N C8, p. 4949–4958.
24. Stephens G.L. The parametrization of radiation for numerical weather prediction and climate models. Month. Wea. Rev., 1984, N 4, p. 826–867.
25. Suarez M.J., Heid I.M. The sensitivity of an energy balance model to variations in the orbital parameters. J. Geophys. Res. 1979, V. 84, N C8, p. 4825–4836.
26. Trace gases trends and their potential role in climate change. V. Ramanathan, R.J. Cicerone et al. J. Geophys. Res., 1985, V. 90, N D3, p. 5547–5566.
27. Wang W.C., Stone P. Effect of ice albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensional radiative-convective climate model. J. Atm. Sci., 1980, V. 37, N 3, p. 545–552.

Лекция 14. Модели общей циркуляции атмосферы и океана

14.1. Математические модели – основа теории климата

Модель общей циркуляции (МОЦ) – это математическая модель общей циркуляции атмосферы или океана, основанная на уравнениях Навье-Стокса на вращающейся сфере с термодинамическими составляющими для различных источников энергии (солнечной радиации, скрытой теплоты), являющаяся результатом развития геофизической гидродинамики [3]. Исторически МОЦ строились как атмосферные (МОЦА), а описание других элементов климатической системы вначале давалось крайне фрагментарно и затем постепенно усложнялось [1]. Это связано было и с тем, что МОЦА были предназначены, прежде всего, для оперативных среднесрочных (на срок до 10 суток) прогнозов погоды, а также для опытных долгосрочных прогнозов на большие сроки. Модели общей циркуляции атмосферы являются трехмерными и описывают планетарную картину циркуляции атмосферы на основе полных уравнений термогидродинамики с уравнением переноса влаги. Они предназначены для моделирования крупномасштабных атмосферных процессов и служат мощным инструментом исследования различных процессов физики и динамики разных слоев атмосферы, чаще всего в сочетании с материалами наблюдений. При добавлении в МОЦА модели общей циркуляции океана образуется совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) с учетом их взаимодействий. Атмосферные и океанические МОЦ и их объединение являются основными элементами Глобальных климатических моделей (ГКМ), включающих также морской лёд и поверхность суши, биосферу, то есть все составляющие климатической системы. Эти модели в настоящее время можно считать наиболее сложными в области физики Земли, и они представляют собой основу теории климата. По определению академика В.П. Дымникова, основными направлениями, в рамках которых возможно развитие в ближайшие годы математической теории климата, а также моделирования климата и его изменений, являются следующие [1].

1. Математическая теория климата, включающая:

а) создание теории устойчивости аттракторов климатических моделей;

б) исследование структуры аттракторов климатических моделей;

в) развитие теории чувствительности климатических моделей (теоремы о линейном приближении для различных моментов, численное исследование линейной теории отклика на малые возмущения, оптимальные возмущения, алгоритмы построения оператора отклика);

г) теорию управления диссипативными системами (управление климатом).

2. Климатические модели, в которых необходимо:

а) развитие параметризаций физических процессов (стохастические параметризации);

б) совершенствование совместных моделей атмосферы и океана;

в) разработка региональных моделей климата и методов оценки последствий изменений климата для природной среды;

г) создание моделей средней и верхней атмосферы для решения задач, связанных с «космической погодой».

3. Численные методы и параллельные вычисления, требующие:

а) разработки теории аппроксимации уравнений гидротермодинамики на аттракторах (аппроксимация аттрактора как множества и аппроксимация меры на нем);

б) аппроксимации динамики климатической системы на аттракторах;

в) разработку схем с заданной группой симметрий;

г) построение и использование пространственно-временных адаптивных сеток;

д) разработку вычислительных технологий, ориентированных на массивно-параллельные вычислительные системы.

Решение перечисленных проблем позволяет надеяться на создание в будущем национальной экспертной системы, на базе которой должны осуществляться оценки и научно обоснованные прогнозы колебаний и изменений климата как в глобальном, так и региональном масштабах. При этом МОЦАО должна правильно описывать отклик на малые внешние возмущения, так как используется для прогноза (экстраполяции). В основу построения современных МОЦАО положен ряд следующих принципов:

– принимается, что локально справедливы уравнения классической равновесной термодинамики;

– предполагается, что для описания динамики атмосферы и океана справедливы уравнения Навье-Стокса для сжимаемой жидкости;

– поскольку в современных моделях в силу, главным образом, вычислительных возможностей, используются уравнения Рейнольдса, осредненные по некоторым пространственным и временным масштабам уравнения Навье-Стокса, то считается, что существует принципиальная возможность их замыкания;

– процедура замыкания предполагает, что эффекты процессов подсеточных масштабов (масштабов меньших, чем масштаб осреднения) могут быть выражены через характеристики процессов крупных масштабов.

– для описания крупномасштабных процессов справедливо приближение гидростатики: вертикальный градиент давления уравновешивается силой тяжести, что требует допущения о постоянстве радиуса Земли или пренебрежения вертикальными составляющими Кориолиса для выполнения закона сохранения энергии.

Последнее допущение позволяет перейти к вертикальным координатам, связанным с давлением в связи с чем практически во всех моделях используется σ -координата ($\sigma = p/p_s$, где p – атмосферное давление на любой высоте, p_s – давление у поверхности земли).

К процессам подсеточных масштабов относятся:

- 1) перенос излучения (коротковолновой и длинноволновой радиации);
- 2) фазовые переходы влаги и процесс локального осадкообразования;
- 3) конвекция;
- 4) пограничные и внутренние турбулентные слои (некоторые характеристики этих слоев описываются явно);
- 5) мелкомасштабная топография;
- 6) волновое сопротивление (взаимодействие мелкомасштабных гравитационных волн с основным потоком);
- 7) мелкомасштабная диссипация и диффузия;
- 8) мелкомасштабные процессы в деятельном слое суши.

14.2. Основные уравнения МОЦАО

Уравнения для атмосферы

В основе климатических моделей лежат системы уравнений, отражающих основные физические законы сохранения: массы рассматриваемых субстанций, энергии, количества движения, его момента и другие. Существуют три основных блока уравнений для

атмосферы: уравнения движения, уравнения переноса радиации и уравнения переноса влаги и примесей. К уравнениям движения относятся следующие:

1) Уравнение неразрывности в сферической системе координат для тонкого жидкого слоя на сферической Земле, основанное на законе сохранения массы переносимой субстанции:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho v_r}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial \rho v_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial \rho v_\theta \sin \theta}{\partial \theta} \right) = 0. \quad (14.1)$$

2) Уравнение сохранения массы переносимой субстанции (водяного пара, газовых примесей в атмосфере, солей и примесей в океане и т.д.):

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \frac{\partial \rho c v_r}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial \rho c v_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial \rho c v_\theta \sin \theta}{\partial \theta} \right) = Q^c, \quad (14.2)$$

где t – время; ρ – плотность; c – концентрация; r – радиус; $\theta = 90 - \varphi$ – дополнение до широты φ ; λ – долгота; α – радиус Земли; v – составляющие скорости; Q^c – сумма интенсивностей источников и стоков примесей в единице объема.

3) Уравнения горизонтального движения жидкой среды в тонком сферическом слое на поверхности вращающейся Земли, которые отражают законы сохранения количества движения среды по широте (θ) и долготе (λ):

$$\frac{dv_\theta}{dt} - \frac{\text{ctg} \theta}{\alpha} v_\lambda^2 - 2\Omega \cos \theta \cdot v_\lambda = \frac{-1}{\rho \alpha} \frac{\partial p}{\partial \theta} + F_\theta^\tau, \quad (14.3)$$

$$\frac{dv_\lambda}{dt} - \frac{\text{ctg} \theta}{\alpha} v_\theta v_\lambda - 2\Omega \cos \theta \cdot v_\theta = \frac{-1}{\rho \alpha} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda^\tau, \quad (14.4)$$

и в которых

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_r \frac{\partial}{\partial r} + \frac{v_\theta}{\alpha} \frac{\partial}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{\alpha \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \quad (14.5)$$

$$pF_\theta^\tau = \frac{\partial \tau_{\theta r}}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial \tau_{\theta \theta} \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \tau_{\theta \lambda}}{\partial \lambda} \right) - \frac{\text{ctg} \theta}{\alpha} \tau_{\lambda \lambda}, \quad (14.6)$$

$$pF_\lambda^\tau = \frac{\partial \tau_{\lambda r}}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial \tau_{\lambda \theta} \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \tau_{\lambda \lambda}}{\partial \lambda} \right) - \frac{\text{ctg} \theta}{\alpha} \tau_{\lambda \theta}, \quad (14.7)$$

где F – горизонтальные составляющие силы трения, выраженные через тензор напряжений трения $\{\tau_{ji}\}$; Ω – скорость вращения Земли.

4) Уравнение статики:

$$\frac{\partial p}{\partial r} = -\rho g (1 - 2\Omega v_\lambda \sin \theta / g), \quad (14.8)$$

где p – давление.

В уравнении (14.8) второе слагаемое в круглых скобках сохраняется лишь при описании экваториальных течений в океане.

В блок переноса радиации входят следующие уравнения:

1) Уравнение энергии (закон сохранения энергии):

$$\frac{dS}{dt} + \frac{\partial F_r^T}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial F_\lambda^T}{\partial \lambda} + \frac{\partial F_\theta^T \sin \theta}{\partial \theta} \right) = \varepsilon, \quad (14.9)$$

где S – энтропия; F^T – составляющая мелкомасштабного переноса тепла (энтропии); ε – интенсивность притока всех видов энергии к единице массы среды (воздуха, воды и т.п.)

2) Уравнение баланса энергии для атмосферы вне облаков:

$$S = (1 - q) S_d + q S_v, \quad (14.10)$$

в котором

$$S_d = c_p \ln T - R_d \ln p_d + \text{const}, \quad (14.11)$$

$$S_v = c_{pv} \ln T - R_v \ln p_v + \text{const}, \quad (14.12)$$

$$q = \alpha_v p_v / [p - (1 - \alpha_v) p_v], \quad (14.13)$$

где S_d, S_v – энтропии сухого воздуха и водяного пара, p – их парциальные давления; T – температура; q – массовая доля водяного пара; $\alpha_v = 0,622$ – отношение молекулярных масс водяного пара и сухого воздуха; $c_p = 1000$ Дж/(кг·К) и $c_{pv} = 1810$ Дж/(кг·К) – удельные теплоемкости сухого воздуха и водяного пара при постоянном давлении; $R_d = 287$ Дж/(кг·К), $R_v = 461$ Дж/(кг·К) – их газовые постоянные.

3) Уравнение баланса тепла (краевое условие на подстилающей поверхности):

$$H_S = (1 - A_s) F_S^\downarrow + I_L^\downarrow - B(T_s) - H - LE + H_w, \quad (14.14)$$

где A_s – коротковолновое альbedo поверхности; F_S, I_L – падающие потоки коротко и длинноволновой радиации; $B(T_s) = \varepsilon \sigma T^4$ – длинноволновое излучение поверхности (σ – постоянная Стефана–Больцмана);

ε – коэффициент серости поверхности); H , H_s – потоки тепла с поверхности в атмосферу и в почву, лед и воду; E – скорость испарения с поверхности; H_w – теплота плавления или замерзания льда и снега на поверхности.

4) Уравнения связи параметров пограничного слоя с краевым условием:

$$\tau = C_\tau \rho U^2, \quad (14.15)$$

$$H = -C_H c_p \rho U (\Theta_h - T_s), \quad (14.16)$$

где τ – напряжение трения; C_τ , C_H – коэффициенты трения и теплообмена; h – уровень; U – скорость ветра.

Уравнения блока переноса влаги в облаках и примесей вне облаков следующие:

1) Уравнение состояния влажного воздуха:

$$\rho = [R_d + (R_v - R_d)q] \rho T \cong R_d \rho T, \quad (14.17)$$

где p – парциальное давление; T – температура; q – массовая доля водяного пара; $R_d = 287$ Дж/(кг·К), $R_v = 461$ Дж/(кг·К) – газовые постоянные сухого воздуха и водяного пара.

2) Уравнение переноса водяного пара:

$$\frac{dq}{dt} + \frac{\partial F_r^q}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial F_\lambda^q}{\partial \lambda} + \frac{\partial F_\theta^q \sin \theta}{\partial \theta} \right) = -m, \quad (14.18)$$

где F_i^q – составляющие мелкомасштабного потока водяного пара; m – удельная скорость конденсации (испарения при $m < 0$) водяного пара и $m = 0$ вне облаков и туманов.

3) Уравнение баланса воды или льда:

$$\frac{dq_w}{dt} + \frac{\partial F_r^w}{\partial r} + \frac{1}{\alpha \sin \theta} \left(\frac{\partial F_\lambda^w}{\partial \lambda} + \frac{\partial F_\theta^w \sin \theta}{\partial \theta} \right) = m - n, \quad (14.19)$$

где q_w – удельная водность; F_i^w – составляющие мелкомасштабного потока водности; $n = \partial Q_w / \partial r$ – скорость выпадения осадков; $Q_w = -\rho q_w W_{\text{ср}}$ – плотность вертикального потока воды (снега или льда) со средней скоростью выпадения $W_{\text{ср}}$, взвешенной по спектру массы капель, снежинок или кристаллов льда.

4) Уравнение баланса влаги (краевое условие на подстилающей поверхности):

$$E_s = P - E - E_w, \quad (14.20)$$

где E_s – скорость удаления влаги с поверхности стоками или просачиванием воды в почву; P – скорость выпадения осадков; E – скорость испарения с поверхности; E_w – масса льда и снега на поверхности.

5) Уравнение связи параметров пограничного слоя с краевым условием:

$$E = -C_E \rho U (q_h - q_s), \quad (14.21)$$

где C_E – коэффициент испарения; h – уровень; U – скорость ветра.

Уравнения для океана

Для океана рассматриваются следующие блоки уравнений: блок уравнений движения, блок уравнений энергии, блок баланса льда и блок уравнений баланса соли.

В блок уравнений движений помимо таких же как и для атмосферы уравнений (14.1)–(14.8) добавляется уравнение состояния морской воды:

$$\rho_w = \rho_w(T, p, s), \quad (14.22)$$

которое затабулировано линейной эмпирической зависимостью, имеющей следующий вид при небольших вертикальных перемещениях водных объемов:

$$\rho_w - \rho_{w0} \approx -\rho_{w0} [\alpha_0 (T - T_0) - \gamma_0 (s - s_0)], \quad (14.23)$$

где ρ_w – плотность морской воды; s – соленость, которая должна удовлетворять однородному уравнению аналогичному уравнению переноса (14.18).

В блок уравнений энергии входит уравнение для энтропии морской воды:

$$d\eta_w = \frac{c_p dT}{T} - \frac{\alpha dp}{\rho} - \frac{ds d\mu}{\partial T}, \quad (14.24)$$

где $\eta_w(T, p, s)$ – энтропия морской воды; α – коэффициент термического расширения; $\mu(T)$ – химический потенциал морской воды.

Уравнение неразрывности для океана принимает простой вид:

$$\operatorname{div}(v) = 0. \quad (14.25)$$

Для уравнений энергии и солености на дне и берегах океана обычно ставятся условия равенства нулю нормальных составляющих потоков тепла и соли, кроме устьев рек и мест отрыва айсбергов – источников пресной воды и тепла.

На поверхности океана с уравнением $r = \xi(t, \theta, \lambda)$ и в крупномасштабных процессах климатическое условие «непротекания» воды через поверхность имеет вид:

$$v_r = \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{v_\theta}{\alpha} \frac{\partial \xi}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{\alpha \sin \theta} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} - \frac{1}{\rho_w} (P - E - E_w). \quad (14.26)$$

Для описания блока баланса соли в океане применяется уравнение вида (14.18) и уравнение баланса соли:

$$\left[F_r^s + s(P - E - E_w) \right]_{r=0} = 0, \quad (14.27)$$

где F_r^s – вертикальный поток соли в глубину.

Для описания верхнего слоя океана с выделяемыми поверхностным перемешанным слоем, слоем сезонного температурного скачка и главным термоклином, так же, как и пограничный слой атмосферы, описывается системой уравнений [при подобии профилей $T(r)$ и $s(r)$]:

$$T(r) = T_s \text{ при } \xi \geq r \geq -h_0 - \text{глубина слоя перемешивания}$$

$$T(r) = T_s - (T_s - T_1) F_T \left[(h_0 + r)(h_0 - h_1) \right] \text{ при } -h_0 \geq r \geq -h_1, \quad (14.28)$$

где h_1 – глубина нижней границы сезонного термоклина; T_1 – температура на нижней границе термоклина.

К уравнениям динамики верхнего слоя океана следует добавить связанные с ним уравнения динамики морских льдов.

Для поверхности суши

Применяются два вида уравнений:

– уравнение баланса энергии поверхности типа уравнения (14.14), в которое входит помимо рельефа, распределений высоты слоя шероховатости и альбеда еще и водяной пар (на поверхности водоемов, болот и влажных почв) и теплопроводность почвы;

– системы уравнений для количественного описания движения поверхностных и подземных вод.

Уравнения для снега и морских льдов

Модель снежного покрова на материках основана на уравнении баланса снежного покрова:

$$\frac{\partial \bar{h}_s}{\partial t} = P_s - E - E_{ws}, \quad (14.29)$$

где $\hat{h} = \rho_s h_s$ – «водоэквивалентная» толщина снежного покрова; ρ_s – плотность снега; h_s – фактическая высота снега; P_s – интенсивность твердых осадков; E , E_{ws} – скорости испарения и таяния снега; $E_{ws} = H_w/L$ при $L = 335$ КДж/кг – удельная теплота плавления льда; H_w – затрата тепла на таяние снега, которая определяется из уравнения теплового баланса на подстилающей поверхности (14.14).

Сложную задачу создания модели морского льда обычно разделяют на модель горизонтально-однородной вертикальной структуры льда и на модель его горизонтального распределения с учетом полыней и разводий. Схема вертикального распределения морского льда представлена на рис. 14.1. Слой снега толщиной h_s , лежащий на поверхности льда $z = 0$, определяется уравнениями (14.14) и (14.29).

Вертикальный профиль температуры T_z в слое льда $0 > z > -h_i$, определяется уравнением теплопроводности:

$$\frac{\rho_i c_i \partial T}{\partial t} = \frac{\partial \Pi_i}{\partial z_i}, \quad (14.30)$$

в котором

$$\Pi_i(z) = \frac{\rho_i c_i k_i \partial T}{\partial z} + F_s^\downarrow \exp \int_0^z \chi(\xi) d\xi, \quad (14.31)$$

где Π_i – вертикальный поток тепла; $\rho = 0,917$ и $c = 2090$ Дж/(кг·К) – плотность и теплоемкость льда; k – коэффициент теплопроводности льда; χ – коэффициент поглощения солнечной радиации в слое льда не покрытого снегом

Краевые условия для решения задачи:

- на границе с атмосферой должно выполняться уравнение баланса (14.14);
- на границе между снегом и льдом непрерывны температура и потоки тепла;
- на неизвестной и подвижной нижней границе льда ($z = -h_i$) выполняются два условия:

$$T|_{z=-h} = T_{wi} = 271,8 \text{ К} \quad \text{и} \quad [\Pi_i(-h_i) - \Pi_w(-h_i)]/L = E_{wi}, \quad (14.32)$$

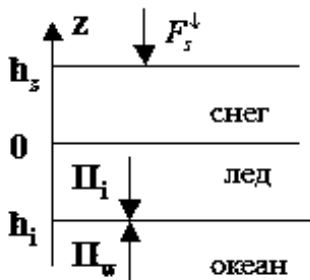


Рис. 14.1. Схема модели вертикального распределения морского льда

где $\Pi_w(-h_i)$ – поток тепла из океана к границе льда, который должен быть известен из динамики океана или задан.

Таким образом, вертикальный профиль температуры $T(z)$ в слое снег–лед–вода определяется из решения краевой задачи Стефана для уравнения теплопроводности (14.30), когда на нижней границе решения $z = -h_i$ задаются два крайевых условия (14.32).

Отдельно рассматривается модель крупномасштабных горизонтальных движений и распределений полей полярных морских льдов с их разводьями и полыньями, которые определяют не только количество радиации, поглощенной подстилающей поверхностью, но и теплообмен между полярной атмосферой и океаном, интенсивность которого в разводьях на 1–3 порядка выше, чем через лед. Поэтому даже для площадей полыней, составляющих лишь проценты от общей площади морских полярных льдов, потоки тепла от открытой поверхности океана дают решающий вклад в тепловой баланс полярной атмосферы. При моделировании крупномасштабного движения морского льда с учетом его торошения и образования разводий, учитывается воздействие ветрового дрейфа льда, морских течений и взаимодействия между льдинами. Используемая система модельных уравнений является громоздкой и требует знания многих параметров, что создает необходимость ее упрощения и определения лишь общую площадь льдов и разводий.

Уравнения для материковых льдов

Для гидродинамического моделирования эволюции массивов материковых льдов используется уравнение горизонтального движения вида (14.3) и (14.4), но без адвективных и кориолисовых ускорений, имеющее вид:

$$\frac{dv_\theta}{dt} = \frac{-1}{\rho\alpha} \frac{\partial p}{\partial \theta} + F_\theta^\tau, \quad (14.33)$$

$$\frac{dv_\lambda}{dt} = \frac{-1}{\rho\alpha} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda^\tau, \quad (14.34)$$

а также упрощенное уравнение статики, полученное из (14.8):

$$\frac{\partial p}{\partial r} = -\rho g. \quad (14.35)$$

В связи с тем, что лед не сжимаем, то его движение в основном сдвиговое и в правые части уравнений вида (14.13) и (14.14) для

составляющих скорости движения льда u_i ($i = 1, 2, 3$) вводят сдвиговые элементы тензора скоростей деформаций:

$$\varepsilon_{ij} = \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) / 2, \quad i, j = 1, 2, 3. \quad (14.36)$$

Связь между элементами тензора скоростей деформации (ε_{ij}) и тензора напряжений (τ_{ij}) задается соотношением как для псевдопластичной жидкости:

$$\varepsilon_{ij} = f(T, \tau) (\tau_{ij} - \rho \delta_{ij}), \quad (14.37)$$

где ρ – гидростатическое давление; $\delta = 1$ при $i = j$ и $\delta = 0$ при $i \neq j$.

Уравнение энергии вида (14.9), определяющее поле температуры в массе льда, приводится к уравнению теплопроводности с притоком тепла от вязкой диссипации кинетической энергии движения льда. Уравнение неразрывности вида (14.1) упрощается при условии несжимаемости льда $\rho_i = \text{const}$. При этом имеют место следующие краевые условия:

- для уравнений динамики на поверхности ложа ледника должны выполняться условия прилипания;
- для ледников со слоем талой воды на дне должна обращаться в нуль лишь нормальная к поверхности составляющая скорости;
- на поверхности ледника выполняется кинематическое условие «непротекания льда» через поверхность.

Отдельное уравнение баланса воды иногда используется для описания стока талой воды с ложа ледника и определения вклада стока в баланс тепла. Это уравнение используется также в нижнем краевом условии для уравнения энергии. Краевым условием на поверхности ледника для этого уравнения служит уравнение теплового баланса (14.14).

Получаемая система уравнений динамики материковых льдов существенно нелинейна и в большинстве моделей упрощается, например, характеристики потока льда усредняются по сечениям ледового щита, их вертикальные профили описываются простыми функциями от высоты или длины.

В итоге можно сформировать схему взаимодействий основных уравнений динамики атмосферы и океана и условий на их границах, как показано на рис. 14.2. Из схемы следует, что взаимодействие между атмосферой и океаном осуществляется за счет поверхностного трения, переноса радиации и тепла, а между атмосферой и сушей – за счет испарения и осадков.



Рис. 14.2. Схема взаимосвязи основных блоков и уравнений в МОЦАО

Основная проблема при решении перечисленных уравнений все-таки не вычислительная, а информационная, так как модели все еще недостаточно обеспечены данными наблюдений, особенно по океанам.

Из приведенных на рис. 14.3 трасс исследовательских судов видно, что наблюдениями охвачена далеко не вся акватория Мирового океана, причем сами наблюдения ведутся нерегулярно. В связи с этим наиболее перспективным является использование спутниковой информации и ее ассимиляция в МОЦАО, хотя эти данные и являются менее надежными, чем прямые контактные измерения.

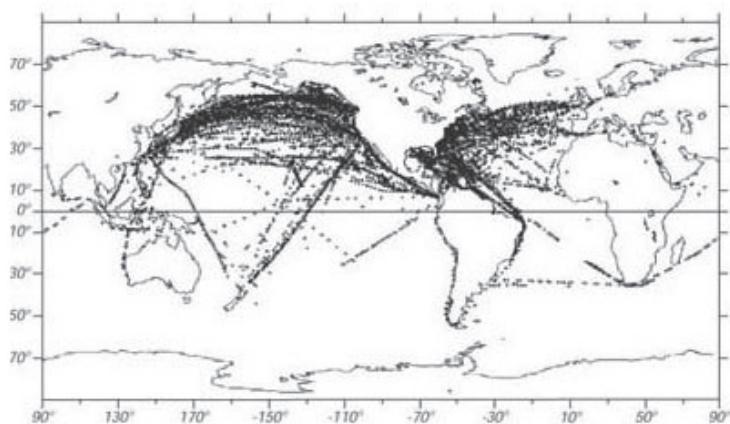


Рис. 14.3. Трассы научно-исследовательских судов, осуществляющих наблюдения в океанах (сентябрь 1997 г.)

14.3. Международный проект по сравнению климатических моделей

Процесс создания климатических моделей в настоящее время происходит повсеместно, и поэтому необходимо было разработать общие правила унификации моделей для того, чтобы можно было сравнивать их между собой, также, как и результаты экспериментов, получаемых на их основе. Для этой цели в 1990 г. был запущен международный проект AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) в рамках которого проводится целенаправленное сравнение глобальных моделей общей циркуляции атмосферы (Global Atmospheric General Circulation Models – AGCMs), разработанных различными группами исследователей в различных странах мира, как между собой, так и с данными наблюдений [5, 8]. Это дает возможность исследовать систематические погрешности в воспроизведении современного климата и оценить диапазон возможных его изменений, обусловленных различными воздействиями, например, антропогенными.

В 2005–2006 гг. рабочая группа по совместным моделям между атмосферой и океаном (Working Group on Coupled Modelling – WGCM) в рамках AMIP начала собирать результаты климатического моделирования ведущих научных центров по всему миру. Собранные в виде архивов результаты моделирования прошлого, настоящего и будущего климата сформировали третью фазу проекта по сравнению взаимосвязанных моделей (Coupled Model Intercomparison Project – CMIP3) [11]. В частности, WGCM организовала эту деятельность для того, чтобы специалисты за пределами крупных центров по климатическому моделированию могли использовать их результаты для подготовки четвертого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК или IPCC, 2007 г.) [2].

В основном результаты моделирования предназначены для рабочей группы № 1 МГЭИК, деятельность которой направлена на изучение физических основ климатической системы (атмосферы, суши, океана и морских льдов) и выборе переменных, которые отражают компоненты этой системы и должны быть заархивированы. Эта коллекция результатов моделирования получила название «Мультимодельные наборы данных проекта CMIP3 Всемирной программы исследований климата» или «WCRP CMIP3 multi-model dataset» [11]. Она представляют собой всеобъемлющий архив большого набора данных по климату двадцатого и двадцать первого

веков и других экспериментов, что практически полностью изменяет способ анализа результатов климатического моделирования для исследователей. Пример оценки возможного изменения глобальной температуры ΔT при удвоении содержания CO_2 по разным климатическим моделям в рамках проекта СМIP3 приведен в табл. 14.1. Из данных таблицы следует, что результаты моделирования отличаются в 2 раза и варьируют от 2,1 °С по российской модели INM и американской PCM до 4,4 °С по английской модели HadGEM1 и французской IPSL – CM 4.

Таблица 14.1

**Чувствительность климата
к удвоению содержания CO_2 для моделей МГЭИК-4**

№	Модель	$\Delta T(\text{K})$
1	UKMO – HadGEM1, Великобритания	4,4
2	IPSL – CM 4, Франция	4,4
3	MIROC 3.2 (hires), Япония	4,3
4	MIROS 3.2 (medres), Япония	4,0
5	CGCM 3.1 (T63) Канада	3,4
6	ECHAMS /MPI-OM, Германия	3,4
7	CFDL – CM 2.1, США	3,4
8	UKMO – HadCM 3, Великобритания	3,3
9	ECHO – G, Германия/Корея	3,2
10	MRI – CGCM 2.3.2, Япония	3,2
11	CSIPO – Mk 3.0, Австралия	3,1
12	GFDL – CM 2.0, США	2,9
13	CCM 3, США	2,7
14	GISS – EH, США	2,7
15	GISS – ER, США	2,7
16	INM – CM 3.0, Россия	2,1
17	PCM, США	2,1

В сентябре 2008 г. на встрече с участием 20 ведущих международных коллективов по моделированию климата в рамках рабочей группы по моделям взаимодействия между атмосферой и океаном (Working Group on Coupled Modelling – WGCM) была достигнута договоренность о проведении следующего этапа работ с использованием

нового набора скоординированных экспериментов. Эти эксперименты сформировали 5-ую фазу международного проекта по сравнению моделей (CMIP5) и должны были обеспечить [4, 10]:

- учет механизмов, отвечающих за непонятные обратные связи, обусловленные углеродным циклом и облачностью;
- исследование климатической предсказуемости и способности моделей прогнозировать климат на десятилетних временных масштабах;
- установить, почему при заданных одинаковых воздействиях модели дают разные результаты.

Ожидалось, что те вопросы, которые поставлены во время подготовки 4-го доклада МГЭИК, будут решены в рамках CMIP5 и использованы при подготовке 5-го доклада осенью 2013 г. В проекте CMIP5 реализован набор модельных экспериментов для того, чтобы:

- оценить насколько реалистичны модели в воспроизведении климата недавнего прошлого;
- сформировать проекции будущих климатических изменений на ближайшую (до 2035 г.) и долгосрочную (до 2100 г.) перспективы;
- понять некоторые из факторов, ответственные за различия в получаемых проекциях климата, включая количественную оценку ключевых обратных связей, связанных с облаками и углеродным циклом.

Проект CMIP5 был успешно завершен с получением следующих результатов:

- десятилетние ретроспективные и будущие прогнозы;
- долгосрочное моделирование;
- только атмосферное моделирование, проведенное для вычислительных требований моделей.

Стратегия CMIP5 [10] включает в себя два вида экспериментов по климатическому моделированию: долгосрочное (столетний масштаб) и на ближайшую перспективу (10–30 лет) обычно до 2035 г., называемое также экспериментами по десятилетнему прогнозированию [7, 10]. Долгосрочные эксперименты, как правило, начинаются с доиндустриального квазиравновесного состояния, в то время как десятилетние прогнозные эксперименты формируются с учетом наблюдаемых условий океана и морского льда.

CMIP5 по сравнению со CMIP3, включает в себя более полные модели и более широкий набор экспериментов, адресованных большему разнообразию научных проблем. Модели и эксперименты CMIP5 отличаются от предыдущих фаз также и более высоким пространственным разрешением и используют более богатый комплект

полей вывода для архивирования. В проекте CMIP5 дана лучшая документация по моделям и условиям эксперимента и сформирована новая стратегия, которая делает результаты более доступными для исследователей. Так, если в проекте CMIP3 рассматривалось 12 экспериментов с моделями, то в CMIP5 таких экспериментов уже 35 и их перечень дан, например, в работе [10]. В табл. 14.2 приведены названия некоторых численных экспериментов, реализованных в проекте CMIP5, в том числе и сокращенные названия и основное назначение эксперимента.

Таблица 14.2

Название и назначение численных экспериментов проекта CMIP5

№ п/п	Краткое описание эксперимента и период моделирования	Сокращенное название	Основные цели
1	Доиндустриальный контрольный эксперимент (Pre-industrial control experiment)	piControl	Оценка, естественная изменчивость
2	Прошлое (примерно 1,5 века): 1850–2005 (Past ~1.5 centuries)	historical	Оценка
3	Будущая проекция климата (2006–2300 гг.), основанная на сценарии RCP4.5	rsp45	Проекция
4	Будущая проекция климата (2006–2300 гг.), основанная на сценарии RCP8.5	rsp85	Проекция
5	Будущая проекция климата (2006–2300 гг.), основанная на сценарии RCP2.6	rsp20	Проекция
6	Будущая проекция климата (2006–2100 гг.), основанная на сценарии RCP6.0	rsp69	Проекция
7	АМIP-эксперимент с наблюдаемыми температурами поверхности океана (SST) и приписанным уровнем за период 1979 г. – настоящее время)	Amip	Оценка
8	Эксперимент по увеличению CO ₂ на 1 % в год (до увеличения в 4 раза)	1pctCO2	Оценка чувствительности климата, обратные связи
9	Быстрое увеличение CO ₂ в 4 раза и затем удерживание фиксированным	abrupt4xCO2	Оценка чувствительности, обратные связи, быстрые отклики
10	Климатические температуры поверхности океана (SSTs), введенные из pi-контроля	sstClim	Быстрые отклики
11	Также как и в предыдущем эксперименте, но при увеличении CO ₂ в 4 раза	sstClim4xCO2	Быстрые отклики

№ п/п	Краткое описание эксперимента и период моделирования	Сокращенное название	Основные цели
12	Такой же, как сценарий 10, но с аэрозолями, заданными от 2000 г.	sstClimAeroso	Быстрые отклики
13	Такой же, как сценарий 10, но с сульфатными аэрозолями, заданными от 2000 г.	sstClimSulfate	Быстрые отклики
14	Доиндустриальные условия, накладываемые как в piControl эксперименте, но с атмосферным CO ₂ , определяемым внутри самой модели	esmContro	Оценка, углеродный цикл
15	Моделирование прошлого, но с управляемыми выбросами, а не концентрациями.	esmHistorical	Оценка, углеродный цикл
16	Будущая проекция, как в gcrp85, но при управляемых выбросах, а не концентрациях	esmrcp85	Проекция
17	Также как в amip, но с равномерным 4K увеличением в слоях температуры (SST)	amip4K	Обратные связи с облачностью
18	Образцы SST аномалий, добавленные к amip условиям (как предусмотрено в CFMIP)	amipFuture	Обратные связи с облачностью
19	Зонально однородные температуры поверхности океана (SST), накладываемые на поверхность Земли, полностью покрытую океаном (как задано в CFMIP)	aquaControl	Облачность
20	Как в эксперименте aquaControl, но с увеличением CO ₂ в 4 раза (4 x CO ₂)	aqua4xCO2	Облачность, быстрые отклики

В проекте CMIP5 вместо применяемых ранее сценариев SRES (B1, A1B, A2, соответствующих концентрации CO₂ в 2100 г. в 540, 762 и 875 ppm) в CMIP3, представлены новые сценарии RCP (Representative Concentration Pathway), связанные со стабилизацией общего антропогенного воздействия в 2100 г. также на разных уровнях: 2,6, 4,5, и 8,5 Вт/м² и вместо концентрации CO₂ в ppm в этих сценариях дан общий эффект воздействия в Вт/м².

И если в CMIP3 ансамблевые оценки определялись по 16 глобальным моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), то в CMIP5 для обобщений использованы данные более, чем 50 моделей, представленные более 20 научными коллективами разных исследовательских центров. По сравнению с моделями предыдущей фазы проекта CMIP3, модели CMIP5 характеризуются в среднем более высоким пространственным разрешением и рядом усовершенствований в описании климатических процессов.

Как и в проекте СМIP3 в новом проекте СМIP5 изменения климата рассматриваются для начала (2011–2030 гг.), для середины (2041–2060 гг.) и конца (2080–2099 гг.) XXI в., осредненные за 20 лет по отношению к базовому климатическому периоду 1980–1999 гг.

Основные сценарии проекта СМIP5 (RCP) близки по своему смыслу сценариям SRES проекта СМIP5. Например, средний сценарий RCP 4.5 включает долгосрочные, глобальные выбросы парниковых газов, эмиссию короткоживущих примесей, землепользование и изменение почвенного покрова в глобальном масштабе. Сценарий RCP 4.5 обновлен из более ранних сценариев GCAM (Global Change Assessment Model), чтобы объединить информацию о выбросах и растительном покрове для минимизации затрат по достижению такого энергетического воздействия. Для ограничения выбросов по этому сценарию следует провести изменения в энергетической системе Земли, включая сдвиги в энергетике, в технологиях снижения выбросов и в развитии технологии по улавливанию и хранению углерода. Кроме того, стоимость по снижению совместного воздействия связана с эмиссией в землепользовании и, в результате, с расширением лесных угодий по сравнению с их современным объемом. Моделирование будущих выбросов и землепользования было отмасштабировано из региональных моделей в сетку, чтобы облегчить переход к климатическим моделям. Хотя существует много альтернативных путей для достижения предельного радиационного воздействия в $4,5 \text{ Вт/м}^2$, применение RCP 4.5 представляет собой общую платформу для климатических моделей по исследованию реакции климатической системы на стабилизацию радиационного воздействия от антропогенных компонент.

По самому благоприятному сценарию RCP2.6 концентрация CO_2 будет такой, что даст добавку радиационного отклика в $2,6 \text{ Вт/м}^2$ к 2100 г. по отношению к доиндустриальным условиям. По другим двум неблагоприятным сценариям RCP 6.0 (или gsr60) RCP8.5 (или gsr85) добавка радиационного отклика к 2100 г. будет составлять $6,0 \text{ Вт/м}^2$ и $8,5 \text{ Вт/м}^2$. Каждый из этих 4-х основных сценариев имеет и 2 варианта временной экстраполяции: основной – до 2100 г. и его расширение до 2300 г.

Некоторые сценарии полностью оставлены из проекта СМIP3. Например, АМIP-эксперимент, который также применяется для диагностических исследований при реалистических значениях атмосферных компонент, полей температуры поверхности океана, площади морских льдов по данным с 1979 г. по настоящее время. Традиционный СМIP-эксперимент по увеличению CO_2 на 1 % в год

до увеличения концентрации в 4 раза, начинающийся с концентрации 286 ppm, которая соответствует 1850 г. CO₂ остается неизменным после достижения концентрации в 4 раза превышающую начальную. Этот эксперимент в основном используется для исследования переходных состояний климатического отклика к воздействию парниковых газов. Сценарий быстрого увеличения CO₂ в 4 раза и затем удерживание его фиксированным.

Число моделей, которые использовались в CMIP5 было более 50, что также в 2 раза больше, чем их применялось при выполнении проекта CMIP3. В список основных моделей, по которым выполнялись численные эксперименты в настоящее время входят следующие:

1. Модель института вычислительной математики РАН, Россия (Institute for Numerical Mathematics, Russia, INM CM4.0 Model).

2. Модель пекинского климатического центра, Китай (Beijing Climate Centre, China, BCC Model).

3. Модель канадского центра моделирования и анализа климата с разрешением T47 (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CCCMA Model, T47 resolution).

4. Модель канадского центра моделирования и анализа климата с разрешением T63 (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CGCM3.1 Model, T63 resolution).

5. Модель Бьеркнессовского центра климатических исследований, Норвегия (Bjerknes Centre for Climate Research, Norway, BCM2.0 Model).

6. Японская модель MIROC3.2 с высоким разрешением (CCSR/NIES/FRCGC, Japan, MIROC3.2, high resolution).

7. Японская модель MIROC3.2 со средним разрешением (CCSR/NIES/FRCGC, Japan, MIROC3.2, medium resolution).

8. Модель центра атмосферных исследований Австралии версии Mk3.0 (CSIRO Atmospheric Research, Australia, Mk3.0 Model).

9. Модель центра атмосферных исследований Австралии версии Mk3.5 (CSIRO Atmospheric Research, Australia, Mk3.5 Model).

10. Модель HadCM3 Хэдли центра прогноза климата, Великобритания (Hadley Centre for Climate Prediction, Met Office, UK, HadCM3 Model).

11. Модель национального института геофизики и вулканологии Италии (INGV, National Centre of Geophysics and Volcanology, Italy, ECHAM 4.6 Model).

12. Французская модель CM4 V1 (IPSL/LMD/LSCE, France, CM4 V1).

13. Модель института атмосферной физики, Китай (LASG, Institute of Atmospheric Physics, China, FGOALS1.0_g Model).

14. Модель института Макса Планка, Германия (Max Planck Institute for Meteorology, Germany, ECHAM5 / MPI OM).

15. Модель центра метеорологических национальных исследований, Франция (Meteo-France, Centre National de Recherches Meteorologiques, CM3 Model).

16. Модель метеорологического института Боннского университета, Германия (Meteorological Institute of the University of Bonn, ECHO-G Model).

17. Модель института метеорологических исследований, Япония (Meteorological Research Institute, Japan, CGCM2.3.2a).

18. Модель C4x3 НАСА (NASA Goddard Institute for Space Studies, C4x3)

19. Модель Американского Космического Агентства E20/HYCOM, США (NASA Goddard Institute for Space Studies, Model E20/HYCOM).

20. Модель Американского Космического Агентства E20/Russell, США (NASA Goddard Institute for Space Studies, Model E20/Russell).

21. Модель национального центра атмосферных исследований CCSM3.0, США (National Center for Atmospheric Research, CCSM3.0).

22. Модель национального центра атмосферных исследований PCM1, США (National Center for Atmospheric Research, PCM1).

23. Модель CM2.0 геофизической лаборатории динамики жидкости Национального управления океанических и атмосферных исследований, США (NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, CM2.0 Model).

24. Модель CM2.1 геофизической лаборатории динамики жидкости Национального управления океанических и атмосферных исследований, США (NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, CM2.1 Model).

Моделирование осуществляется для следующих основных переменных: наибольшее число непрерывных засушливых дней; амплитуда годового хода температуры воздуха; общее число морозных дней в году; продолжительность вегетационного периода; относительная влажность; содержание замерзшей воды в почве; поверхностный сток; общее влагосодержание почвы; влажность почвы в поверхностном слое 10 см; осадки; давление на высоте поверхности; давление на уровне моря; число дней с осадками, имеющими

интенсивность более 10 мм в день; максимальные в году пентадные осадки; длинноволновая уходящая радиация; коротковолновая радиация; толщина морского льда; высота снега; температура среднемесячная и среднегодовая; максимальная в году суточная температура воздуха; минимальная в году суточная температура воздуха; температура поверхности океана; геопотенциальная высота; изменение уровня мирового океана и ряда других.

Основные характеристики моделей климата, участвовавших в двух проектах CMIP3 и CMIP5, приведены на рис. 14.4, из которого следует, что в проекте CMIP5 практически все модели стали иметь две версии как МОЦАО и как МСЗ – модели системы Земля, которые также включают биологические и химические факторы.

Результаты численных экспериментов по моделям, участвующих в этом международном проекте в настоящее время размещены в Интернете в свободном доступе, в частности по проекту CMIP5 [9].

14.4. Климатическая модель института вычислительной математики РАН

Российская климатическая модель, разработанная в институте вычислительной математики (ИВМ) РАН [1, 3] явилась единственной российской моделью, которая участвовала в экспериментах проектов CMIP3 и CMIP5 [6]. На начальном этапе разрешение модели составляло $5 \times 4^\circ$ (соответственно по долготе λ и по широте ϕ), модель имела 21 уровень по вертикали в атмосфере до высоты 30 км и 39 уровней до высоты 90 км. Модельная область охватывает весь Мировой океан от Антарктиды до 89°N , включая «острова». В модели рассчитывается сток больших рек, влияющих на распределение солености в акваториях и осуществляется расчет эволюции морского льда для описания сезонной изменчивости в Арктике и Южном океане.

В последующих версиях модели разрешение увеличилось и составляло $2 \times 1,5^\circ$ и $1,25 \times 1^\circ$, что позволило более точно воспроизводить мелкомасштабные явления. В модели океана первоначальное разрешение было уменьшено с $2,5 \times 2^\circ$ до $1 \times 0,5^\circ$ по долготе и широте и количество вертикальных слоев равно 33. Кроме того, в последние версии модели ИВМ включен интерактивный расчет углеродного цикла, цикла метана, химия атмосферы.

Изменились и численные эксперименты: так, если в CMIP3 будущие изменения климата рассматривались только как отклик



Рис. 14.4. Основные свойства моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО или AOGCM) и моделей системы Земля (МСЗ или ESM) из проектов CMIP3 и CMIP5, где использованы официальные названия моделей проекта CMIP, страна, HT – высокая атмосфера, включающая всю стратосферу (МГЭИК5)

на увеличение концентрации парниковых и других газов, то в CMIP5 проводится первая попытка предсказания изменений климата в ближайшие 10–30 лет с учетом еще и естественной изменчивости. Такая естественная изменчивость на временных масштабах 10–30 лет может быть сравнима, а кое-где даже превосходить вклад от парникового эффекта. Например, именно сочетанием глобального потепления и естественных колебаний можно, по-видимому, объяснить особенно быстрое уменьшение площади летнего льда в Арктике в последние годы, а также зимнее потепление конца 80-х и 90-х годов на Европейской части России.

В модели ИВМ РАН применяются следующие основные уравнения для описания крупной гидротермодинамики атмосферы:

$$\frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} \right) = F_u; \quad (14.38)$$

$$\frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) u + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) = F_v; \quad (14.39)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}; \quad (14.40)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \pi u}{\partial \lambda} + \frac{\partial \pi v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \pi \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0; \quad (14.41)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{c_p \sigma \pi} \left[\pi \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) \right] = F_T + \varepsilon; \quad (14.42)$$

$$\frac{dq}{dt} = F_q - (C - E); \quad (14.43)$$

где $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma}$.

Для системы уравнений гидротермодинамики при отсутствии диссипации и внешних и внутренних источников энергии существует квадратичный закон сохранения энергии. Это означает, что конечномерные аппроксимации должны строиться таким образом, чтобы при отсутствии диссипации и источников энергии выполнялся бы квадратичный закон сохранения – аналог исходного закона.

Этот закон сохранения автоматически приводит в данном случае к вычислительной устойчивости решения разностной задачи, если под устойчивостью понимается непрерывная зависимость нормы решения от нормы правой части и нормы начальных данных.

Закон сохранения момента количества движения относительно оси вращения Земли по существу определяет распределение скорости ветра у поверхности Земли (наличие пассатов). Воспроизведение конкретных физических явлений типа циклогенеза требует хорошей аппроксимации по спектру некоторых линейных операторов (по собственным и сингулярным числам), 30–60-дневных колебаний в тропиках, распространения квазистационарных волн и многих других процессов, ответственных за климатические характеристики. Особое значение имеет решение уравнений переноса малых примесей, имеющих большие пространственные градиенты, что накладывает очень сильное требование на условие монотонности разностных схем.

В модели учитываются и параметризованы следующие подсеточные процессы:

- горизонтальная диффузия (турбулентность);
- вертикальный турбулентный перенос;
- гравитационно-волновое сопротивление (неорографическое и орографическое);
- конвекция, конденсация и осадки (глобальная и мелкая конвекция);
- радиационный перенос;
- взаимодействие атмосферы с деятельным слоем суши и криосферы;
- региональные аспекты (воздействие изменений глобального климата на региональные климатические характеристики: модели пограничного слоя и статистические поля на основе данных реанализа).

В современной версии используется совместная модель атмосферы и океана. Шаг по времени 2 часа. Модель реализована на суперкомпьютере «Чебышев» в виде двух независимых задач (атмосфера и океан): атмосфера – на 24 процессорах с использованием MPI, океан – на 32 процессорах с использованием MPI и OPEN MP. За сутки реального времени рассчитывается эволюция климатической системы на 8 лет модельного времени.

В блоке атмосферы можно задавать разное разрешение по горизонтали (в градусах, долгота, широта): 5×4 ; $2 \times 1,5$; $1,25 \times 1,0$, по вертикали 21 уровень (до 30 км), 39 (до 90 км), шаг по времени 3–12 мин, радиация вычислялась раз в 3 часа, остальная параметризация – раз

в час, вблизи полюсов (с 69°C) применяется гармоника для аппроксимации. В блоке океана: разрешение $1,0 \times 0,5$ град (долгота, широта) и 40 уровней по вертикали, шаг по времени 2 часа, применен метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам, модель включает динамику и термодинамику морского льда.

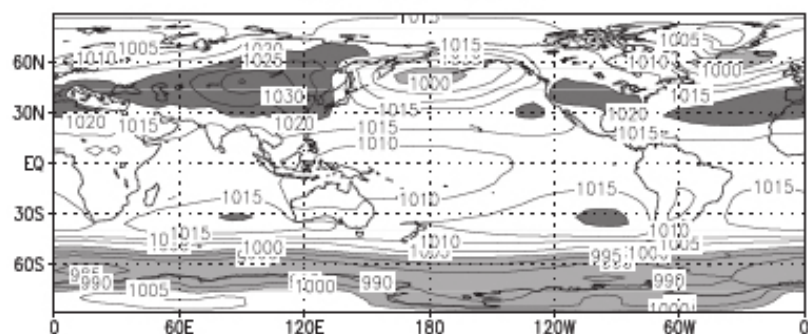
Обмен информацией между моделями атмосферы и океана происходит каждые несколько часов модельного времени – шаг для модели океана. Шаг меняется от цели численного эксперимента. Внутри шага модели потоки тепла и радиации осредняются. Потоки служат атмосферным воздействием для модели океана. Учитывается сток воды с материков. Пересчет параметров атмосферного воздействия в узлы сетки осуществляется линейной интерполяцией. Океаническая сетка мельче и для пересчета ТПО в атмосферную сетку используется процедура весового осреднения. Модель может включать блок химии: рассчитываются концентрации 76 малых газовых компонент, в том числе 28 долгоживущих, учитывается 150 химических реакций. Модель может включать блок эволюции углерода растений, почвы, океана, атмосферы. Модель может включать блок эволюции метана: поток из болот и окисление в атмосфере.

Модель ИВМ РАН предназначена для решения трех основных задач моделирования климата:

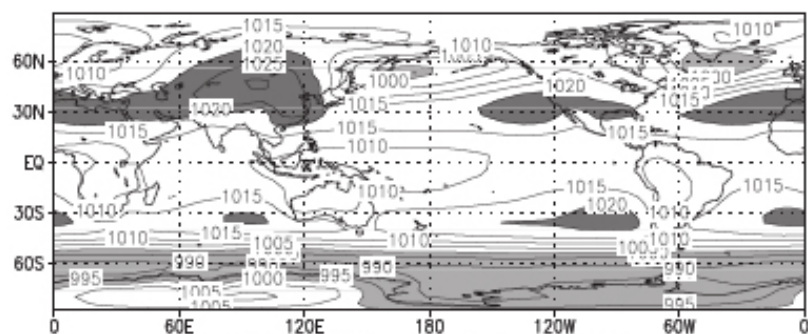
- воспроизведение современного климата (понимание физических механизмов его формирования);
- оценка возможных изменений климата под влиянием малых внешних воздействий (проблема чувствительности климатической системы);
- прогноз изменений климата.

Эффективность модели ИВМ РАН прежде всего оценивалась для воспроизведения основных свойств современного климата. Модель была проинтегрирована на период 17 лет и в качестве нижних граничных условий задавался наблюдаемый временной ряд температуры поверхности океана и границ морского льда за 1979–1995 гг. Для улучшения сходимости с данными наблюдений вместо уравнений движения, записанных в форме Громеки-Лэмба, использован их адвективный вид, что привело к улучшению воспроизведения высокочастотной изменчивости в тропиках, особенно летом. Более точная настройка параметризации конвекции обусловила лучшее воспроизведение низкочастотной изменчивости в тропиках. Учет подынверсионной облачности над океанами обусловил улучшение воспроизведения радиационного баланса. На рис. 14.5 приведены

DJF SLP NCEP



DJF SLP model



DJF SLP model-NCEP

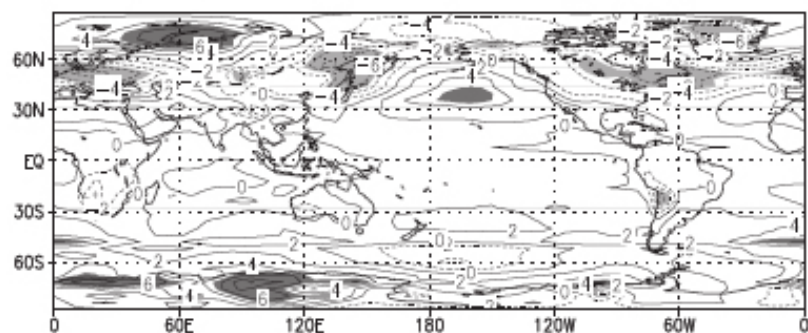


Рис. 14.5. Давление зимой над уровнем моря (гПа):
данные NCEP, модели и их разности

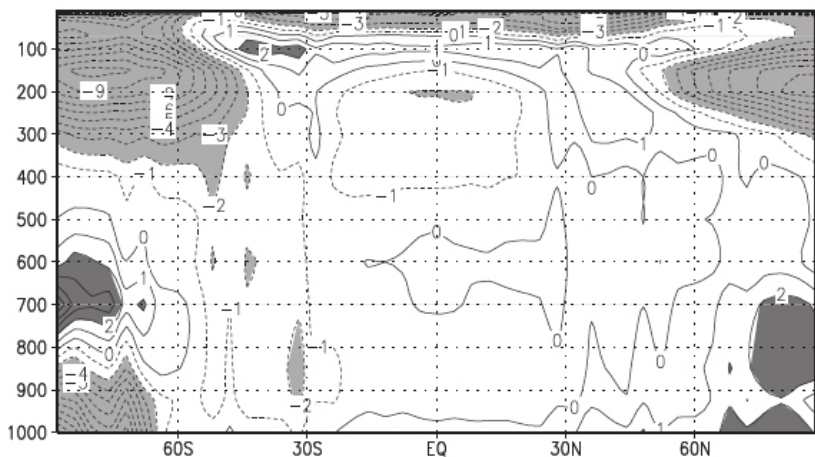


Рис. 14.6. Погрешность воспроизведения средней зональной температуры на различных барических высотах

географические распределения давления на уровне моря за зимний сезон (декабрь–февраль), построенные по данным реанализа (NCEP), результатам моделирования и их разности.

Как видно из рисунка, все основные центры действия атмосферы хорошо воспроизводятся моделью, включая их положение и величину давления в них. Тем не менее, величина ошибки воспроизведения давления достигает в некоторых районах 4,6 гПа. Среднегодовая погрешность воспроизведения зонально осредненной температуры на разных барических поверхностях показана на рис. 14.6.

Как и в большинстве современных моделей в модели ИВМ РАН происходит занижение температуры вблизи тропопаузы в высоких широтах на 5–10 °С. В тропосфере величина ошибки воспроизведения температуры значительно меньше. В нижней тропосфере над Арктикой и Антарктикой температура завышена на 2–3 °С, а в умеренных широтах южного полушария во всей тропосфере, а также в тропиках в верхней тропосфере занижена на 1–2 °С. В соответствии с погрешностями температуры, скорость западного ветра в нижней стратосфере завышена на 5–10 м/с, а скорость восточного ветра в тропиках в нижней стратосфере завышена на 4–8 м/с. Как показано на рис. 14.7, имеет место хорошее и соответствие смоделированных полей температуры с данными наблюдений. При этом, как видно из рис. 14.7, модель не только надежно воспроизводит

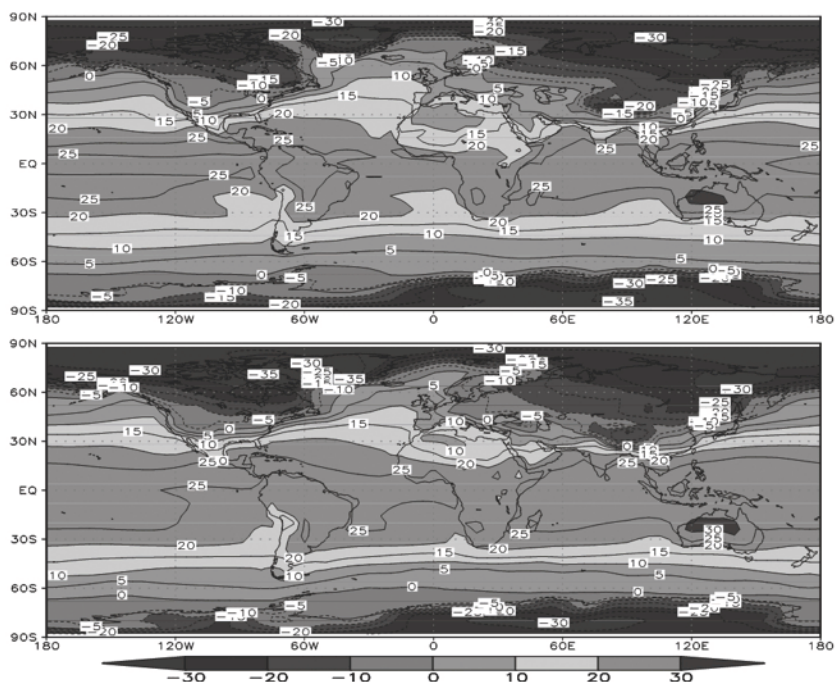


Рис. 14.7. Приповерхностная температура воздуха зимой:
модель ИВМ РАН (верхний) и наблюдения (нижний)

широтные изолинии температур, но также и ее локальные минимумы и максимумы.

Важной проверкой качества климатической модели является воспроизведение отклика атмосферной циркуляции на явление Эль-Ниньо. Для тестирования модели из 48 лет наблюдений (1951–1998 гг.) были выбраны летние сезоны, когда аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в районе Эль-Ниньо превышали $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а осадки были ниже нормы.

Всего было выбрано 14 таких лет, эти случаи обозначены как 1+ и затем для этих случаев рассчитана ТПО. Затем были взяты случаи, когда аномалии ТПО были меньше $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, обозначены как 1– (15 лет) и для них вычислена осредненная ТПО. Также рассмотрены случаи, когда аномалии ТПО были выше и ниже $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а осадки превышали норму и обозначены, соответственно, как 2+ и 2–. Полученные разности между явлениями Эль-Ниньо и Ла-Ниньо по данным наблюдений и моделирования приведены на рис. 14.8.

Сравнение рисунков показывает, что в случае 1, то есть при наличии значительной аномалии ТПО в центре Тихого океана как по данным наблюдений, так и модели, кроме локального отклика на аномалию ТПО, появляется и удаленный отклик большой амплитуды, который представляет собой ослабление восточного ветра

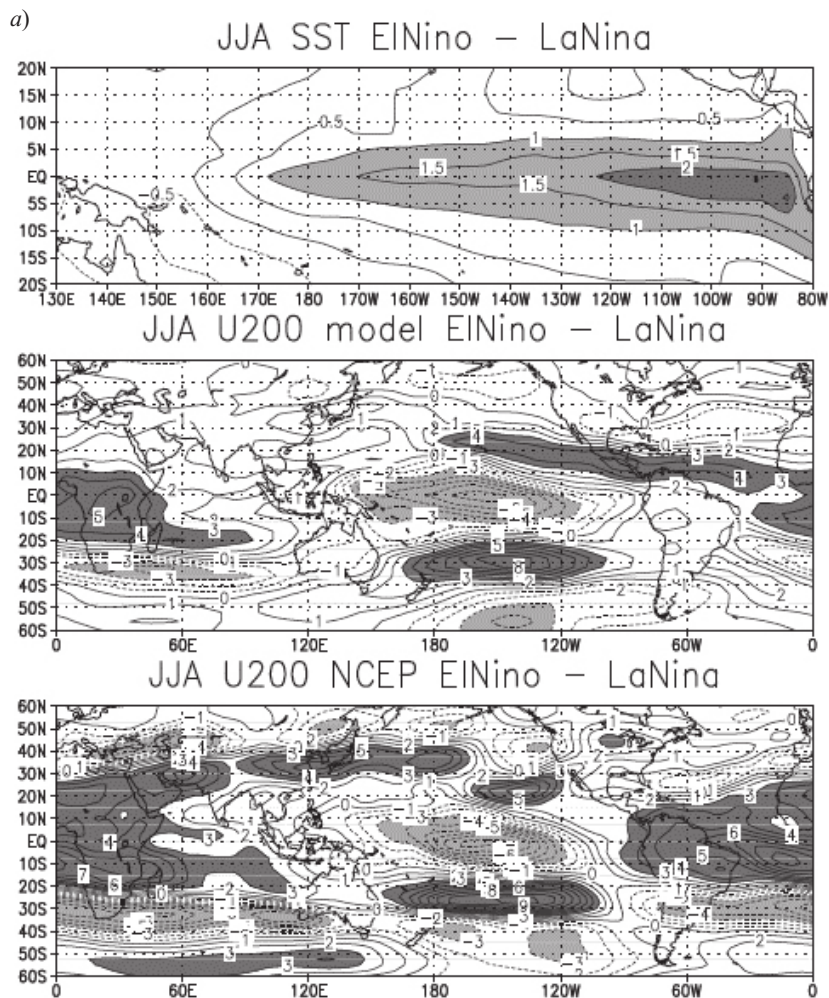


Рис. 14.8 (начало). Разности ТПО, скорости зонального ветра на высоте 200 гПа в м/с по данным NCEP (в середине) и модели (внизу) для случаев: 1– и 1+ (а) и 2– и 2+ (б)

б)

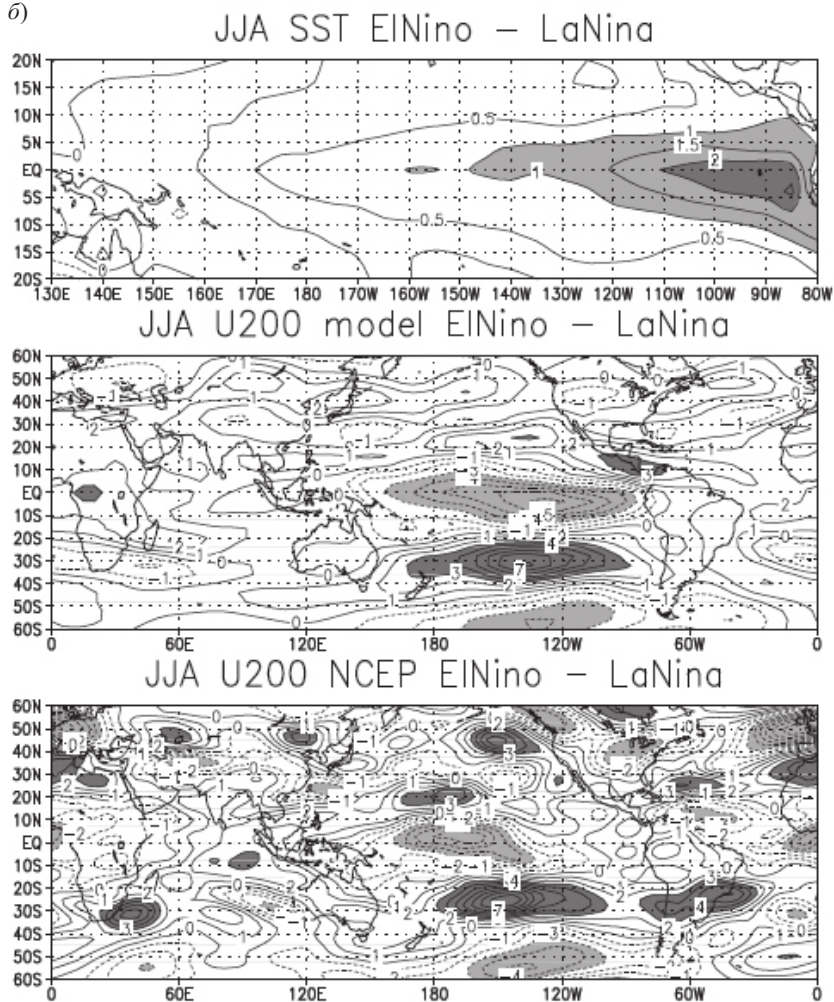


Рис. 14.8 (окончание). Разности ТПО, скорости зонального ветра на высоте 200 гПа в м/с по данным NCEP (в середине) и модели (внизу) для случаев: 1– и 1+ (а) и 2– и 2+ (б)

на большей части тропиков, за исключением района Эль-Ниньо. В случае 2, когда аномалии ТПО в основном ограничены востоком Тихого океана величина локального отклика примерно такая, как в случае 1, однако удаленный отклик намного слабее. Различие в удаленном отклике связано с различным откликом ячейки Гадлея:

в случае 1 происходит усиление восходящих движений воздуха непосредственно у экватора и в верхней атмосфере при удалении от экватора имеет место западная составляющая движений. В случае 2 столь больших изменений в циркуляции Гадля не происходит. Поэтому связь Эль-Ниньо с количеством осадков проявляется сильнее, когда Эль-Ниньо распространяется в центральную часть Тихого океана.

Эффективность применения совместной модели океан – атмосфера показана на рис. 14.9 в виде погрешности воспроизведения ТПО, осредненной за 80 лет. Температура занижена на 1–3 °С в приэкваториальном Тихом океане вследствие завышенной интенсивности апвеллинга. На 2–6 °С завышена температура на северо-западе Атлантики, а также вблизи Японии, что связано с погрешностями воспроизведения местоположения теплых течений Курасио и Северо-Атлантического. С этим же связано занижение температуры в Норвежском и Баренцовом морях, а также в Тихом океане севернее Гавайских островов. В целом же по совместной модели получена средняя температура океана, равная 14,7 °С, которая близка к оценке 15 °С, полученной по данным наблюдений.

Еще одним показателем эффективности совместной модели является воспроизведение пространственного распределения морского

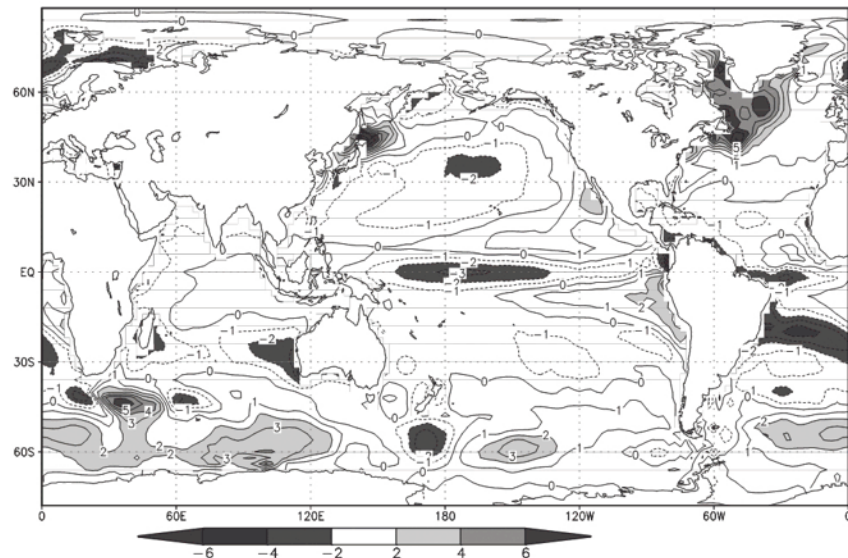


Рис. 14.9. Среднегодовая погрешность воспроизведения ТПО (изолинии проведены через 1 °С)

льда. На рис. 14.10 представлены рассчитанные по модели концентрации морского льда в Северном полушарии в марте, когда оно максимально, и в сентябре, когда количество льда минимально.

Для сравнения были использованы данные наблюдений за период 1979–1995 гг. Из рис. 14.10 следует, что в марте в модели площадь льда на 10–15 % меньше наблюдаемой за счет того, что по модели не образуется лед у восточного побережья Гренландии, а также между Гренландией и Канадой. В то же время Баренцево море по данным модели замерзает несколько сильнее, что связано с недостаточным разрешением модели по горизонтали при воспроизведении океана в высоких широтах. В сентябре количество льда по модели получается на 20–30 % меньше, за счет завышения температуры на севере Сибири и Аляски. Моделирование льда в Южном полушарии

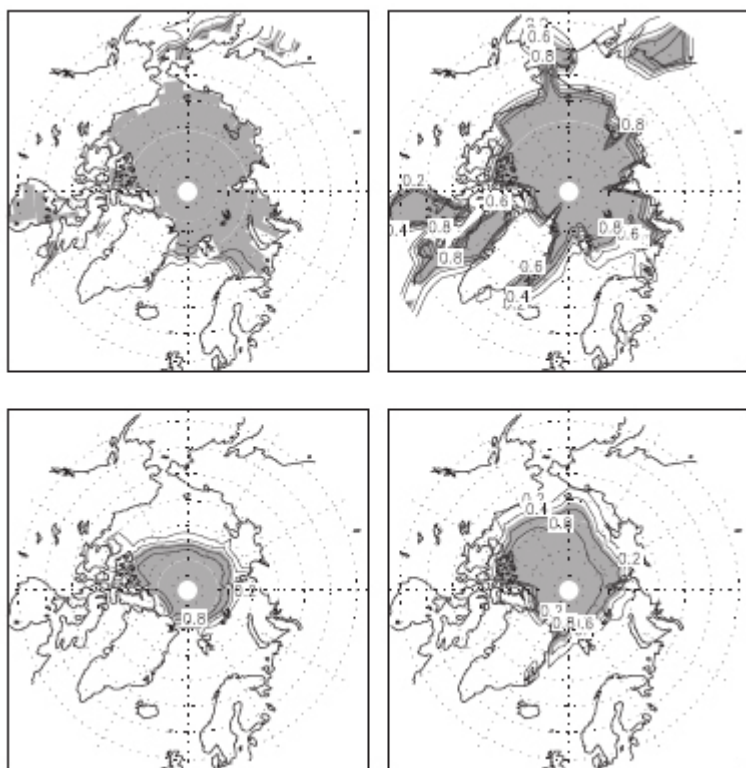


Рис. 14.10. Средняя сплоченность морского льда в марте (вверху) и в сентябре (внизу) по данным модели ИВМ РАН (слева) и наблюдений (справа)

дает занижение площади льда на 10–20 %, что обусловлено завышением температуры за счет завышенного расчета приходящей к поверхности океана солнечной радиации. В целом же модель верно воспроизводит границу морского льда как в марте, так и в сентябре, так как перенос тепла океаническими течениями при формировании льда здесь не играет такого большого значения, как в Северном полушарии.

Проверка совместной модели «океан–атмосфера» осуществлялась также и для расчета функции тока вертикально-осредненной циркуляции глобального океана, среднегодового среднезонального распределения потенциальной температуры и солености по глубине и таких же пространственных распределений для каждой фиксированной глубины, улучшения расчета Эль-Ниньо в виде воспроизведения аномалий температуры поверхности океана, расчете аномалий давления и температуры Северо-Атлантического колебания.

Следующей важной задачей моделирования является оценка возможных изменений климата под влиянием малых внешних воздействий. Так, за последние годы имели место существенные изменения температуры, других климатических характеристик, имели место экстремальные явления и возникает вопрос о причине этих изменений: антропогенные или естественные? Чтобы ответить на эти вопросы, необходима теория чувствительности климатической системы к малым внешним воздействиям, основанная на методах теории динамических систем. В этом случае реальной климатической системе необходимо дать аналог в виде математической идеализации и считать, что наблюдаемая динамика климата представляет собой реализацию траектории, порождаемой этой моделью. Для оценки чувствительности модели в правую часть уравнений для температуры добавляется постоянно действующий термический источник единичного пространственного нагрева и охлаждения, чтобы выделить линейную часть отклика. Оценка эффективности воздействия рассматривается как на численных экспериментах, так и при сравнении результатов моделирования с данными фактических высокочастотных изменений в климатической системе.

Основное приложение оценки такого воздействия внешнего отклика связано с моделированием изменения климата, обусловленного изменениями атмосферной концентрации малых газовых компонент. Было поставлено два эксперимента по воздействию: при фиксированной концентрации в конце XX в. (исторический эксперимент) и при задании увеличения концентрации CO_2 на 1 % в год от современного. В результате по модели установлено, что при росте CO_2

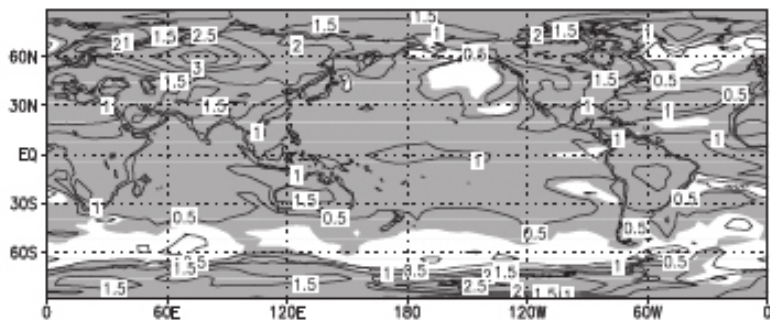
в стратосфере происходит выхолаживание, максимальное на уровне 10 гПа и достигающее там величины 5–7К, и увеличение скорости западного ветра до 2,0–2,5 м/с. В тропосфере происходит нагревание, максимальное в тропиках на высотах 200–500 гПа, а также в высоких широтах Северного полушария на высоте 500–1000 гПа до 1,5 К. В суммарном отклике системы на изменение концентрации CO_2 главную роль играет радиационный отклик по сравнению с динамическим, и тепло при этом расходуется на нагревание океана.

Пространственное распределение среднегодового отклика модели ИВМ РАН при увеличении CO_2 на 1 % в год для температуры поверхности, давления на уровне моря и осадков приведены на рис. 14.11, где получено максимальное потепление в центре Евразии (до 3,5 К) и в Антарктиде (до 2,5 К). В Южном океане, на севере Атлантики и Тихого океана есть области, где величина потепления менее 0,5 К. Давление при увеличении CO_2 в модели уменьшается в высоких широтах обоих полушарий на 1–2 гПа и несколько возрастает в субтропиках. Для пространственного распределения осадков их статистически значимое увеличение имеет место в центре Тихого океана, в районе летнего азиатского муссона, в северной половине Евразии и Северной Америки, а также в некоторых районах средних и высоких широт Южного полушария. Статистически значимое уменьшение имеет место на юге Европы, в тропической Атлантике и в некоторых субтропических районах. Большая часть среднегодового потепления в Евразии вызвана потеплением в холодную половину года.

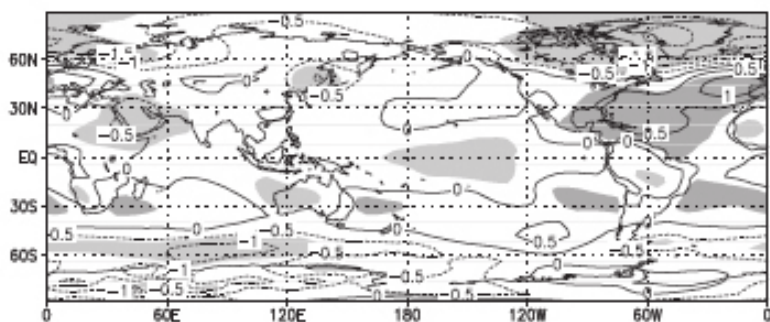
На рис. 14.11, z приведен отклик на рост CO_2 в океане, где увеличение температуры воды является неоднородным по акватории. Видно, что области больших положительных значений отклика для ТПО связаны с положительными значениями отклика в радиационном балансе. Также видно, что имеется несколько регионов со значительным отрицательным откликом и три из них расположены в Тихом океане и привязаны к Американскому побережью, два находятся в тропиках обоих полушарий и еще три расположены в Атлантике. Поскольку соленость океана зависит от баланса пресной воды (осадки минус испарение), то их отклики тоже связаны и отрицательные отклики солености привязаны к областям больших значений отклика для притока пресной воды в океан, где осадки превышают испарение и происходит опреснение поверхностных вод. Области же положительных отклонений солености связаны с областями повышенного испарения.

Следующей и основной задачей математической модели является оценка будущего климата в соответствии с задаваемыми

а)



б)



в)

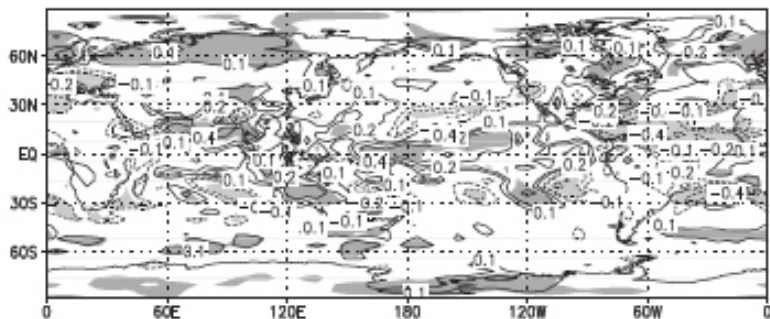


Рис. 14.11 (начало). Среднегодовой отклик для температуры поверхности (а), давления на уровне моря (б) и осадков (в), серым показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95 %. Пространственные распределения откликов в ТПО (г) и в солёности (д, в промилле)

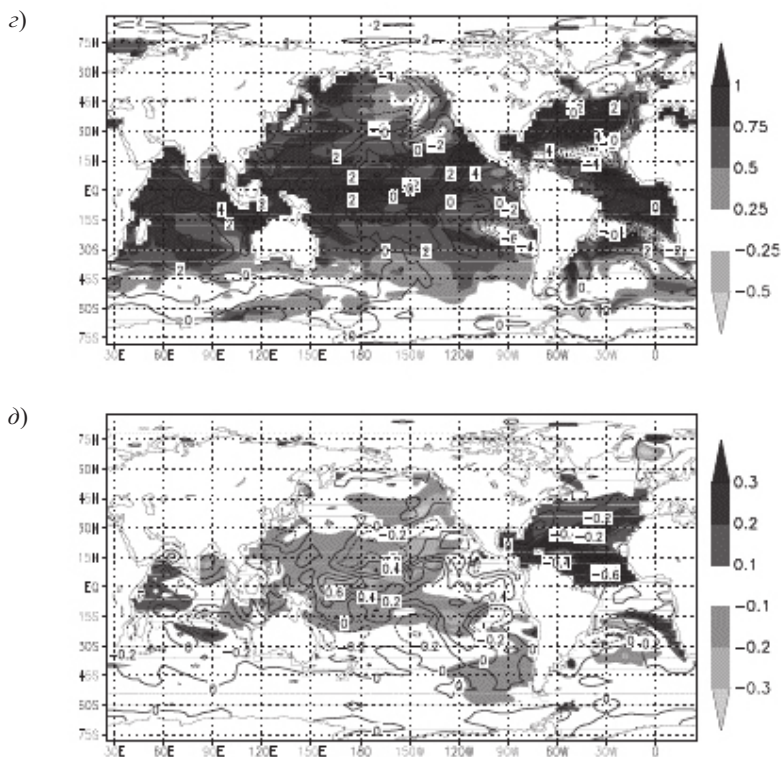


Рис. 14.11 (окончание). Среднегодовой отклик для температуры поверхности (а), давления на уровне моря (б) и осадков (в), серым показаны области статистической значимости отклика с вероятностью 95 %. Пространственные распределения откликов в ТПО (з) и в солёности (д, в промилле)

сценариями эмиссии парниковых газов. Описанию современных сценариев и будущего климата на их основе посвящена отдельная лекция 18. Здесь же приведем один из вариантов будущей эмиссии отдельных парниковых газов, как показано на рис. 14.12, по сценариям проекта СМIP3.

В результате при расчете по модели ИВМ РАН было получено следующее распределение разностей будущих температур на конец XXI в. по сравнению с концом XX в. (рис. 14.13).

Еще два примера применения модели ИВМ РАН для будущих оценок демонстрируют расчет уменьшения площади весной мерзлоты на севере России (рис. 14.14) и уменьшение площади морского льда в Северном полушарии (рис. 14.15).

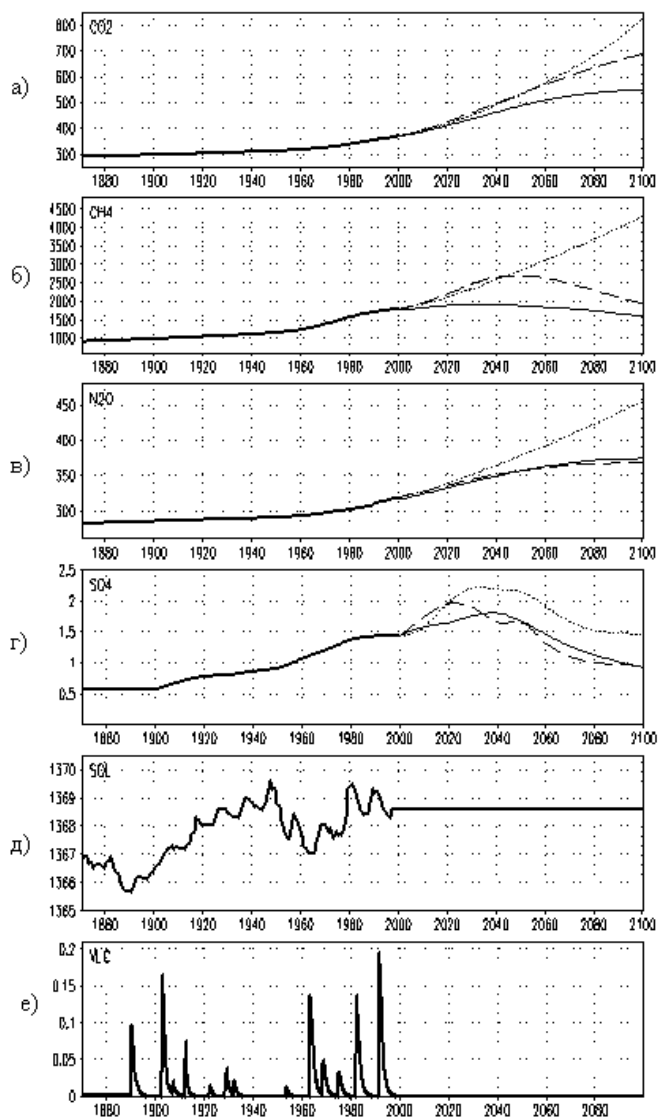


Рис. 14.12. Изменение содержания: *a* – углекислого газа (частей на миллион), *б* – метана (частей на миллиард), *в* – закиси азота (частей на миллиард), *г* – интегрального сульфатного аэрозоля (мг/м), *д* – солнечной постоянной (Вт/м) и *е* – интегральной оптической толщины вулканического аэрозоля (безразм.) в экспериментах XX в. (жирная сплошная линия), B1 (тонкая сплошная линия), A1B (штриховая линия) и A2 (пунктирная линия)

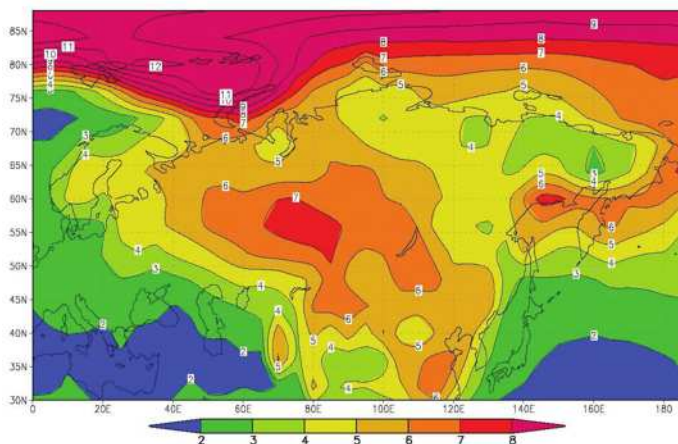


Рис. 14.13. Возможные изменения зимней температуры приземного воздуха в конце XXI в. (осредненной за период 2081–2100 гг.) по сравнению с данными для конца XX в. (осреднение за 1981–2000 гг.) по результатам модели Института вычислительной математики РАН для сценария A1B

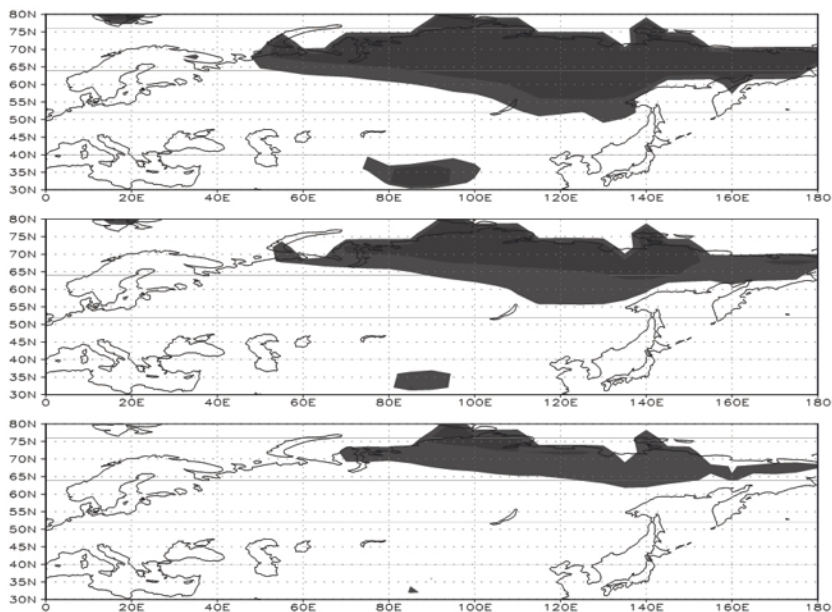


Рис. 14.14. Пространственное распределение непрерывной (темный серый цвет) и спорадической (светлый серый) вечной мерзлоты в 1981–2000 гг. (вверху) и в конце XXI в. (2081–2100 гг.) по сценариям B1 (середина) и A2 (внизу)

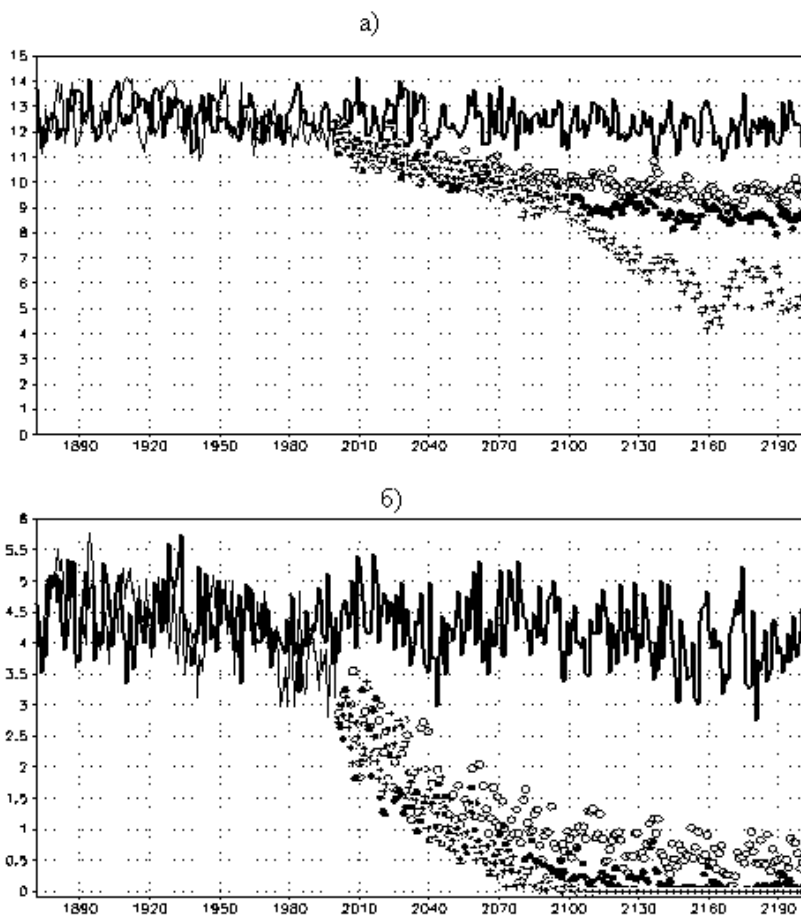


Рис. 14.15. Площадь морского льда в Северном полушарии, млн км, в марте (а) и сентябре (б) по данным контрольного эксперимента (жирная линия), эксперимента по воспроизведению климата XX в. (тонкая линия), экспериментов В1 (открытые кружки), А1В (черные кружки), А2 (крестики)

Литература

1. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений. – М.: Наука, 2006. – 173 с.
2. МГЭИК 2007: Изменение климата, Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Р.К. Пачаури, А. Райзингер и осн. группа авт. (ред.). МГЭИК, Женева, Швейцария, 2007. – 104 с.

3. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. Казанский государственный университет, 2009. – 503 с.
4. About the WCRP CMIP5 Multi-Model Dataset Archive at PCMDI: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php
5. Atmospheric Model Intercomparison Project: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/index.php>
6. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Edited by Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley Cambridge University Press. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sro Paolo, Delhi, Mexico City. – 1552 pp.
7. CMIP-WGCM-WGSIP Decadal Climate Prediction Panel, 2011: Data and bias correction for decadal climate predictions. WCRP Rep., ICPO Publ. Series 150, 3 pp. [Available online at www.wcrp-climate.org/decadal/references/DCPP_Bias_Correction.pdf.]
8. *Gates W.L.*, 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, p.1962–1970.
9. IPCC Standard Output from Coupled Ocean-Atmosphere GCMs: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/standard_output.html#Experiments.
10. *Taylor K.E., J.R. Stouffer, G.A. Meehl*, 2012. An overview of CMIP5 and experiment design. Bull. American Meteorological Society. April 2012, p. 485–498.
11. The WCRP CMIP3 Multimodel dataset – A new era in Climate change research. 12 pp: http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/ams-pubs/ams_pubs_200083.pdf

Тема 5.

Исторические колебания климата

Лекция 15. Палеоклиматология как наука о климатах прошлого

15.1. Палеоклиматология: история возникновения и методы

В зависимости от рассматриваемого периода, источниками сведений о климатах прошлого являются:

- данные инструментальных наблюдений за последние 150–200 лет;
- исторические сведения о наиболее существенных явлениях природы (засухи, наводнения, сильные морозы и другие явления) за последние 3–5 тыс. лет из летописей и других ранних литературных источников;
- косвенные сведения о климатах прошлого, полученные методами палеоклиматологии и палеогеографии за весь остальной большой исторический период в сотни миллионов лет.

По определению палеоклиматология – это наука о климатах прошлого и климатической истории Земли. Древние климаты реконструируются по различным косвенным признакам – вещественному составу и текстурным особенностям осадочных горных пород, по ископаемым остаткам организмов и другими способами [9, 10]. Восстанавливая климаты прошлого, палеоклиматология является важной частью палеогеографии и тесно связана со стратиграфией и палеонтологией, геоморфологией и учением о полезных ископаемых [5]. Анализ и обобщение сведений, полученных по геологическим данным, проводятся на основе теоретических положений климатологии, метеорологии, географии, геофизики и астрономии.

На Земле остается достаточно много следов из прошлого. Известно высказывание выдающегося философа древней Армении Давида Непобедимого (Анахта), произнесенное 15 веков назад: «Природа не все утаила от нас, так как в противном случае не было бы возможности что-либо постичь, и не все сделала явным, ибо тогда не было бы исследования, но все устроила природа так, чтобы ее можно было бы познать через исследование и разыскание».

Первые попытки палеоклиматического толкования ископаемых органических остатков принадлежат английскому физику и математику Р. Гуку, установившему в 1686 г., что когда-то на Земле климат был более тёплым, и объяснившего этот факт изменением положения земной оси. Толчком к развитию палеоклиматологии послужило открытие и исследование в Европе следов четвертичного оледенения, которые стали главными объектами изучения палеоклиматологии [12].

Однако сама наука ведёт начало лишь с 1880-х годов, когда в качестве показателей древних климатов начали использовать наряду с палеонтологическими данными литологические, которые в значительной степени зависят от климатических факторов и служат весьма ценными климатическими индикаторами, например соль характеризует аридный климат, бокситы и бобовая руда – чередование влажного и сухого тёплого климата, торф и каменный уголь, каолин – влажный климат, известняк – тёплый климат, ледниковые морены – холодный климат [13]. В начале XX в. появляются монографии по истории древних климатов: французский учёный Э. Даке, 1915; немецкие – В. Кеппен и А. Вегенер, 1924; американский – К. Брукс, 1926; немецкий – М. Шварцбах, 1950, в которых развитие климата ставилось в зависимость от какого-либо одного фактора. Так, Брукс объяснял изменение климата палеогеографическими условиями [4], Кеппен и Вегенер – перемещением полюсов и дрейфом материков и т.п. Большой вклад в развитие палеоклиматологии как отдельной области знания внес Альфред Вегенер. Он не только сделал много в деле создания палеоклиматических реконструкции, но и использовал их для восстановления расположения континентов и обоснования своей теории дрейфа материков.

В палеоклиматологии древние климаты реконструируются по различным косвенным признакам: вещественному составу и текстурным особенностям осадочных горных пород, по ископаемым остаткам организмов и другим. Мощнейшее развитие наука получила в конце XX – начале XXI вв. в связи с возрастающей остротой проблемы изменения климата, так как её решение или хотя бы понимание происходящего невозможно без тщательного изучения истории климата прошлых геологических эпох.

В конце XX в. были проведены масштабные международные и междисциплинарные проекты по изучению климата прошлого. В их числе можно назвать бурение покровных ледников Антарктиды и Гренландии; бурение крупных континентальных озёр с длительной историей осадконакопления: Байкала, Иссык-Куля, Каспийского

моря и некоторых других. В результате получено огромное количество новых данных об истории климата четвертичного и третичного периодов, однако создание климатической теории, объясняющей все факты, далеко от завершения [6]. В научном сообществе нет единства по самым основополагающим вопросам, и главная проблема состоит не только в том, что практически все методы палеоклиматологии косвенные, а то, что в них заложен принцип актуализма, то есть аналогии между процессами в прошлом и настоящем. Если в настоящем имеет место западный перенос воздуха в атмосфере, смена времен года и температурный градиент экватор-полюс, то в подавляющем большинстве палеореконструкций нарушается, по меньшей мере, одно из этих условий.

Среди геологических индикаторов древнего климата выделяются три основные группы: литологические, палеоботанические и палеозоологические [20]. Почти все методы палеоклиматологии опираются на изучение различных признаков климата: литологический, палеонтологический и другие, которые используются той или иной наукой. В середине XX в. широкое распространение получили геохимические и геофизические методы. Широко используются и изотопные методы для определения температуры вод древних морских бассейнов с помощью количественных соотношений изотопов кислорода O_{18} и O_{16} в кальците раковин ископаемых беспозвоночных (белемнитов, пелецопод), а также соотношений Ca/Mg и Ca/Sr в карбонатных осадках и скелетах ископаемых организмов. Существенное значение также приобрел палеомагнитный метод, позволяющий вычислить положение древних широт с использованием остаточной намагниченности некоторых вулканических и осадочных пород, содержащих ферромагнитные минералы (магнетит, гематит, титаномагнетит), которая была приобретена под влиянием магнитного поля Земли, существовавшего во время формирования этих пород. Поэтому к основным методам палеоклиматологии можно отнести следующие:

- изучение осадочных пород;
- биогеографические методы на основе ископаемой флоры и фауны;
- дендрохронология;
- изотопные методы;
- химические методы;
- палеомагнитный метод.

15.2. Изучение осадочных пород

Осадочные горные породы – это породы, образовавшиеся в результате разрушения других пород или остатков жизнедеятельности организмов. Степень развитости и характер выветривания в значительной мере определяют особенности состава образующихся отложений, процессы же выветривания тесно связаны с климатической обстановкой [7]. Основными факторами выветривания являются температура, количество атмосферных осадков и органический мир, и все они зависят от климата. От температуры зависит и скорость химических реакций и при увеличении температуры на 10 °С она обычно возрастает в два раза. Так как от полюсов к экватору температура в общем увеличивается, то химическое выветривание также усиливается. Вода, даже дистиллированная и дождевая, не инертна. Она мощный химический реагент, всегда создающий активные водородные и гидроксильные ионы, поскольку силикаты разлагаются главным образом путем гидролиза. Поэтому чем больше промываются породы атмосферными осадками, тем интенсивнее идет их химическое разрушение.

Количество атмосферных осадков может обуславливать и несколько различную среду выветривания. Большинство породообразующих минералов являются солями слабых кислот и сильных оснований. Поэтому при гидролизе их среда становится щелочной, если она обладает почти застойным режимом, что и наблюдается часто в обстановке засушливого климата. При обилии же атмосферных осадков, вследствие интенсивного промывания выветривающихся пород водами с растворенным в них углекислым газом, среда выветривания не приобретает щелочной реакции. Главное же заключается в том, что с появлением наземной растительности среда выветривания в достаточно влажных условиях стала определяться органическим веществом, могущим не только создавать очень кислую реакцию среды, но часто являющимся главным фактором интенсивного химического выветривания. Не случайно существуют представления о почвенной природе коры выветривания.

Климатическая же обусловленность почвообразования различного типа очевидна. Так, в обстановке ледового климата все химические процессы выветривания подавлены; происходит, по существу, лишь механическое выветривание, и никаких минеральных новообразований не возникает. В умеренном гумидном климате при выветривании широко образуются гидрослюды, иногда с каолинитом, а в жарком – каолинит и происходит даже накопление свободного

глинозема. В общем, каолиновые коры выветривания и продукты их переотложения, латеритные коры выветривания, бокситы являются показателями жаркого и влажного климата.

Специфика направленности и интенсивности выветривания в разных климатических обстановках приводит и к существенным различиям в составе обломочных компонентов, накапливающихся в областях осадконакопления за счет размыва кор выветривания. Это особенно четко проявляется в континентальных обстановках осадконакопления, как показано в табл. 15.1 отдельно для минералов легкой и тяжелой фракции.

Большинство породообразующих минералов интенсивно разрушается при выветривании в обстановке жаркого гумидного климата, вследствие чего при размыве кор выветривания нередко образуются кварцевые пески и песчаники. В связи с кислой средой при выветривании в гумидных корах выветривания и наземных отложениях отсутствуют примеси кальцита, доломита, монтмориллонита, палыгорскита, сепиолита и галогенных минералов. В условиях ярко выраженного гумидного климата, даже вблизи от областей размыва, сложенных в значительной мере карбонатными породами, могут формироваться галечные отложения, не содержащие обломков карбонатных пород из-за их уничтожения в обстановке кислой среды. Возникающие часто при выветривании в аридных климатических условиях щелочные обстановки способствуют образованию в корах выветривания монтмориллонита, сохранению калиевых полевых шпатов, слабому выносу щелочей и щелочных земель.

Таким образом, породы связаны с климатом, в котором они образовались. Например, во время оледенений образуются морены, тиллиты и породы с валунами, транспортированные ледниками. Когда ледник отступает, то на его обнажённом ложе начинаются ураганы, которые переносят огромные массы песка и пыли, отлагающиеся в виде лёссов. В условиях жаркого и влажного климата происходит интенсивное химическое выветривание горных пород, приводящее к разрушению неустойчивых минералов. В жарком климате пустынь формируются отложения песчаников и эвапоритов. При сухом жарком климате химическое выветривание менее интенсивно и разрушение пород происходит под действием ветра и перепада температуры. Поэтому в сухих районах осадочных отложений мало, во влажных – много и в основном аллювиальные. Минерал глауконит, выглядящий как зелёная глина, образуется только при температуре воды ниже 15 °С и часто используется как индикатор в климатических реконструкциях.

Таблица 15.1

**Средний минералогический состав песчаных пород
и связь его с условиями образования (по А.Б. Ронову)**

Фациальные условия	Выход легкой фракции, %	Выход тяжелой фракции, %	Минералы легкой фракции, %						
			Кварц	Полевые шпаты	Слюды	Обломки кремнистых пород	Обломки пород	Глауконит	Карбонаты
Аридные условия									
Континентальные	97,9	2,1	67,9	20,8	2,8	0,4	2,3	0,1	3,1
Лагунные	96,1	3,9	66,3	18,3	3,8	0,5	0,5	0,1	6,3
Прибрежно-морские	95,0	5,0	71,8	13,2	3,6	0,7	0,3	4,7	0,5
Пелагические	92,0	8,0	57,3	17,2	3,0	0,8	0,6	0,7	12,5
Гумидные условия									
Континентальные	96,4	3,6	81,4	7,1	1,8	1,2	0,5	1,2	0,1
Прибрежно-морские	96,7	3,3	68,4	14,6	1,4	0,3	3,7	4,4	1,1
Пелагические	95,0	5,0	45,0	18,5	1,5	0,4	20,0	7,6	0,8
Ледовые условия									
Континентальные	97,6	2,4	64,1	22,4	4,2	0,2	-	4,2	4,2
Прибрежно-морские	97,5	2,5	53,9	29,6	9,2	0,4	2,7	1,6	1,6
Пелагические	96,8	3,2	44,0	34,5	14,9	0,7	0,9	1,5	1,5
Фациальные условия	Минералы тяжелой фракции, 10 ⁻³ %								
	Циркон	Рутил	Турмалин	Гранат	Ставролит	Апатит	Эпидот	Сфен	Анализ
Аридные условия									
Континентальные	8,2	1,7	4,6	4,2	1,4	1,2	8,9	0,3	3,0
Лагунные	12,6	3,1	8,6	5,9	1,5	1,8	2,0	0,4	3,8
Прибрежно-морские	13,7	3,0	8,2	3,3	1,4	1,5	1,2	0,5	9,0
Пелагические	29,9	5,4	4,9	3,6	5,2	2,1	0,4	0,4	13,5
Гумидные условия									
Континентальные	12,5	2,7	6,0	1,4	1,4	0,4	0,9	0,4	6,3
Прибрежно-морские	7,6	2,4	3,0	1,6	0,6	0,3	5,7	0,3	4,3
Пелагические	5,9	2,8	2,4	3,3	0,4	0,2	1,7	0,1	2,1
Ледовые условия									
Континентальные	12,7	2,7	5,9	11,5	3,4	1,2	18,2	1,2	2,9
Прибрежно-морские	12,5	1,7	5,5	6,1	0,2	2,2	0,6	0,5	15,9
Пелагические	13,7	1,6	8,0	16,8	3,2	1,5	12,2	1,6	18,9

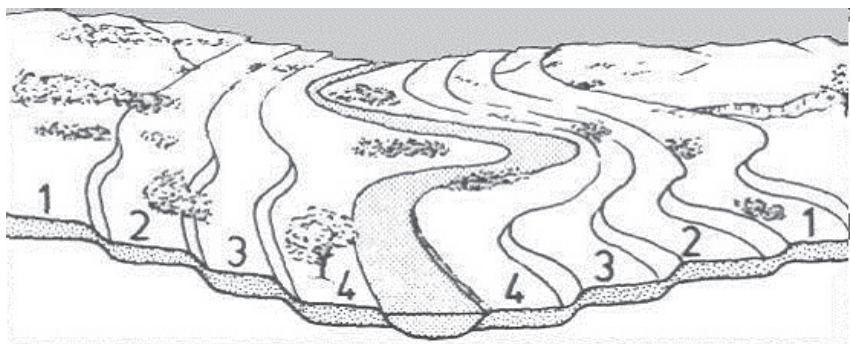


Рис. 15.1. Изменение глубины вреза реки при опускании уровня моря, представленное в динамике речных террас

Качественными индикаторами климатических зон могут служить многие горные породы. Так, в аридных зонах образуются эвапориты – доломиты, ангидриты, гипсы, калийная и каменная соли, осаждающиеся из растворов в условиях сильного испарения, а также карбонатные красноцветы (продукты выветривания, обедненные кремнеземом и окрашенные окислами железа) и лёссы. В гумидных зонах образуются каменные угли и продукты глубокого химического выветривания пород суши – бескарбонатные красноцветы, белые глины каолины, алюминиевые руды бокситы, некоторые железные и марганцевые руды [18].

Помимо того, что осадочные породы используются как индикаторы основных типов климатов (жаркий, холодный, сухой, влажный), на основании исследования их структур во времени можно оценить и динамику древнего климата. Рис. 15.1 – пример того, как на основе истории речных террас можно определить изменения климатических условий. На этом рисунке парные террасы по обоим берегам реки соответствуют изменениям уровня дна долины в древности. Река прорезала дно все глубже каждый раз, когда при наступлении ледников опускался уровень моря. При этом самое широкое и самое неглубокое русло (1) соответствует периоду первого межледниковья, второе состояние русла (2) при большем врезе и меньшей ширине соответствует периоду второго межледниковья, (3) – третьему межледниковью и (4) – послеледниковому периоду.

15.3. Биogeографические методы (ископаемые флора и фауна)

Особенности органического мира того или иного района в очень большой мере определяются климатическими условиями, поэтому остатки древних организмов при палеоклиматических реконструкциях используются весьма разнообразно [19]. Наибольшее палеоклиматическое значение имеют остатки наземных организмов, особенно растений, в связи с тем, что они нередко позволяют судить не только о температурных условиях, но и о влажности климата прошлого. Морские же организмы в лучшем случае указывают лишь на температурные условия, поскольку в водоемах нормальной солености режим увлажнения заметно не проявляется на характере органического мира. Например, современные колониальные кораллы обитают в морях как засушливого климата, так и влажного.

Теплый и влажный климат в наибольшей мере способствует развитию растительности. Поэтому именно для влажных тропиков характерно не только наиболее бурное ее развитие, но и максимальное систематическое и экологическое разнообразие растительного покрова. Понижение же температуры или уменьшение влажности приводят к резкому обеднению разнообразия растительности, изменению ее видового состава, появлению в ряде случаев видов, обладающих специфическими анатомо-морфологическими особенностями. Например, в Индонезии насчитывается около 40 000, в Европе – около 1100, на севере России – 350–250, в Сахаре – около 300 видов растений. Для растений жаркого влажного климата характерно широкое распространение форм с крупными, нерасчлененными листьями, покрытыми плотной кожицей, с оттянутым концом для лучшего стока воды. В зонах жаркого и влажного климата, характеризующихся отсутствием сезонности, в древесине не заметны годовичные кольца, в то время как в умеренных и в зонах чередования засушливых и влажных сезонов (типа саванн) годовичные кольца – явление типичное. У деревьев умеренной влажной зоны листья обычно тонкие и нежные, относительно небольшие, часто с расчлененными краями. Для растений засушливых областей характерно распространение представителей с узкими, мелкими кожистыми листьями, иногда превращенными в колючки или, напротив, с сочными, мясистыми листьями, а подчас и стволами, содержащими большие запасы влаги. Для растительности сухого климата характерна очень хорошо развитая корневая система.

Однако использование остатков растений для суждения о древних климатах затруднено тем, что их морфологическое сходство с определенными представителями современной растительности может быть и не связано с однотипностью обстановок существования тех и других. Например, признаки ксерофитности у многих древних растений могли быть выработаны не в результате их обитания в засушливых условиях, а вследствие произрастания по берегам морей или других водоемов с повышенной соленостью, что приводило к обогащенности грунтовых вод солями. Кроме того, если правы исследователи, считающие, что эволюция наземной растительности шла в направлении постепенного завоевания все более засушливых условий, то тогда с увеличением возраста отложений в них все меньше должно встречаться остатков растений, могущих указывать на засушливость климата. Таким образом, трудность выяснения особенностей древнего климата по остаткам вегетативных частей растений обусловлена не только редким их нахождением, но и часто отсутствием надежных данных об условиях их произрастания.

Большое значение для палеоклиматических реконструкций имеет анализ спорово-пыльцевых комплексов. Он позволяет судить не только о характере древней растительности, но в какой-то мере (по доминированию той или иной пыльцы и спор) и о климате. Споры и пыльца сохраняются несравненно чаще, чем вегетативные остатки растений, причем они присутствуют в осадочных породах самого различного генезиса. Несмотря на это, палеоклиматическое значение ископаемых спор и пыльцы не столь уж велико, так как о климате судят по доминированию определенной пыльцы или спор, зависящему от колебания интенсивности цветения, особенностей группировки видов растений в сообщества, вертикального распределения растительности, интенсивности и направления ветра, действия течений и т. п.

Климат также обуславливает существенные различия в разнообразии видового состава и морских животных. Иногда в теплых водах органический мир по своему таксономическому составу в десятки раз богаче, чем в холодных. Так, в Индонезии около 40 000, в Средиземном море около 8000, а в высоких широтах часто около 400 морских животных. Однако, разнообразие бассейновой фауны зависит и от солености и ряда других факторов, поэтому не всегда легко выяснить действительную причину особенностей таксономического состава.

Климатические различия нередко сказываются на размере организмов близких форм (правило Бергмана). Теплокровные животные

обычно имеют тенденцию к увеличению размеров в холодном климате и к уменьшению в жарком, что часто проявляется при сравнении их подвидов и близких видов, обитающих в разных обстановках. Это очень четко видно, например, при сравнении размеров волков, медведей, лисиц, живущих в холодном и жарком климате. Такие изменения объясняются тем, что сохранять постоянной температуру тела теплокровным животным в суровых условиях легче при относительно меньшей удельной поверхности тела, а в жарких, наоборот, при большей, поскольку увеличение удельной поверхности тела облегчает возможность отдачи им тепла. Противоположная тенденция наблюдается у холоднокровных животных – пресмыкающихся и земноводных. Наземные их представители в тропиках имеют наиболее крупные размеры, в холодных климатических условиях – мелкие. Это объясняется тем, что мелкие формы не только лучше и скорее прогреваются солнечными лучами, но и легче могут перенести холодные сезоны, прячась в какие-нибудь убежища. Максимально благоприятные условия для существования холоднокровных животных, наблюдающиеся в тропиках, обуславливают и чрезвычайно большое количество их видов именно в этих условиях.

Менее отчетливо связь размеров тела с климатическими обстановками отмечается у водных организмов. Хотя большинство морских беспозвоночных, особенно строящих известковую раковину (а именно такие формы и представляют наибольший интерес для палеогеографии, так как они чаще захороняются), увеличиваются в размерах в низких широтах, где температуры воды выше, сравнительно часто отмечается и обратное соотношение. В общем случае морские беспозвоночные, интенсивно накапливающие в своих скелетных образованиях известь, приурочиваются к теплему и жаркому климату, что особенно резко выражено у рифообразующих организмов. У сходных организмов в разных климатических зонах зачастую несколько различный химический состав раковин. Так, обычно в известковых скелетных образованиях тропических моллюсков и водорослей отмечается резкое увеличение содержания магния. Годичные знаки нарастания раковин и других скелетных образований, как правило, более резкие, многочисленные и сближенные у организмов, обитающих в холодных водах, а по мере увеличения глубины обитания и продвижения к экватору они выражаются все слабее, а иногда и исчезают. В связи с тем, что те или иные температурные области, выделяемые в водоемах, часто характерны лишь для самого верхнего слоя воды толщиной 20–50 м, нередко многие особенности глубоководной фауны низких широт сходны с наблюдаемыми у фауны высоких.

Таким образом, выяснить характер древних климатов на основании изучения особенностей органических остатков не только достаточно сложно, а нередко и невозможно, и поэтому их рекомендуется применять совместно с другими методами.

На основе ископаемых остатков растений индикаторами жаркого и влажного климата могут служить формации тропических лесов, жаркого и сухого климата – формации саванн и ксерофильного редколесья, умеренного климата – формации листопадных лесов. Наиболее надежным датчиком древних растений является ископаемая пыльца. На рис. 15.2 показано как на основе пыльцы из одного торфяного болота в Дании можно судить о локальном антропогенном воздействии на климат и окружающую среду. Высота закрашенного поля на диаграмме изменяется в зависимости от численности в тот или иной период тех растений, которые эта диаграмма представляет. Вначале в период времени «А» на месте болота рос древний лес, что выражено в большом количестве пыльцы лесных видов растений: вяз, липа, ясень (*а*) и дуб (*б*). В это же время пыльца хлебных злаков (*е*) и подорожника (*ж*) совсем отсутствовала. Затем 4300 лет назад

древние земледельцы временно расчистили лес под пашню, которая существовала в период времени «Б». Обоснованием этому служит большое количество найденной для этого интервала времени пыльцы хлебных злаков (*е*), подорожника (*ж*) как сорняка среди посевов, диких трав (*д*) и травяной растительности (*з*), а также березы (*в*),

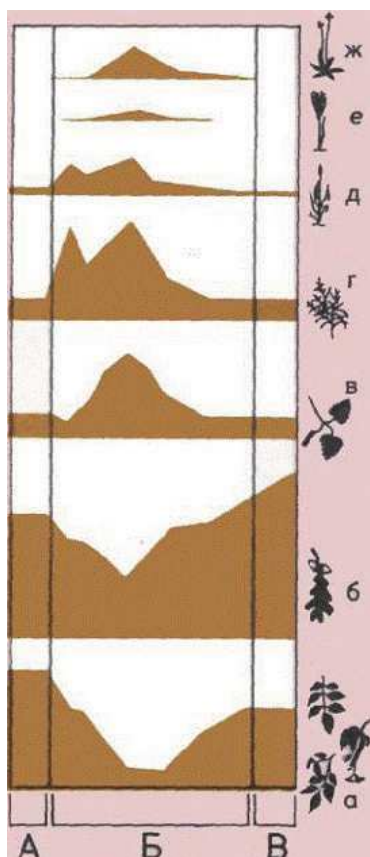


Рис. 15.2. Изменение видов растений на торфяном болоте в разные интервалы времени, установленное по количеству пыльцы, где периоды времени: А – древний лес, Б – расчищенный участок, В – участок, вновь заросший лесом

характерного для полей дерева. В этом периоде существенно уменьшилась пыльца дуба (б) и практически отсутствует пыльца других лесных деревьев: вяза, липы и ясени. Через какое-то время древние земледельцы перестали обрабатывать данный участок, и он вновь покрылся лесом, что соответствует периоду времени «В».

Палеозоологическими показателями или индикаторами служат ископаемые остатки древних организмов, которые отражают климат времени своего существования в составе сообществ и в ареалах их обитания. Так, морская фауна, начиная с каменноугольного периода, была дифференцирована на биогеографические пояса: тропический и бореальный с широкой переходной зоной между ними и в этих

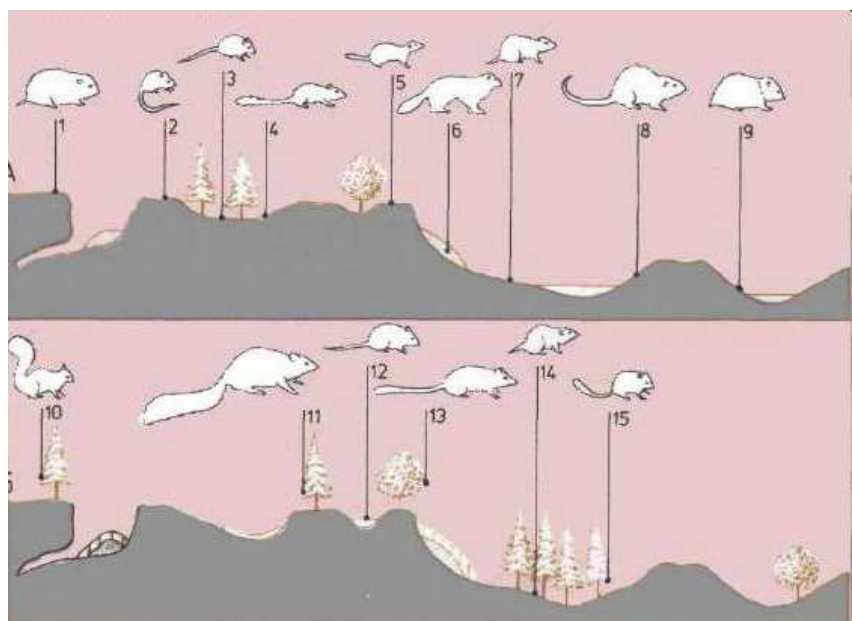


Рис. 15.3. Зооиндикаторы климата для: – ледниковых периодов:
 1 – Норвежский лемминг (холодные степи), 2 – Лесная мышовка (березовые леса),
 3 – Лесная мышь (лесистая местность), 4 – Садовая соня (лесистая местность),
 5 – Земляные белки (холодные степи), 6 – Сурок (щебнистые склоны холмов),
 7 – Пашенная полевка (луга), 8 – Северная водяная полевка (болота),
 9 – Арктический лемминг (холодные степи), – для межледниковых периодов:
 10 – Обыкновенная белка (лесистая местность), 11 – Соня-полчок (лесистая местность), 12 – Лесная мышь (лесистая местность), 13 – Садовая соня (лесистая местность), 14 – Рыжая полевка (лесистая местность; остальные виды, полевок обитали в открытой местности); 15 – Обыкновенная соня (лесистая местность)

поясах нашел свое отражение слабо дифференцированный температурный режим прошлого. Периодические изменения структуры и положения границ биогеографических поясов свидетельствуют об исторических изменениях климата. Наземные позвоночные появились в девоне и, следовавшие затем обновления родового состава экологических типов по времени совпадали со сменами аридных и гумидных климатов Земли. У позвоночных палеозоя и мезозоя уровень приспособления к окружающей среде был ниже, а отсюда и их меньшее экологическое разнообразие. Млекопитающие кайнозоя обладали широким диапазоном климатической выносливости и соответственно большим разнообразием условий обитания. Среди них устанавливаются фаунистические комплексы тропических лесов и саванн, листопадных лесов и степей умеренного пояса.

Чем уже диапазон температурных и влажностных интервалов, в котором может обитать тот или иной животный вид, тем более эффективным климатическим палеоиндикатором он является. Поэтому по ареалам таких зооиндикаторов можно установить климатические зоны и, соответственно, условия температуры и влажности в них. Примером зооиндикаторов являются ископаемые грызуны, которые соответствуют ледниковым периодам с редкими деревьями (верхняя часть рис. 15.3) и межледниковью с лесной растительностью (нижняя часть рис. 15.3).

15.4. Дендрохронология

Дендрохронология (от греч. *dendron* – дерево, *chronos* – время и *logos* – учение), научная дисциплина о методах датировки событий и природных явлений, основанная на анализе годовичных колец древесины [2]. Дендрохронология возникла в конце XIX – начале XX вв. на стыке биологических, географических и исторических наук. Значительный вклад в её становление внесли русские учёные – географ и ботаник А.Н. Бекетов (1868) и физик Ф.Н. Шведов (1892), которые соотнесли возраст и темп роста деревьев с климатическими условиями прошлого. Основное свойство, используемое в дендрохронологии, состоит в том, что деревья, произрастающие в климатических зонах с сезонным климатом, летом и зимой растут неодинаково: основной рост происходит летом, зимой же рост сильно замедлен. Различие условий приводит к тому, что древесина, нарастающая зимой и летом, отличается своими характеристиками, в том числе плотностью и цветом. Визуально это проявляется в том,

что древесный ствол на поперечном распиле имеет чётко видимую структуру в виде набора концентрических колец. Каждое кольцо соответствует одному году жизни дерева («зимний» слой тоньше и визуально просто отделяет одно «летнее» кольцо от другого). Общеизвестным является способ определения возраста спиленного дерева путём подсчёта числа годовичных колец на распиле.

Дендроклиматология (от греч. *dendron* – дерево и климатология) – это раздел дендрохронологии, занимающийся изучением закономерностей сложения годовичных слоев древесных пород для установления климата в прошлые геологические эпохи. Первым, кто сумел по структуре годовичных колец древесных растений охарактеризовать климатические изменения в прошлом, был русский физик, профессор Новороссийского университета в Одессе Федор Никифорович Шведов (1840–1905). Именно он стал основоположником дендроклиматологического метода. Основная идея дендроклиматологического метода заключается в том, что ширина годовичного кольца дерева показывает, какими были климатические условия в год образования этого кольца – благоприятными или неблагоприятными для роста растений. Если год был неблагоприятным, кольцо было узким, едва заметным. В благоприятных условиях формировалось широкое кольцо. Следовательно, каждое кольцо древесины служит критерием погодных условий того или иного года. Толщина летних колец зависит от продолжительности сезона, температуры, осадков и т.д.

Если по горизонтали откладывать последовательно годы, а по вертикали – ширину колец, то можно составить график, кривая которого покажет, как изменялись климатические условия в течение длительного промежутка времени. Если для деревьев, произраставших в одной местности в одно время, построить такие графики изменения толщины годовичных колец по годам, то эти графики будут достаточно близки, а для деревьев, произраставших в разное время, они не совпадут, так как в силу случайности действия климатических факторов точное совпадение последовательности толщин колец за достаточно длительные периоды крайне маловероятно.

На основании исследования образцов древесины, датировка которых заведомо известна, строится так называемая дендрохронологическая шкала – последовательность толщин годовичных колец деревьев определённой породы в определённой местности, от текущего момента и как можно далее в прошлое [21]. Для близких к современности периодов используются измерения годовичных колец живых деревьев, имеющих достаточно большой возраст.

Существуют методики выполнения таких измерений без спиливания дерева.

Для того, чтобы продлить шкалу датировок на временной промежуток свыше пределов жизни одного дерева, используют «перекрёстную датировку», которая базируется на неповторимом во времени и более или менее одинаковом характере изменений размеров и структуры годичных колец у большинства деревьев, росших в сходных условиях (в одном регионе). Её суть заключается в увязывании воедино следующих друг за другом поколений деревьев, годы жизни которых перекрываются. Специалисты по дендрохронологии считают, даже на основе самой грубой методики (когда кольца делятся на два класса – «широкие» и «узкие») 10-летнее совпадение чередования колец позволяет идентифицировать шкалу с вероятностью ошибки не более 0,1 %. При учёте ширины каждого кольца и применении методов математической статистики вероятность ошибки значительно снижается. В последние годы используется рентгеновский анализ годичных колец, позволяющий учитывать не только ширину колец, но и другие параметры, например, плотность древесины в кольце. Таким образом, дендрохронологическая шкала протягивается в прошлое настолько, насколько имеющийся в наличии материал позволяет продолжить непрерывную последовательность. После построения шкалы по определённому виду дерева в локальной местности, анализируются корреляции данного вида с другими видами, а также изменения вида колец в соседних областях. Это позволяет постепенно расширять шкалу на более широкий географический ареал.

С помощью дендрохронологического метода можно построить абсолютные и относительные шкалы датировок. В том случае, если известно точное (абсолютное) время жизни одного из поколений деревьев, участвующих в датировке, то получившаяся шкала будет абсолютной. Например, это могут быть живые деревья, возраст которых известен по числу колец. С помощью абсолютной шкалы датировок можно определять возраст деревянных предметов практически со 100 %-ной надёжностью (в случае точного совпадения порядка следования достаточного числа колец). В некоторых случаях удаётся построить фрагменты дендрохронологической шкалы, опираясь на фрагменты древесины, датированные иным образом (например, брёвна из стены строения, дата постройки которого известна из исторических документов). В таких случаях получившаяся шкала будет уже не абсолютной, а относительной. Достоверность датирования с помощью относительных шкал, очевидно, находится



Рис. 15.4. Построение дендрохронологической шкалы

в зависимости от достоверности датирования «опорных» образцов. На рост деревьев могут оказывать влияние локальные особенности места произрастания: рельеф, обводнённость. Из-за этого толщина годовых колец конкретного образца дерева может не соответствовать шкале, построенной для данного региона.

В последние годы достигнуты крупные успехи в построении абсолютных шкал на сотни и тысячи лет назад (рис. 15.4). Дендрохронологические лаборатории проанализировали свыше 2 млн образцов деревьев, в результате чего построены следующие абсолютные шкалы: в Ирландии на 7300 лет, в Западной Европе по дубу – свыше 7 тыс. лет, в Центральной Европе по дубу – свыше 8 тыс. лет, по сосне – свыше 11 тыс. лет, на юго-западе США по сосне – 8700 лет, в районе Великого Новгорода – 1200 лет, в Северном Приобье – 900 лет. В мире над построением дендрохронологических шкал работает свыше 60 лабораторий. Полученные данные дендрохронологии хорошо согласуются с историческими сведениями и радиоуглеродным методом.

15.5. Изотопные методы исследований

Изотопные методы связаны с применением изотопов, которые являются разновидностями одних и тех же химических элементов, имеющих разное количество нейтронов, но одинаковое количество протонов в ядре и, соответственно, разные массы [17]. Изотопы одного химического элемента обладают практически одними и теми же химическими свойствами. Некоторые элементы в природе

являются моноизотопными, то есть 100 % природной распространенности приходится на один изотоп, например, Al, Sc, Y, Rh, Nb и т.д., а другие имеют два и более изотопов: S, Ca, Ge, Ru, Pd, Cd, Sn, Xe, Nd, Sm и другие. Одни изотопы являются стабильными, другие нестабильными – радиоактивными. Радиоактивные изотопы распадаются через какое-то время до стабильных изотопов, называемых условно-радиогенными. Радиоактивные изотопы совместно с радиогенными используют для определения времени образования горных пород, минералов и любых веществ и предметов. Например, изотоп ^{40}K распадается на ^{40}Ar и ^{40}Ca . На этих явлениях построены два метода – K-Ar и K-Ca методы определения возраста горных пород и минералов.

Все исследования изотопов связаны с определениями изотопного состава вещества с помощью масс-спектрометров. В масс-спектрометрах исследуемые изотопы превращаются в пучок заряженных частиц, который проходя в магнитном поле, делится по отношению масса к заряду, а регистрирующее устройство в конечном итоге определяет соотношение исследуемых изотопов. Масс-спектрометры делятся на газовые, твердофазные и с индуктивно-связанной плазмой. В газовых масс-спектрометрах исследуемое вещество должно подаваться в виде газа, в ионном источнике которого под воздействием пучка электронов происходит превращение в ионы. Такой способ используется для анализа изотопного состава легких элементов (углерод, водород, кислород, сера, азот и т.д.), а также инертных газов (гелий, аргон и других). В твердофазных масс-спектрометрах анализируемое вещество в виде раствора наносится на ленточку из тугоплавкого металла, по которой пропускается ток, разогревающий ее до высокой температуры. За счет высокой температуры нанесенное вещество испаряется и ионизируется. Такой способ используется для изотопного анализа рубидия, стронция, свинца. В масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой раствор исследуемого вещества вводят в плазму аргоновой горелки, в которой атомы и молекулы моментально превращаются в ионы. Таким образом, для анализа изотопного состава лёгких элементов (углерод, водород, кислород, сера, азот и других) используется ионизация электронным ударом, а для анализа изотопов более тяжелых элементов – термоионизация или ионизация в индуктивно-связанной плазме.

Применимость изотопного анализа для палеоклиматологии состоит в том, что соотношение изотопов в различных состояниях воды зависит от температуры, при которой протекали процессы

испарения и конденсации, или плавления и замерзания. Следовательно, изотопный состав атмосферных осадков может служить индикатором как сезонных, так и длительных колебаний температуры приповерхностного слоя атмосферы. Развитие изотопных методов исследования привело к появлению приборов, позволяющих изучать изотопный состав ледяных кернов и древесины годовичных колец.

Наиболее известным и распространенным является изотопный метод определения палеотемператур, который был разработан в начале 1950-х годов американским ученым лауреатом Нобелевской премии Г.К. Юри по изотопному составу кислорода карбонатов [3]. Сущность метода состоит в том, что в природе множество процессов сопровождается изотопным фракционированием, в том числе происходят изменения в содержании стабильных изотопов кислорода – наиболее распространенного в земной коре элемента. Существуют три стабильных природных изотопа кислорода: ^{16}O , ^{17}O и ^{18}O , причем изотоп ^{16}O – самая распространенная разновидность. Обычно количество изотопа ^{18}O примерно соответствует отношению 1:500 по сравнению с изотопом ^{16}O . Однако, соотношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (изотопный коэффициент) в природных условиях колеблется в пределах 10 ‰: от наиболее низкого у льда около полюсов до наиболее высокого у CO_2 в атмосфере, а в воде наибольшее соотношение имеет место для высокой солености. Коэффициент $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ зависит от температуры и эта зависимость для раковин некоторых морских беспозвоночных определена экспериментально, в результате чего получена шкала геологического термометра. Если кальцит раковин или хемогенный, образовавшийся в равновесии с водой, в дальнейшем был без изменения захоронен, то в нем сохранилось и соответствующее первоначальному изотопное соотношение, несущее информацию о древних температурах. При этом погрешность коэффициента по масс-спектрометру 0,01 ‰, а фактическая погрешность определяемых температур 0,5–1,0 °C. Теоретически изотопный метод позволяет определить температуры образования карбонатов с возрастом до 700 млн лет.

Однако, не смотря на свою высокую точность, изотопный метод определения палеотемператур имеет и ряд ограничений:

1. Изотопный состав кислорода в кальците может быть в значительной мере изменен после образования раковин или карбонатного осадка вследствие процессов диффузии, перекристаллизации, доломитизации и т. п., которые могут происходить как при диагенезе, так и в течение всего последующего существования породы.

Особенно этим процессам подвержены образования с недостаточно компактной структурой, испытавшие значительное погружение и обладающие значительным геологическим возрастом.

2. Многие животные и растения могут отлагать карбонаты кальция без сохранения изотопного равновесия кислорода карбонатов и воды. Выявить, существовало или отсутствовало такое равновесие для ископаемых объектов, не всегда возможно или по крайней мере не легко.

3. Еще не известен изотопный состав кислорода древних океанов. Предположение же о том, что он был тождествен современному, может быть ошибочным.

4. Содержание ^{18}O в воде в высшей мере зависит от ее солёности. В конечном итоге опреснение сказывается так же на отношении $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонате, как и повышение температуры. Более того, если опреснение связано с добавлением пресной воды, поступающей за счет таяния льда, то оно сильнее влияет на изменение содержания ^{18}O , чем опреснение до того же уровня, но вследствие притоков обычных речных вод. Поэтому необходимо отбирать такие образцы, которые образовались в обстановке нормальной солёности.

5. Температуры, полученные по органическим остаткам разных организмов, отобранных из одного слоя, часто различны. Отличаются они, как правило, и от температур, получаемых по вмещающему их карбонатному материалу. Эти различия могут быть вызваны рядом причин:

- а) наиболее интенсивным наращиванием раковин различными организмами при разных температурах;
- б) обитанием организмов на разных глубинах;
- в) различиями биогенного изотопного фракционирования у этих организмов и другими особенностями.

Перечисленные причины обусловили то, что определение палеотемператур древних морей были выполнено лишь для юрского и более поздних периодов. При этом большая часть температур для мезозойских морей была определена по рострам белемнитов, так как именно в них лучше всего обычно сохраняется первичное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Характерно, что для белемнитов получены более низкие значения температур по сравнению с другими

Так, по рострам позднемеловых белемнитов Русской платформы получены температуры около 14–16 °С, а по вмещающим карбонатным породам – 26–28 °С. Более же высокие температуры, получаемые по раковинам других организмов, вызваны, возможно, наращиванием их лишь в теплые месяцы года, а не круглогодично,

как ростров белемнитов. Наиболее многочисленным анализам были подвергнуты меловые отложения. Для этого периода даже удалось наметить как временные, так и географические изменения температур морских вод, причем оказалось, что температуры в меловых морях были значительно более однородными, чем в настоящее время, а температура глубинных вод, вероятно, не опускалась ниже 10–15 °С.

В качестве примера на рис. 15.5 приводятся значения δ (нормированного изотопного коэффициента кислорода), полученные М. Кейтом и Дж. Вебером (1964 г.) для образцов североамериканских пресноводных известняков с возрастами от девона до четвертичного периода. График показывает, что в девоне значения δ были низкими (а температуры воды – высокими), затем они росли до максимума в пермском периоде (минимум температуры), затем падали до минимума в меловом периоде (максимум температуры), после чего опять росли до максимума в четвертичном периоде. Поэтому можно сделать выводы о наиболее теплом климате Земли в девоне и особенно в меловом периоде и о наиболее холодном климате в плейстоцене и особенно в пермском периоде.

Изотопный метод иногда позволяет определять и сезонные колебания температур. Так, по средней пробе, взятой для анализа из скелетного образования, формировавшегося только в определенный сезон года, определяется лишь осредненная температура соответствующего сезона, а по аналогичной пробе, взятой из образования, формировавшегося круглогодично, среднегодовая. При отборе вещества на анализ по радиусу ростра белемнитов последовательно от центра к периферии или последовательно из разных

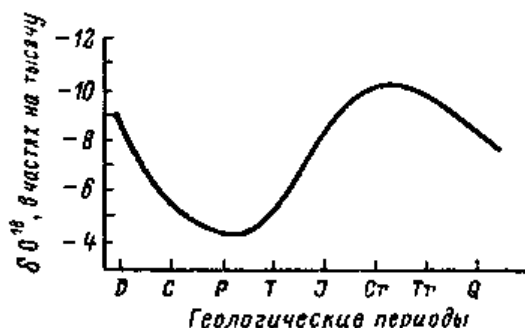


Рис. 15.5. Отношение $\delta^{18}\text{O}$ изотопов кислорода в североамериканских пресноводных известняках фанерозойского возраста по М. Кейту и Дж. Веберу (1964 г.)

слоев нарастания раковин некоторых моллюсков, наращивающих раковину круглогодично, можно выявить колебания температур, очевидно связанные с сезонными изменениями (рис. 15.6). Например, по юрским и нижнемеловым белемнитам Евразии эти колебания морских вод достигали 3–7 °С.

Использование данных по палеотемпературах при палеогеографических реконструкциях может быть эффективным только при условии значительного расширения исследований и получения массовых определений древних температур. Очевидно, что материал при этом необходимо отбирать как послойно для получения данных о колебаниях температур в конкретных районах во времени, так и по максимально обширной площади из определенных горизонтов, чтобы получить сведения об изменении температур в пространстве. Используемые органические остатки должны быть точно определены, надежно стратиграфически привязаны и верно истолкованы палеоэкологически. Дальнейшее развитие изотопного отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ состоит в расширении его использования в фосфатных и силикатных минералах, в карбонатах, образовавшихся в опресненных и осолоненных бассейнах.

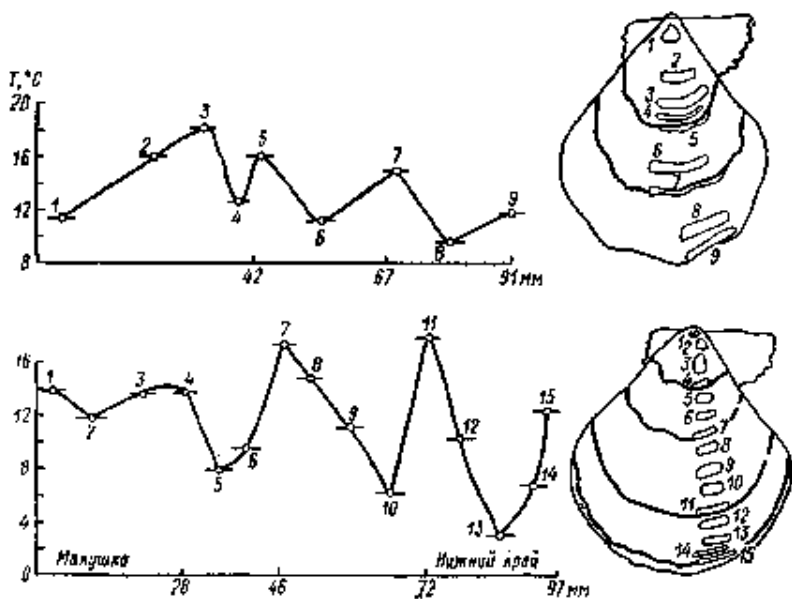


Рис. 15.6. Сезонные температуры роста раковин гребешков *Chlamys* [17],
1–15 – номера проб для определения содержания ^{18}O

15.6. Химические методы

Т.С. Берлин и А.В. Хабаков разработали метод оценки температур среды обитания беспозвоночных на основе определения отношения кальция и магния в их карбонатных скелетах [1]. Метод основан на закономерности увеличения в более теплых морях доли магния в кальцитовых скелетах различных групп беспозвоночных (белемнитов, рис. 15.7). Древние температуры морей определяют на основе серийных анализов карбонатного вещества скелетов групп беспозвоночных животных, постоянно обитающих в море. При этом используют результаты экспресс-анализов на кальций и магний небольших проб карбонатного вещества раковин моллюсков, фораминифер и других, а также писчего мела и меловых мергелей посредством титрования с трилоном Б после разложения карбоната 2 %-ной соляной кислотой.

Специально проведенные исследования показали общую согласованность оценок палеотемператур химическим методом и изотопным, хотя определения по отношению кальция к магнию обычно и превышают на 0,5–2,5 °С цифры результатов изотопных температур. Химический метод имеет принципиально такие же ограничения по применению, как и изотопный, но они в нем еще более существенны. Так, высокая подвижность иона магния может нарушать первоначальное его содержание даже на разных стадиях диагенеза. Температура воды может сказываться на концентрации магния в меньшей степени, чем скорость наращивания карбоната кальция CaCO_3 . Поэтому в химических методах определения палеотемператур необходимо:

а) использовать карбонатный материал только скелетов типичных морских групп беспозвоночных хорошей сохранности, состоящих из



Рис. 15.7. Белемниты – вымершие беспозвоночные животные

чистого кальцита и не измененных вторичными процессами, которые могли нарушить первоначальное содержание магния;

б) отбирать остатки из разрезов, хорошо стратиграфически изученных, а определять ископаемые формы с точностью до вида.

Отношения Ca/Mg и Sr/Ca для целей палеотермометрии теоретически малообоснованны и менее надежны, чем метод изотопов кислорода, так как распределение магния и стронция в раковинах беспозвоночных зависит от минеральной формы карбоната (кальцит или арагонит), филогенетического уровня организмов и их физиологии, солености бассейна и других факторов среды. Тем не менее, Ca/Mg -отношения используются в палеотермометрии юрского и более молодых периодов. Большое преимущество этого метода по сравнению с изотопно-кислородным – оперативность и дешевизна, однако погрешности данного метода выше и в несколько раз превосходят ошибки изотопного. Минимальные погрешности в определении палеотемператур Ca/Mg методом составляют 1–2 °C.

Кроме палеотемператур, химические методы позволяют определять и соленость древних водоемов. Биогеохимические методики палеогамометрии основаны на устойчивых корреляциях между содержанием химических элементов в воде и в карбонатных скелетах беспозвоночных. Один из таких методов разработан на раковинах устриц *Crassostrea virginica*, распространенных на атлантическом побережье Северной Америки, в водах с известной соленостью (13–30,5 ‰). Установлено, что содержание $\text{Mg} + \text{Sr}$ обратно пропорционально солености, а содержание Na с возрастанием солености увеличивается.

Другим методом определения палеосолености являются исследования карбонат-протеиновых отношений. Это отношение растет в кислых опресненных водах, поскольку усиливаются органическая матрица скелета, защищающая минеральную его составляющую от растворения при низкой pH, и падает в щелочных условиях повышенной солености, когда организм интенсивнее наращивает минеральную составляющую скелета. Эта закономерность справедлива в отношении некоторых донных моллюсков.

Таким, образом, химические методы менее надежны, чем изотопные и могут быть использованы только вместе с остальными.

15.7. Палеомагнитный метод

Применение палеомагнитных методов определения возраста основано на явлении остаточной намагниченности горных пород. Все частицы магнитных или ферромагнитных минералов (магнетит,

гематит, титаномагнетит и другие), содержащиеся в горной породе, приобретают в ходе её формирования закономерную ориентировку [7]. Она соответствует ориентировке силовых линий магнитного поля Земли в данной точке. В дальнейшем эта ориентировка сохраняется, и, измерив её с помощью чувствительных приборов, можно установить положение данной точки местности относительно геомагнитного полюса в момент образования породы. Это положение характеризуется двумя величинами: магнитным склонением, указывающим направление на прежнее положение магнитного полюса, и магнитным наклонением, определяется углом наклона силовых линий к горизонту и характеризующим расстояние до него. Метод основан на явлении палеомагнетизма: порода, нагретая до точки Кюри (500–700 °C), остывая, «запоминает» направление и интенсивность магнитного поля Земли на данный момент. Поскольку же расположение магнитных полюсов, как и интенсивность магнитного поля, постоянно меняются, то это обстоятельство и служит датировке. При практическом применении метода, отобранные в полевых условиях пробы направляются в лабораторию и исследуются с помощью магнитометра. Метод позволяет вычислить положение древних широт с использованием остаточной намагниченности и пример построения карты магнитных склонений за 1590 г. показан на рис. 15.8.

Установлено, что в геологическом прошлом, в результате движений литосферных плит, положение каждого блока земной коры относительно магнитных полюсов непрерывно изменялось [11]. Зная координаты полюсов относительно каждого крупного блока земной коры на конкретные моменты геологического времени, можно использовать измерения остаточной намагниченности для определения возраста горных пород.

Дополнительно помогают при определении возраста палеомагнитным методом инверсии геомагнитного поля. Установлено, что в истории Земли северный и южный магнитные полюса периодически менялись местами. Соответственно, в истории нашей планеты выделены эпохи прямой (соответствующей современной ориентировке магнитного поля) и обратной (противоположной) полярности. Интервалы геологического разреза, характеризующиеся одинаковой полярностью, называют магнитозонами. Разработаны палеомагнитные шкалы, на которых показано чередование эпох прямой и обратной полярности и продолжительность каждой эпохи. Наиболее пригодны такие шкалы для изучения возраста отложений, формировавшихся в условиях непрерывного осадконакопления, в основном морских. Пример палеомагнитной шкалы за последние 2 млн лет показан на рис. 15.9.

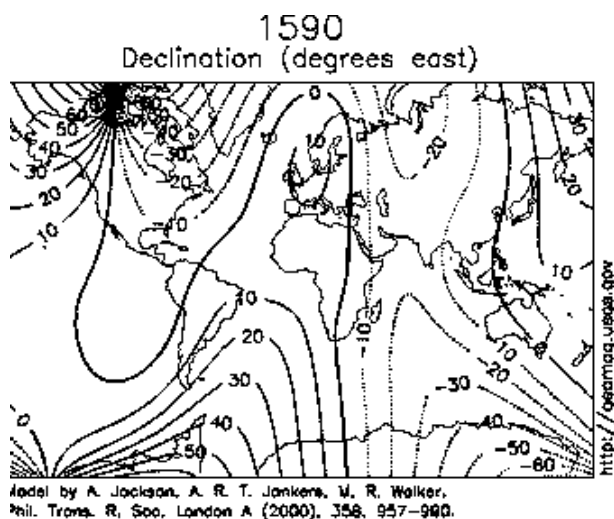


Рис. 15.8. Изменение магнитных склонений за 1590–1990 гг.

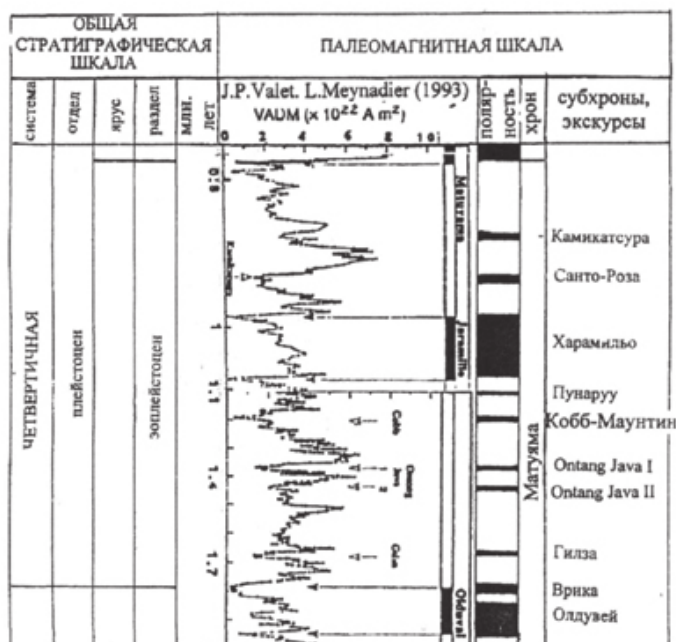


Рис. 15.9. Палеомагнитная шкала четвертичного периода

15.8. Комплексный и другие методы

Наиболее надёжные результаты дают реконструкции, основанные на комплексном использовании всех групп индикаторов древнего климата – комплексном методе [8]. Этот метод сопровождается составлением карт природной зональности соответствующего времени и позволяет давать не только качественные характеристики климатов прошлого (жаркий и влажный, жаркий и сухой и т.д.), но и грубые количественные оценки его основных элементов (температуры, атмосферных осадков) по отдельным природным зонам. Заключение о характере климатов прошлого основывается на сравнении климатических типов выветривания и осадконакопления, экологических и термических типов флоры и фауны с их современными аналогами, климатические условия существования которых хорошо известны.

Для оценки экстремальных климатических явлений, типа наводнений, засух, сильных морозов могут привлекаться археологические находки и свидетельства древних летописей. Например, в Древней Греции со времен астронома Метона (около 433 г. до н.э.) в общественных местах в городах выставлялись календари с записями о явлениях погоды, сделанные в предыдущие годы. Эти календарные надписи на камне назывались парапегмами.

В настоящее время для воссоздания климатов прошлого широко применяются также и физико-математические модели, особенно для периодов времени в несколько десятков тысяч лет в прошлое. Для этого глобальная климатическая модель инициализируется при помощи данных полученных косвенными методами. При палеоклиматических исследованиях обычно используются модели промежуточной сложности с большим пространственным и временным шагом для всей планеты или с небольшим пространственным разрешением, но для отдельных ее частей. Известные международные проекты, направленные на моделирование климатов прошлого – это PMIP, PAGES, GLOCON и другие.

15.9. Некоторые приложения палеоклиматических методов

15.9.1. Определение палеотемператур по ледяным кернам

В центральных зонах крупных ледниковых щитов (Гренландия и Антарктида) температура воздуха в течение всего года остается отрицательной, таяние отсутствует и здесь происходит лишь накопление снега с последующим его превращением в фирн (переходное состояние между снегом и льдом) и затем на глубине 50–150 м от поверхности – в лед. Пробури́в ледниковый щит, можно проследить в колонке льда хорошо сохранившиеся годовые слои, четко отделяемые друг от друга по летним и зимним отложениям, которые различаются по структуре, плотности и запыленности. Такое отделение не представляет труда для последних нескольких тысяч лет, однако, с глубиной его проводить все сложнее, так как из-за давления вышележащих слоев различия сглаживаются. В этом случае для датирования более древнего льда используют численное моделирование его растекания, исходными данными для которого служат скорость накопления снега, температура и вязкость льда, скорость его накопления и рельеф ложа.

В первую очередь в извлеченном из скважины ледяном керне определяется содержание стабильных изотопов ^2H и ^{18}O по отношению к наиболее распространенным изотопам H и ^{16}O . Отношения $^2\text{H}/\text{H}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ выражаются величинами δ в тысячных долях (в промилле, ‰) по сравнению со стандартом средней океанической воды (SMOW) и эта величина характеризует климатические условия выпадения осадков, сформировавших исследуемый слой ледникового льда.

Первой глубокой скважиной на полярном ледниковом покрове стала пробуренная гляциологами США скважина на станции Кемп-Сенчури в северо-западной Гренландии. За 1960–1966 гг. было пройдено 1370,5 м. В 1966–1968 гг. пройдена скважина на станции Бэрд в Западной Антарктиде до 2164 м и найдена жидкая вода подо льдом. В 1970-х и 1980-х годах выполнялась программа глубокого бурения Гренландского ледникового покрова. В южной части Гренландии, на станции Дай-3 в 1981 г. скважина достигла ложа на глубине 2083 м (проекты GRIP). В результате выполнения следующего проекта GISP (GISP 2) были пробурены две скважины глубиной 3029 м (1992 г.) и 3053 м (1993 г.). В начале 1970-х началось бурение скважины на станции Восток в центральной части Восточной Антарктиды на высоте 3490 м. Толщина льда 3720 м и

вся толща содержит лед, отложенный на протяжении сотен тысяч лет. Европейский проект по ледовым кернам в Антарктике (EPICA) выполнялся в период 1996–2005 гг. в результате которого были пробурены две скважины, одна из которых до глубины 3270 м (DML и Dome (Купол) С).

На рис. 15.10 представлен график изменения $\delta^{18}\text{O}$ (изотопа кислорода в ‰) в слоях ледникового льда со скважины GIPS2 в центральной Гренландии.

Из анализа графика следует, что 5 тыс. лет назад температуры были на уровне современных, а затем наступило некоторое похолодание. Начиная с 2500 г. до н.э. и вплоть до начала нашей эры, эпоха была крайне теплой с рядом похолоданий около 2000 г. до н.э. и 1500 г. до н.э., но температура практически не опускалась ниже современной. Наиболее холодным и резким явился локальный минимум II в. н.э., вслед за которым произошел оптимум высоких температур с максимумом около 1000 г. н.э. и после этого наступил Малый

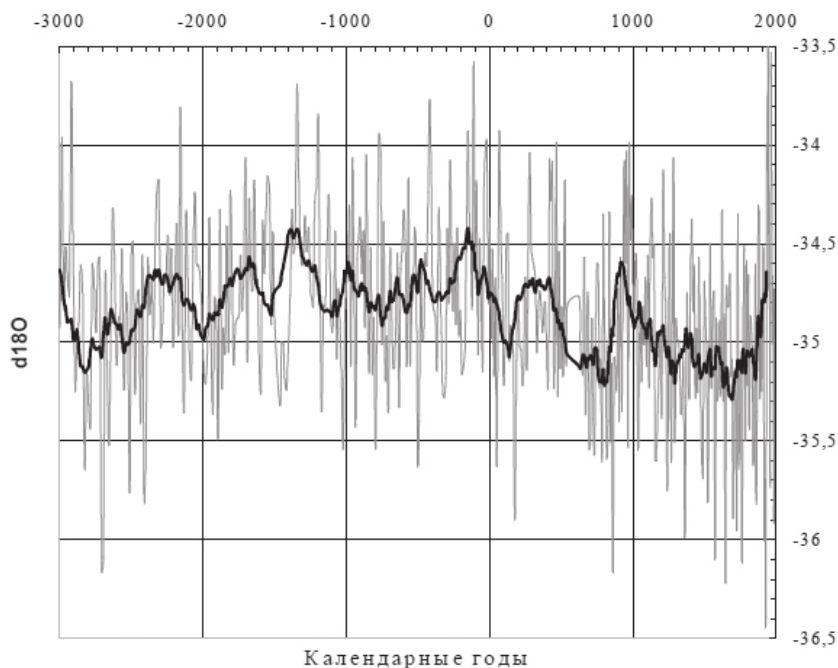


Рис. 15.10. Распределение изотопа $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части керна из скважины GIPS2 за последние 5000 лет, где яркая линия — сглаженные по 50-летиям

ледниковый период, продолжавшийся практически до начала – середины XIX в. после которого началось известное современное потепление климата.

Наиболее глубокие скважины, пробуренные в Антарктиде, позволили восстановить историю динамики температуры воздуха, а также некоторых газовых компонент (углекислого газа, метана и других) за период последних 800 тыс. лет, как показано на рис. 15.11 для температуры и углекислого газа.

Сопоставляя динамику температуры и CO_2 , можно сделать вывод, что максимумы температуры опережают максимумы CO_2 и потепление, вызванное другими причинами в минувшие эпохи, приводило к повышению концентрации углекислого газа. Главная причина может быть в том, что 95 % углекислого газа, который имеется на планете, растворено в Мировом океане и чем выше температура, тем меньше газа удерживает вода. При потеплении океан дышит и «выплескивает» углекислый газ в больших объемах. Результаты бурения показывают, что потепление климата всякий раз предшествовало повышению концентрации углекислого газа в земной атмосфере.

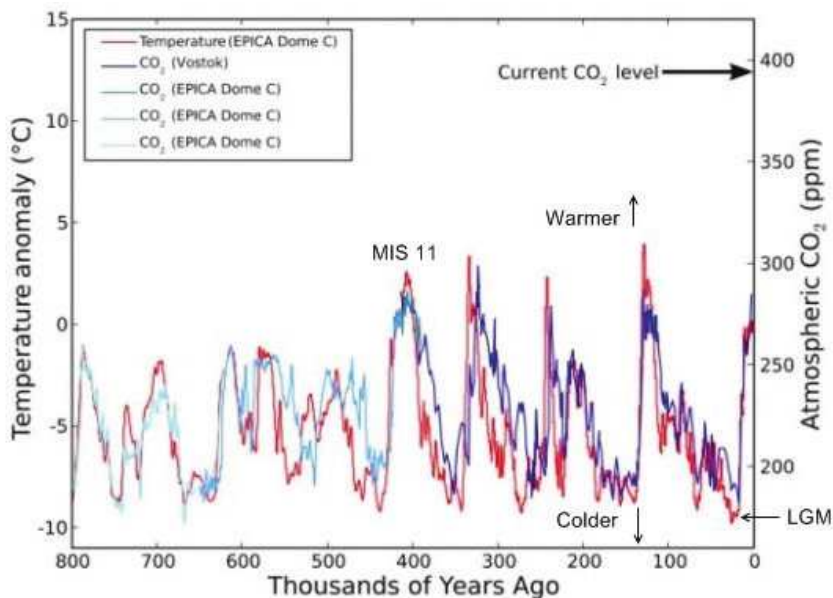


Рис. 15.11. Восстановленные ряды температуры воздуха (в аномалиях) и углекислого газа по данным ледниковых кернов

15.9.2. Информация о древних руслах и аллювиальных отложениях

Второй пример связан с оценкой прошлого локального климата Восточно-Европейской равнины на основании информации о руслах древних рек [16]. Гидрологические события прошлого оставляют следы в ландшафте и геологическом строении в виде руслового рельефа и аллювиальных отложений древних рек. Долины равнинных рек являются наиболее перспективными для палеогидрологических реконструкций, так как здесь относительно мало влияние ограничивающих факторов на размеры и меандрирование русел и выше вероятность применимости гидравлико-морфометрических связей для восстановления стока палеорек. Использование космических снимков позволило установить около 200 хорошо выраженных фрагментов больших меандрирующих палеорусел в основном в бассейнах Днепра, Дона и Волги (рис. 15.12), которые относятся к разным ландшафтным зонам. На том же рисунке слева в качестве примера показан космический снимок русла палеореки Хопер у п. Поворотино, а также три разновозрастные пойменные генерации. Система больших палеорусел была разбурена несколькими буровыми профилями для получения состава и мощности древних русловых аллювиальных отложений (рис. 15.12).

Дешифровка космических снимков позволила измерить морфометрические характеристики и в первую очередь – ширину русла и шаг русловых излучин. Для уменьшения погрешности определения ширин русел была применена региональная зависимость между шагом русловой излучины (λ) и шириной русла (W), полученная как по современным данным (нижняя часть графика), так и по данным древних русел (верхняя часть графика), как показано на рис. 15.13 слева.

Для получения водности палеорек была установлена региональная зависимость между шириной русла и средним многолетним годовым расходом воды, которая приведена на правом графике рис. 15.13. В результате по полученным зависимостям были рассчитаны средние расходы и стоки для более, чем 200 участков больших перегляциальных рек южного мегасклона Восточно-Европейской равнины, что позволило оценить годовые объемы стока в основных речных бассейнах (табл. 15.2) для периода времени 16–15 тыс. лет назад. Как видно из табл. 15.2, в бассейне Волги годовой сток составлял около 500 км³/год, несмотря на существенно меньшую площадь палео Волги. Основной вклад в этот сток вносили Ока и Кама, сток которых был больше современного в 2–3 раза.

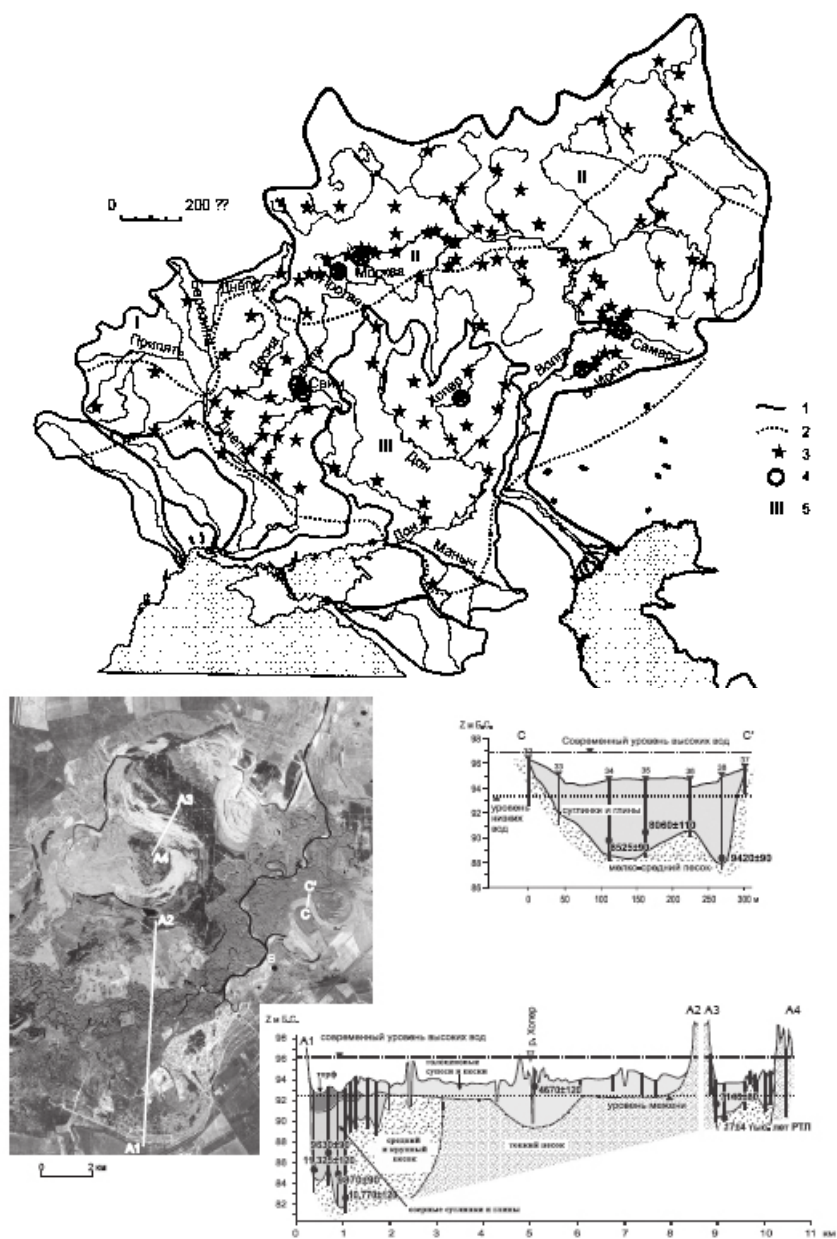


Рис. 15.12. Расположение палеорусел на южном склоне Восточно-Европейской равнины (вверху) и ключевой участок р. Хопер у п. Поворино (внизу)

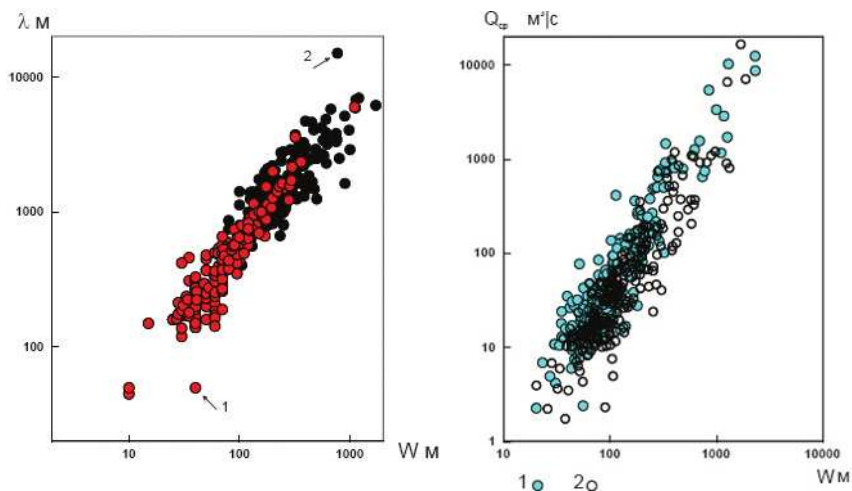


Рис. 15.13. Слева: зависимость шага излучины λ от ширины русла W для современных (1) и древних рек (2). Справа: связь среднегодового многолетнего расхода воды (Q_{cp}) с шириной русла (W) при разном индексе внутригодовой неравномерности стока

Еще больше, почти в 4–5 раз, поздневалдайский сток превышал современный в бассейнах Дона и Днестра, имея ввиду, что в стоке этих рек ледниковое питание не участвовало.

Таблица 15.2

Годовой объем стока рек поздневалдайского оледенения
(A – площадь водосбора в тыс. км², Q – сток в км³/год)

Речной бассейн	Современные характеристики		Поздний валдай (реконструкция)		Q_{R0}/Q_{Rc}
	A	Q_{Rc}	A	Q_{R0}	
Верхняя Волга (без Оки)	291	59	105	77	1,3
Ока и Сура	312	49	312	161	3,3
Кама	507	119	507	225	1,9
Волга – Волгоград	1360	254	1174	500	2,0
Дон	422	29	422	110	3,8
Днепр	504	54	504	166	3,1

Также по результатам расчетов была построена карта годового поверхностного стока поздневалдайского периода (рис. 15.14). В целом, как видно из рисунка, изолинии слоя палеостока ориентированы

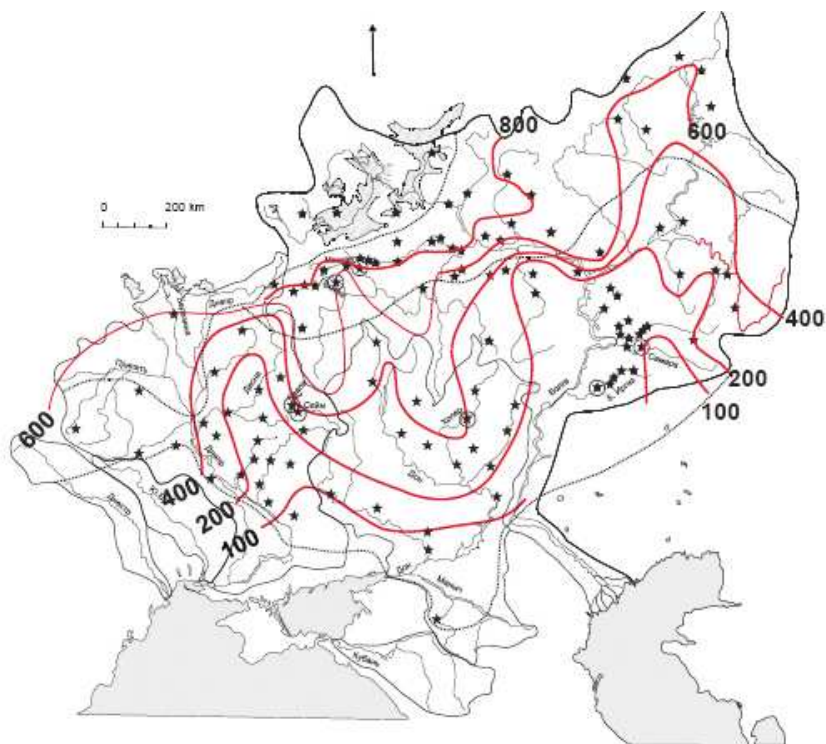


Рис. 15.14. Слой годового стока (в мм),
восстановленный по фрагментам больших палеорусел

с запада – юго-запада на восток – северо-восток, параллельно краю последнего материкового ледника. Вдоль краевой области оледенения фиксируется максимальный палеосток в 600–800 мм. Что может быть связано как с малыми потерями стока в северных областях, так и большой озерностью моренных равнин и формированием местных осадков. В направлении на юг слой стока уменьшается до 100–200 мм, что связано с зональным ростом температур и уменьшением осадков.

Таким образом, открытие больших палеорусел показывает, что на некотором этапе эрозионные и русловые процессы имели самое широкое распространение, реки были шире (до 15 раз) и глубже современных. К этим рекам были приурочены многочисленные крупные, глубоко врезанные линейные формы эрозии – современные балки и суходолы. Большим палеостоком Волги объясняется также и высокий уровень Каспийского моря в то время.

15.9.3. Информация о донных осадках в морях Берингово и Чукотское

Для восстановления физико-географических обстановок прошлого шельфовых морей была использована информация о расселении фораминифер (тип раковых одноклеточных организмов) в течение голоцена и донные осадки [15]. Отложения голоцена были вскрыты в трех районах: в северо-западной части северного шельфа Берингова моря, Беринговом проливе и в Чукотском море. В разрезах отложений по изменению состава фораминифер и структуры их сообществ выделены пять экологических зон, соответствующих климатическим стадиям голоцена, как показано в табл. 15.3 [14].

Таблица 15.3

Подразделения голоцена и экологические фораминиферовые зоны

Возраст, тыс. лет назад (Стратиграфический кодекс СССР, 1977)	Климатические стадии		Фораминиферовые экологические зоны
	Sernander, 1908	Hafsten, 1970	Свиридова, 1981, 1982, 1988, 1989, 1990
До 2–3	Субатлантическая	Кататермал	I Трансгрессия теплая (0 м)
От 2–3 до 4–5	Суббореальная	Мегатермал	II Регрессия холодная (–10 м)
От 4–5 до 7–8	Атлантическая	Мегатермал	III Трансгрессия максимальная наиболее теплая (+5 м)
От 7–8 до 8–9	Бореальная	Анатермал	IV Регрессия холодная (–20 м)
От 8–9 до 10–11	Предбореальная	Анатермал	V Трансгрессия

Для каждой стадии были установлены климатические особенности и показатели температуры воды, солёности и глубин. Изменение этих показателей за голоцен показано на рис. 15.15.

В результате для каждой стадии голоцена установлены следующие закономерности. По спорово-пыльцевым спектрам в субатлантической стадии (экозона I) условия среды в Беринговом и Чукотском морях были близки к современным. Это время отличается высокопродуктивными сообществами фораминифер, потеплением и повышением уровня моря и трансгрессивной стадией морского бассейна.

Суббореальная стадия (экозона II) отличается развитием более мелководных и холодноводных, обычно малопродуктивных сообществ фораминифер. Особенно низкая численность бентосных фораминифер отмечается в центральной котловине Чукотского моря, в северо-западной и центральной частях северного шельфа Берингова моря, где она была в 10 раз ниже современной. Температура вод

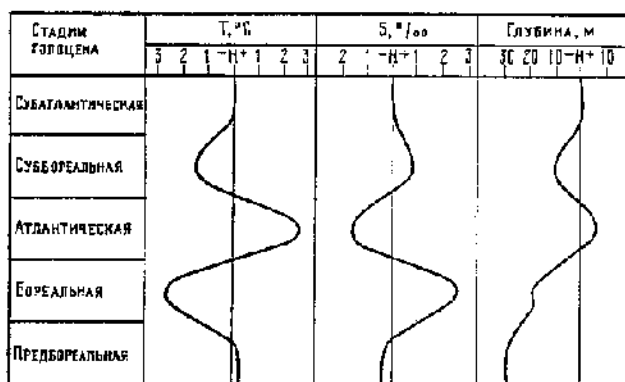


Рис. 15.15. Изменение в голоцене глубин, температур и солёности вод в Беринговом и Чукотском морях (в отклонениях от настоящего времени N)

в это время была на 2°C ниже, чем в настоящее время, а солёность вод меньше на $0,5\text{--}1\text{ ‰}$. Похолодание климата в суббореальное время совпадает с обмелением морского шельфа Берингова моря и Берингова пролива. Глубина дна в Чукотском море, по данным изменения сообществ бентосных фораминифер, в это время была меньше современной примерно на $10\text{--}15\text{ м}$ вследствие трансгрессии моря.

Атлантическая стадия (экозона III) отличается развитием более тепловодных глубоководных повсеместно высокопродуктивных сообществ бентосных фораминифер. Продуктивность их была близка к современной, а некоторых частях морей даже выше в $3\text{--}5$ раз. Температура вод в это время была на 2°C выше современной, а солёность выше на $1\text{--}2\text{ ‰}$. Потепление климата совпадает с углублением морского шельфа и Берингова пролива и увеличением средних глубин по сравнению с современными на 5 м . Для Берингова моря повышение уровня на 3 м выше современного началось 6 тысяч лет назад, а на побережье Чукотского полуострова максимум трансгрессии приходится на $6\text{--}7$ тыс. лет назад. Также установлено, что дельта р. Юкон отступала в этот период на 300 км от современной.

Бореальная стадия (экозона IV) снова связана с развитием более мелководных и холодноводных малопродуктивных сообществ фораминифер. Температура вод была в это время на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ ниже современной, а солёность на $1\text{--}3\text{ ‰}$ выше. Глубины морей были на $15\text{--}20\text{ м}$ меньше современных, а уровень моря ниже современного на $14\text{--}19\text{ м}$ соответственно в Беринговом и Чукотском морях. В это время июльские температуры на Чукотке не превышали $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$.

Предшествующая предбореальная стадия (экозона V) связана с развитием тепловодных сообществом одноклеточных организмов при температуре чуть выше современной, солёности чуть ниже, а уровень моря был выше современного в среднем на 30 м. Между 11 и 12 тыс. лет назад Чукотское и Берингово моря над шельфом были покрыты весь год сплошным льдом, а во время последнего оледенения шельфы этих морей представляли собой сушу, покрытую степями и тундрой.

Таким образом, на протяжении голоцена наблюдались, по крайней мере, полтора цикла колебаний температуры и солёности с максимумом температуры в атлантическую стадию, которая превышала современную почти на 3 °C, а уровень моря в предбореальную стадию был выше современного почти на 30 м. Наибольшее же понижение температуры имело место в бореальную стадию до 3 °C от современного.

15.10. Источники палеоклиматической информации

Сведения о климатах отдаленных эпох получены в результате изучения материалов о природных условиях прошлого различными методами, начиная от геологических, палеонтологических, палеобиологических и кончая изотопным анализом ледяных кернов и материалами летописей. Каждый из рассмотренных методов применим для определенного временного интервала. Так, изотопные методы позволяют определить состав и условия элементов природной среды на протяжении сотен миллионов лет, а дендрохронологические только за последние несколько тысяч лет. Большое значение для изучения климатов прошлого имеют материалы о географическом распределении живых организмов, растений, которое существенно зависит от климатических условий. Однако, применение этого метода дает более надежные результаты для не очень отдаленного прошлого, когда растения мало отличались от современных. Для более древних эпох и других видов растений применение принципа актуализма становится затруднительным.

Разными являются и объекты палеоклиматических исследований: это океанические осадки, озерные и торфяные отложения, кораллы, ледяные керны, отпечатки листьев, семена и плоды растений, кольца деревьев и другие. В горах важной характеристикой климатов прошлого могут быть данные о высоте снеговой линии,

положение которой определяется режимом температуры и осадков. На основе разных объектов исследования можно получить и разные климатические характеристики палеоклиматов. Так, материалы о колебаниях уровня таких замкнутых водоемов, как, например, Каспийское море, позволяют оценить приток воды в этот водоем и, следовательно, количество осадков в бассейнах питающих его рек для разных периодов времени. На основе изотопного и геохимического анализа ледяных кернов можно получить информацию не только о температурах воздуха, но и о газовом составе атмосферы. Соответствие между рассматриваемыми палеоиндикаторами (объектами исследования), методами, оптимальным периодом их применения и основными получаемыми климатическими параметрами приведены в табл. 15.4 [8].

Подводя итоги эффективности перечисленных методов, следует отметить, что, за исключением относительно короткого современного периода, практически все имеющиеся сведения о климатах прошлого относятся к режиму температуры воздуха, поверхности почвы или водоемов, а также в меньшей степени к режиму увлажненности на континентах. Материалы ледяных кернов дополнительно дают информацию о газовом составе атмосферы. Остальные полученные климатические показатели являются фрагментарными, например, о преобладающих ветрах по форме ископаемых дюн и барханов.

Таблица 15.4

Основные источники палеоклиматической информации

Объект исследования	Метод исследования	Оптимальный период исследования	Основные климатические параметры
Океанические осадки	Изотопный состав микрофауны Морфологический анализ биогенных осадков Минералогический состав осадков	Последние 100–130 млн лет	Объем континентальных льдов, температура поверхностных и придонных вод, преобладающее направление ветра
Кораллы	Изотопный метод Sr/Ca	Плейстоцен	Температура поверхности воды
Ледяные керны континентальных ледников Гренландии и Антарктиды. Ледяные керны из горных районов	Изотопный анализ Геохимический анализ Газоаналитические исследования	Поздний плейстоцен и голоцен	Температура воздуха, газовый состав атмосферы, прозрачность атмосферы, вулканический аэрозоль

Объект исследования	Метод исследования	Оптимальный период исследования	Основные климатические параметры
Листовые отпечатки, семена и плоды растений	Палеоклиматический Карпологиический	От мела до голоцена (последние 100 млн лет)	Температура воздуха, условия увлажнения
Озерные и торфяные отложения	Спорово-пыльцевой анализ Палеонтологический Палеоботанический Изотопный анализ	Кайнозой (последние 60 млн лет)	Температура воздуха, осадки, влажность почвы
Бессточные озера	Геоморфологический	Последние 40–50 тыс. лет	Уровень озер, осадки
Годичные кольца деревьев	Дендроклиматический анализ Изотопный анализ	Последние 5–8 тыс. лет	Температура воздуха и осадки
Письменные свидетельства и археологические раскопки		Поздний плейстоцен и голоцен	Условия увлажнения, температуры и осадки

Литература

1. Берлин Т.С., Хабаков А.В. Результаты определений палеотемператур кальций-магнийевым методом по карбонатным органическим остаткам и замещающим породам // Геохимия. 1974, JVс 4. – С. 594–601.
2. Битвинскас Т.Т. Дендроклиматические исследования. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 172 с.
3. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. – Л.: Недра, 1969. – 207 с.
4. Брукс К. Климаты прошлого. – М.: Иностран. лит., 1952. – 356 с.
5. Будыко М.И. Современное изменение климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 46 с.
6. Вагнер Г. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. – М.: Техносфера, 2006. – 575 с.
7. Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. – Л.: Недра, 1979. – 247 с.
8. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 216 с.
9. Казанский Ю.П., Катаева В.Н., Шугурова Н.А. О составе древних атмосфер по данным изучения газовых включений кварцевых пород / Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. – Новосибирск, 1973. – С. 5–12.
10. Кондратьев К.Я. Сравнительная метеорология планет. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 48 с.
11. Личков Б.Л. Движение материалов и климаты прошлого Земли. – Л.: Изд-во АН СССР, 1935. – 127 с.

12. Монин А.С., Шишиков Ю.А. История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 406 с.
13. Силицын В.М. Введение в палеоклиматологию. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1980. – 248 с.
14. Полякова Е.И. Голоцен Арктических морей Евразии (диатомная стратиграфия и палеоокеанология) // Океанология. 1997. Т. 37, № 2. – С. 269–278.
15. Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. – М.: Наука, 1994. – 95 с.
16. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатические изменения стока рек на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье. В сборнике: Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. – Волгоград: Изд. ВГПУ, 2010. – С. 118–140.
17. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. – М.: Наука, 1973. – 255 с.
18. Условия древнего осадконакопления и их распознавание. – М.: Мир, 1974. – 327 с.
19. Учебное пособие по дисциплине «Палеоклиматология» – для студентов специальности 020000 «Биология». – Сибирский федеральный университет, 2008. – 127 с.
20. Шварцбах М. Климаты прошлого. – М.: Иностранная литература, 1955. – 283 с.
21. Методы дендрохронологии. Ч. I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации / С.Г. Шиятов, Е.А. Ваганов, А.В. Кирдянов и др. – Красноярск: КрасГУ, 2000. – 80 с.

Лекция 16. Исторические изменения климата до четвертичного периода

16.1. Происхождение земной атмосферы и ее эволюция

Согласно современным космогоническим представлениям, заложенным О.Ю. Шмидтом еще в начале 1940-х годов, планеты Солнечной системы, в том числе Земля и Луна, образовались за счет аккреции (слипания и дальнейшего роста) твердых частиц газопылевого протопланетного облака. Обычно исходная плотность межзвездных облаков бывает недостаточной для гравитационного сжатия и развития в них самопроизвольных процессов звездо- и планетообразования. Однако, взрывы сверхновых сопровождаются возникновением в межзвездной среде ударных волн. Если такие волны пересекают газопылевое облако, то на их фронте резко повышаются давление и плотность вещества, в результате чего могут возникнуть сгущения, способные в дальнейшем к сжатию уже за счет самогравитации. Поэтому взрывы сверхновых звезд не только

поставляют новое вещество в космическое пространство, но и служат тем механизмом, который, в конце концов, приводит к формированию новых поколений звезд и окружающих их планетных систем. По-видимому, именно такая ситуация возникла около 4,7 млрд лет назад в окрестностях протосолнечного газопылевого облака.

Из всех планет Солнечной системы только Земля обладает уникальной атмосферой, благоприятной для развития и процветания высших форм жизни. Такой оптимальный для жизни состав земной атмосферы постепенно возник благодаря длительным взаимодействиям процессов дегазации Земли с геохимическими и биологическими преобразованиями вещества, приведшими к связыванию отдельных компонент атмосферы, например, углекислого газа, сероводорода, галогенов и других в осадочных породах и гидросфере нашей планеты и, наоборот, к высвобождению кислорода [4, 17]. Но все эти биогеохимические преобразования состава атмосферы могли осуществляться только в узком температурном диапазоне существования жидкого состояния воды, что обусловлено благоприятным расстоянием от Земли до Солнца и светимостью самого Солнца как спокойной и небольшой звезды. На рис. 16.1 показаны изменения во времени значений солнечной постоянной для Земли, Венеры и Марса и нанесены интервалы значений солнечной энергии, соответствующие пределам существования жидкой воды [13].

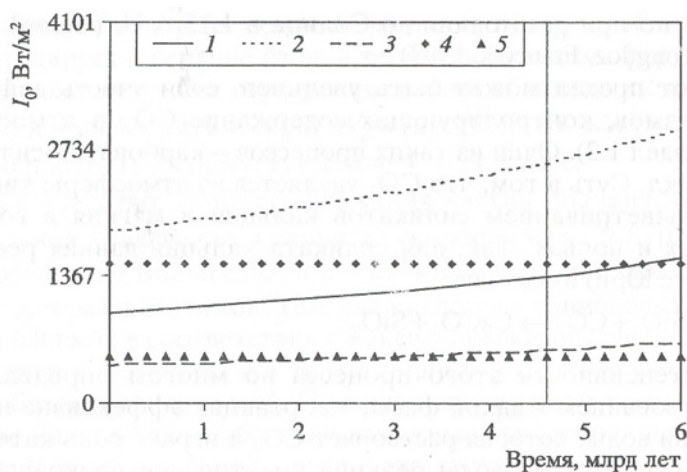


Рис. 16.1. Изменение значений солнечной постоянной Земли (1), Венеры (2) и Марса (3), 4, 5 – верхний и нижний пределы значений солнечной постоянной, при котором существует жидкая вода

Из рисунка видно, что на начальных стадиях существования Земли приходящая солнечная энергия была практически на 1/3 меньше, чем в настоящее время, а условия существования жидкой воды из всех трех планет имели место только для Земли.

Для того, чтобы понимать историю колебаний климата во времени, прежде всего, необходимо иметь представление о геохронологической шкале, приведенной на рис. 16.2.

В соответствии с диаграммой рис. 16.2, современная эра явной жизни – фанерозой составляет всего 13 % от всей истории Земли и именно в ее начале сформировались условия для аэробной жизни. В истории Земли выделяется 6 основных эр: катархей («ниже древнейшего»), начавшийся около 4500 млн лет назад; архей («древнейший»), начавшийся около 3500 млн лет; протерозой («первичная жизнь»), начавшийся 2500 млн лет назад; палеозой («древняя жизнь»), начавшийся около 534 млн лет назад; мезозой («средняя жизнь»), начавшийся 248 млн лет назад и современная эра – кайнозой («новая

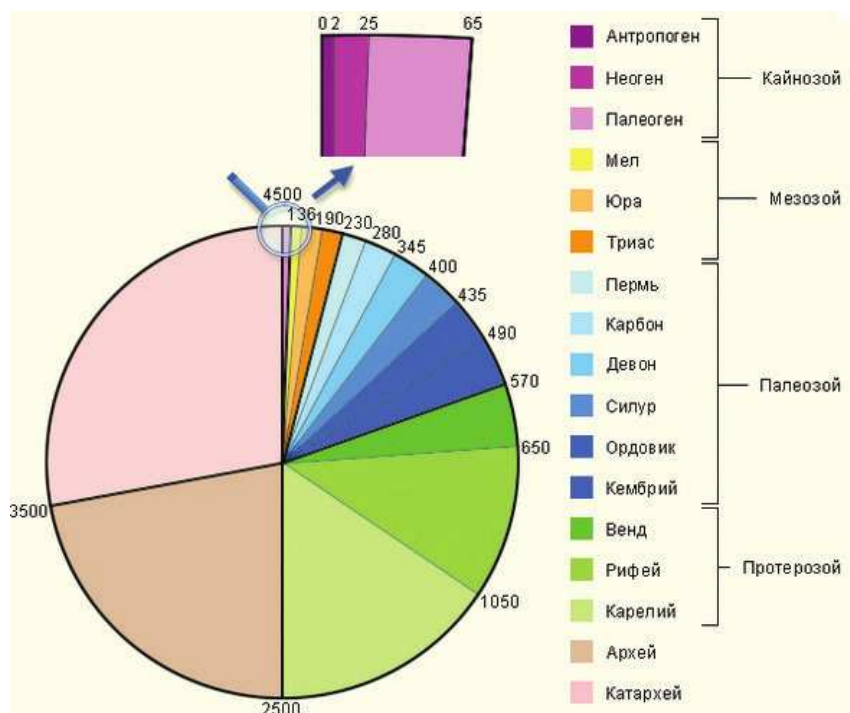


Рис. 16.2. Геохронологическая диаграмма

жизнь»), начавшийся 65 млн лет назад [10]. Весь период времени до палеозоя называется криптозой или докембрий.

Помимо общего роста приходящей солнечной радиации на протяжении всей истории Земли замедлялась скорость ее вращения, увеличивалась продолжительность суток в часах и соответственно уменьшалась продолжительность календарного года. Так, в катархее продолжительность суток составляла всего 3–6 ч, в архее – 9 ч, а продолжительность года включала 900 дней, в протерозое сутки составляли 10–15 ч и год равнялся 600 дням, в кембрийском периоде скорость вращения Земли стала приближаться к современной и продолжительность суток составляла уже 21 ч при продолжительности года 424–412 дней. В девонском периоде сутки составляли 22 ч, в триасовом – 23 ч и только в юрском периоде продолжительность суток приблизилась к современным 24 ч.

После формирования Земли из протопланетного облака и прекращения бомбардировок кусками протопланетного вещества, и в это время температура варьировала значительно, произошли следующие важные события:

- распалась большая часть радиоактивных изотопов элементов,
- уменьшилась диссипация энергии приливов благодаря отодвиганию Луны от Земли,
- произошла значительная гравитационная дифференциация земного вещества.

В результате основными факторами, влияющими на температуру поверхности Земли, остались:

- поток солнечной энергии, поступающей к Земле;
- условия прохождения через атмосферу (парниковый эффект).

Солнечная светимость и парниковый эффект изменялись разнонаправлено – солнечная светимость постепенно росла (вначале составляла 1/3), а парниковый эффект в целом уменьшался от очень высокого при начальной дегазации земных недр и отсутствия путей вывода из атмосферы. Эти разнонаправленные процессы позволили удерживать температуры на поверхности Земли в относительно узком коридоре, в котором возможна биологическая жизнь.

Во-первых, в катархее молодая Земля сразу же после своего образования была относительно холодным космическим телом и нигде в ее недрах температура не превышала температуру плавления земного вещества. Во-вторых, первичная Земля имела достаточно однородный состав и, следовательно, тогда еще не существовало ни земного ядра, ни земной коры. Кроме того, молодая Земля тогда была лишена гидросферы и плотной атмосферы.

В первой половине архея температуры на поверхности опустились до уровня примерно 150 °С и ниже, что в условиях мощной атмосферы с высоким давлением, позволило начать конденсироваться водяным парам. Наличие жидкой воды включило механизмы геохимического, неорганического вывода углекислого газа из атмосферы. В это время температура опустилась примерно до 70–90 °С, и сохранялась на таком уровне почти до конца архея.

По наиболее реалистичным представлениям (Rubey, 1951; Полдервард, 1957; Виноградов, 1967, 1969; Шопф, 1982; Холленд, 1989; и др.), атмосфера Земли, как и ее гидросфера, образовалась благодаря дегазации мантии – процесса, происходящего и сейчас, но развивавшегося наиболее интенсивно на ранних этапах существования Земли и начала ее тектонической активности примерно 4 млрд лет назад. Обычно принимается, что первичная атмосфера состояла из паров воды, углекислого газа и других газовых фракций (H_2S , CO , H_2 , N_2 , CH_4 , NH_3 , HF , HCl , Ar), то есть была восстановительной. Развитие атмосферы с освобождением газообразного кислорода происходило в основном благодаря фотохимическим реакциям в верхних слоях атмосферы и фотосинтеза появившихся еще в раннем докембрии сине-зеленых водорослей.

Рассматривая происхождение и эволюцию атмосферы Земли, необходимо учитывать, что земное вещество (по сравнению с солнечным) было сильно обеднено летучими и подвижными элементами и соединениями. В противном случае современная атмосфера (и гидросфера) была бы значительно более мощной. Так, по оценкам Б. Мейсона (1971), относительное содержание водорода на Земле (по отношению к кремнию) меньше, чем в космосе в $10^{6.6}$ раза, азота – в $10^{5.9}$, углерода – в 10^4 , инертных газов – в 10^6 – 10^{14} раза. Поэтому, несмотря на распространенность в космическом пространстве таких летучих соединений, как H_2 , He , N_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , NH_3 и других, в земном веществе их оказалось исключительно мало. По-видимому, такая первичная и значительная дифференциация земного вещества произошла еще на допланетной стадии развития Солнечной системы за счет интенсивного выметания летучих и легкоподвижных компонентов из внутренних частей протопланетного газопылевого облака на его периферию в область формирования планет-гигантов.

Находящиеся же в Земле летучие соединения и элементы (H_2O , CO_2 , N_2 , HCl , HF и другие) могли попасть в нее только в связанном состоянии: вода с гидросиликатами, азот с нитридами и нитратами, углекислый газ с карбонатами, галогены с галоидами и т.д. Поэтому

в процессе роста Земли такие компоненты оказывались погребенными в недрах, а те остатки реакционно-активных летучих соединений, которые освобождались при ударных взрывах, падавших на Землю планетезималей, должны были усиленно сорбироваться и тоже погребались под новыми слоями выпадавшего на Землю метеоритного вещества. Поэтому можно принять, что первичная атмосфера Земли состояла из инертных и благородных газов.

Как видно из графиков рис. 16.3 (верху), в катархее, около 4,6–4 млрд лет назад, атмосфера Земли была менее плотной, чем сейчас и состояла в основном из азота (0,67 атм), лишь с небольшими примесями благородных газов ($\sim 2 \cdot 10^{-5}$ атм).

На том же рис. 16.3 внизу приведена динамика роста кислорода (O_2) в процентах от современного, который появился в атмосфере Земли в достаточных количествах примерно 1 млрд лет назад и кривая падения углекислого газа (CO_2) в количестве раз от современного, из которой следует, что в первичной атмосфере Земли CO_2 было в 500–600 раз больше, чем сегодня [16]. Здесь же показана и кривая падения глобальной температуры от 80–85 °C в архее до современных 15 °C.

В архее началось сравнительно быстрое нарастание давления углекислого газа, и атмосфера в основном стала углекислотной с подчиненным содержанием азота. В пике развития архейской атмосферы парциальное давление углекислого газа превышало 5 атм при парциальном давлении азота около 1 атм, поэтому суммарное давление атмосферы тогда (около 2,7 млрд лет назад) превышало 6 атм. Помимо углекислого газа в атмосфере раннего архея должен был накапливаться метан, образующийся при окислении железа водой в присутствии углекислого газа. В составе атмосферы того времени метан мог даже превалировать над CO_2 . Кроме того, в архее в небольших количествах генерировалась и окись углерода, возникающая при взаимодействии углекислого газа с горячим железом. Отсюда видно, что атмосфера в начале раннего архея, была существенно восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу. В дальнейшем, приблизительно через 100 млн лет, после полной гидратации первозданного реголита, восстановительный потенциал архейской атмосферы должен был резко снизиться благодаря фотодиссоциации метана солнечным излучением и образования формальдегида. В результате архейская атмосфера стала углекислотно-азотной лишь с небольшими добавками метана и равновесным содержанием влаги.

В протерозое после выделения земного ядра и резкого снижения тектонической активности Земли в океанической коре возник серпентинитовый слой и резко активизировались процессы связывания углекислого газа в карбонатах. В результате довольно быстро (в течение примерно 100 млн лет) из атмосферы оказался выведенным практически весь углекислый газ и земная атмосфера стала азотной с общим давлением около 1 атм. Наконец, после полного

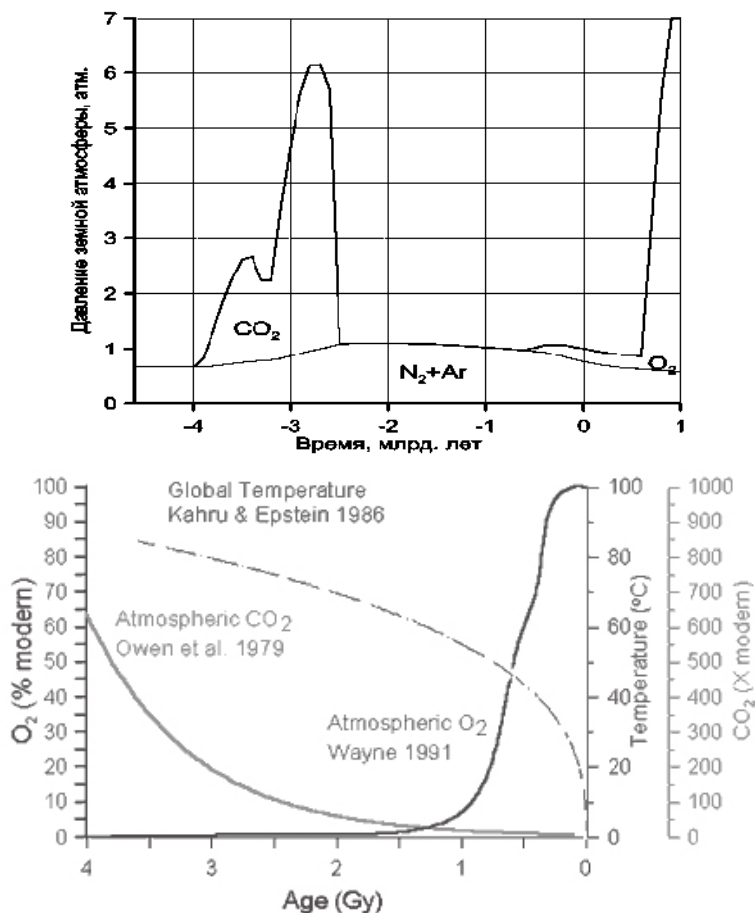


Рис. 16.3. Эволюция состава и давления земной атмосферы (вверху) и динамика кислорода (O₂), углекислого газа (CO₂) и температуры поверхности Земли (внизу)

исчезновения свободного (металлического) железа из мантии в конце протерозоя в атмосфере фанерозоя стал постепенно накапливаться кислород, и она приняла привычный азотно-кислородный состав, а ее давление поднялось до 1 бара. В фанерозое максимального давления атмосфера, по-видимому, достигала в середине мезозоя, когда скорость генерации кислорода стала максимальной в связи с широким распространением тогда по Земле цветковых растений.

16.2. Древний климат до фанерозоя

Формирование древнего климата определялось такими основными характеристиками как изменение светимости Солнца, изменение состава атмосферы (в основном уменьшение углекислого газа и его динамика), уменьшением температуры атмосферы и поверхности Земли, приливной эволюцией бинарной системы «Земля–Луна», изменением конфигурации и расположения материков и океанов и отдельными событиями катастрофического характера [15]. В связи с практическим отсутствием информации в отношении древнего климата можно говорить только о самых значительных событиях, следы которых сохранились до наших дней в разных геоморфологических, геохимических и геофизических признаках. Такими климатическими событиями являются крупные потепления и похолодания или оледенения [14]. До фанерозоя в истории Земли прошли три наиболее продолжительные эры: катархей, охватывающий первые 600 млн лет, архей длившийся 1,4 млрд лет и протерозой – самая большая эра в истории, продолжавшаяся около 2 млрд лет и представленная двумя периодами: верхний более ранний – рифей (продолжительность 859 млн лет) и нижний более поздний – карелий, продолжавшийся ровно 1 млрд лет. Кроме того, последним периодом палеозоя или даже отдельным интервалом времени примерно в 80 млн лет между протерозоем и фанерозоем, был венд.

В катархее Земля только формировалась как небесное тело и поэтому понятие климата для нее отсутствовало, также, как и не известны осадочные породы этого времени.

Вместе с тем в материале, из которого образовалась Земля, могло быть значительное количество воды. В процессе формирования планеты, когда она была менее массивной, молекулы воды преодолевали земную гравитацию с большей легкостью. Водород и гелий, как полагают, постоянно улетучиваются и по сей день из-за рассеивания атмосферы. При формировании Луны возможно была разрушена прото-Земля, и поверхность должна была бы расплавиться на

одной или двух больших площадях. Нынешний состав не соответствует полному плавлению, так как трудно полностью расплавить и смешать огромные массы горных пород. Тем не менее изрядная часть материала должна была испариться при таком воздействии и из испарившихся горных пород вокруг молодой планеты появилась бы атмосфера. В течение 2 тыс. лет испарившиеся горные породы конденсировались, в результате чего оставались горячие летучие вещества, которые, вероятно, образовали тяжелую углекислую атмосферу с водородом и водяным паром. Жидкая вода океанов существовала несмотря на поверхностную температуру 230 °C из-за давления тяжелой атмосферы, состоящей из углекислого газа. Охлаждение продолжалось, в атмосфере значительно снизилось количество углекислого газа из-за субдукции и растворения в воде океанов, но концентрация резко колебалась из-за новых движений земной коры и мантии. При исследовании циркона обнаружили, что жидкая вода, возможно, существовала ещё 4400 млн лет назад, вскоре после образования Земли. Действие тектоники литосферных плит и океанов поглотило большое количество углекислого газа, устранило тем самым парниковый эффект и привело к гораздо более прохладной температуре поверхности и формированию твердых пород, и, возможно, даже жизни. В общем в катархее имело место обильное количество воды с высокой кислотностью и агрессивная восстановительная атмосфера, а также его можно считать самым теплым периодом всей истории планеты.

В самом начале архейской эры воды на Земле было мало, вместо единого океана существовали лишь разрозненные мелководные бассейны. Температура воды достигала 70–90 °C, что могло наблюдаться лишь в случае существования у Земли того времени плотной углекислотной атмосферы. Ведь из всех возможных газов только CO₂ мог создать повышенное давление атмосферы (для архея – 8–10 бар). Азота в атмосфере раннего архея было очень мало (10–15 % от объёма всей архейской атмосферы), кислород вообще практически отсутствовал, а такие газы, как метан, неустойчивы и быстро разлагаются под влиянием жёсткого излучения Солнца (особенно в присутствии гидроксил-иона, также при этом возникающего во влажной атмосфере). Температура архейской атмосферы при парниковом эффекте достигала почти 120 °C. Если бы при том же давлении атмосфера в архее состояла, например, только из азота, то приземные температуры были бы ещё выше и достигали 100 °C, а температура при парниковом эффекте превышала бы 140 °C.

Примерно 3,4 млрд лет назад количество воды на Земле значительно увеличилось и возник Мировой океан, перекрывший гребни срединно-океанических хребтов. В результате заметно усилилась гидратация базальтовой океанической коры, а скорость роста парциального давления CO_2 в позднеархейской атмосфере несколько снизилась. Наиболее радикальное падение давления CO_2 произошло только на рубеже архея и протерозоя после выделения земного ядра и связанного с ним резкого уменьшения тектонической активности Земли. Благодаря этому в раннем протерозое столь же резко сократились выплавки океанических базальтов. Базальтовый слой океанической коры стал заметно более тонким, чем он был в архее, и под ним впервые сформировался серпентинитовый слой – главный и постоянно обновляемый резервуар связанной воды на Земле.

В архейской эре возникли также и первые живые организмы. Они были гетеротрофами и в качестве пищи использовали органические соединения первичного «бульона». Первыми жителями нашей планеты были анаэробные бактерии. Важнейший этап эволюции жизни на Земле связан с возникновением фотосинтеза, что обуславливает разделение органического мира на растительный и животный. На протяжении почти всей архейской эры живые организмы были одноклеточными, сильно зависимыми от природных факторов существования. И лишь на рубеже архея и протерозоя произошло два крупных эволюционных события: появились половой процесс и многоклеточность. Гаплоидные организмы (бактерии и сине-зелёные водоросли) имеют всего один набор хромосом и каждая новая мутация сразу же проявляется у них в фенотипе. Если мутация полезна, она сохраняется в процессе естественного отбора, если вредна, устраняется. Гаплоидные организмы непрерывно приспосабливаются к среде, но принципиально новых признаков и свойств у них не возникает. Половой процесс резко повышает возможность приспособления к условиям среды, вследствие создания бесчисленных комбинаций в хромосомах. Диплоидность, возникшая одновременно с оформленным ядром, позволяет сохранить мутации и использовать их как резерв наследственной изменчивости для дальнейших эволюционных преобразований.

К концу архея, примерно около 2,5–2,4 млрд лет назад при значительном уменьшении тектонической активности понизилась дегазация недр и ускорился вывод углекислого газа из атмосферы. В результате всего за сотню-полторы миллионов лет основные запасы углекислого газа были выведены из атмосферы, наступило первое в истории Земли и самое мощное оледенение, известное

как гуронское продолжительностью около 300 млн лет при котором средняя температура поверхности снизилась с +50 до +10 °С и даже до +7...+8 °С. Геологические свидетельства оледенения лучше всего представлены в обнажениях горных пород к северу от озера Гурон в южной части Канады, в честь которого и было названо оледенение. В хронологически предшествующих гуронским ледниковым отложениям слоях встречаются обломки уранита и пирита, что свидетельствует о низком уровне кислорода в атмосфере до оледенения. Поверх ледниковых отложений идёт слой песчаника, содержащего гематит – минерал, присутствие которого указывает на высокое содержание кислорода в атмосфере. Причиной гуронского оледенения была кислородная катастрофа, в ходе которой в атмосферу Земли поступило большое количество кислорода, выработанного фотосинтезирующими организмами. Метан, который ранее присутствовал в атмосфере в больших количествах и давал основной вклад в парниковый эффект, соединился с кислородом и превратился в углекислый газ и воду. Изменения состава атмосферы, в свою очередь, привели к сокращению численности метаногенов, что вызвало дополнительное снижение уровня метана. Колоссальные масштаб и длительность гуронского оледенения могут быть связаны и с так называемым парадоксом слабого молодого Солнца. В дальнейшем произошло некоторое накопление углекислого газа в атмосфере, и температуры повысились, хотя так и не достигли архейских значений. Средние температуры большей части протерозоя составляли около 35–40 °С.

Следующая протерозойская эра – это самая длинная эпоха в истории Земли. Она началась 2,5 млрд лет назад и закончилась 541 млн лет назад. За это время Земля превратилась из бескислородной планеты микробов, прокариот в кислородную планету многоклеточных организмов. Начало протерозойской эры обусловлено продолжающимся гуронским оледенением, следы которого обнаружены не только в Канаде, а также и в Африке и Индии. За гуронской ледниковой эпохой последовали еще три: гнейсёская, стёртская и варангская.

Помимо самого продолжительного на Земле гуронского оледенения наиболее значимыми событиями протерозоя являются:

1) кислородная катастрофа в палеопротерозое и появление озонового слоя. Не позднее, чем 2,4 млрд лет назад содержание кислорода в атмосфере уже достигло 10 % от современного и произошла кислородная катастрофа, хотя даже при достижении «точки Пастера» (1 % содержания кислорода от современного) обеспечивается

устойчивая жизнедеятельность одноклеточных аэробных организмов;

- 2) формирование современного объема мирового океана;
- 3) появление многоклеточных организмов (губки, грибы);
- 4) образование почвы за счет жизнедеятельности прокариот: бактерий и одноклеточных водорослей, живших и на суше, в пленках воды между минеральными частицами в зонах частичного затопления вблизи водоёмов.

Кроме кислородной катастрофы в эпоху самого раннего периода протерозоя – палеопротерозоя наступает первая стабилизация континентов. Следующий за палеопротерозоем период мезопротерозой – это время формирования суперконтинента Родиния. Третий и последний из протерозойских периодов – неопротерозой характеризуется распадом Родинии и масштабным оледенением, охватившим практически всю поверхность суши. Кроме того, именно к этому временному интервалу относятся древнейшие ископаемые останки животных, что связано с формированием у них твёрдого скелета.

В результате естественной эволюции Солнце в протерозое давало больше света, чем в архее при повышении своей светимости на 6 % за каждый миллиард лет. Тем не менее, Земля в начале протерозоя не нагревалась и данные палеомагнитных измерений указывают на наличие мерзлых пород в районе экватора. Поэтому гуронское оледенение могло быть глобальным и некоторые ученые предполагают, что это и последующие протерозойские ледниковые периоды были настолько серьёзными, что планета была полностью заморожена от полюсов до экватора. Эта гипотеза называется «Земля-снежок» («Snowball Earth»). При этом, ледниковый период около 2,3 млрд лет назад мог быть непосредственно вызван увеличением концентрации кислорода в атмосфере, что привело к уменьшению содержания метана (CH_4). Метан является сильным парниковым газом, но с кислородом реагирует с образованием CO_2 – менее эффективного парникового газа. Когда свободный кислород появился в атмосфере, концентрация метана могла резко снизиться, что привело к уменьшению парникового эффекта и похолоданию. Кроме того, мощности гуронского оледенения способствовало расположение материков в то время в непосредственной близости от экватора. Дело в том, что когда Земля охлаждается, в силу каких-либо причин, реакция извлечения углекислого газа из атмосферы замедляется, тем самым препятствуя дальнейшему охлаждению. Но расположение материков в тропических широтах не позволяло замедлить

темпы удаления углекислого газа, в результате чего ледники продвинулись до экватора, а высокая отражательная способность льда способствовала дальнейшему охлаждению.

В последнюю часть протерозоя – неопротерозой в период примерно 900–600 млн лет назад на Земле вновь прошла череда сильнейших оледенений (Гнейсённое 950–900; Стёртское 810–715; Варангское 680–570). Они были обусловлены широким распространением к тому времени живых организмов, способных к фотосинтезу, причем в условиях, очень хороших для захоронения органики: отсутствие кислорода на океанических глубинах и вывода углекислого газа из атмосферы на длительный срок. Периодичность чередование таких оледенений была вызвана, вероятно, изъятием очень больших объемов углекислого газа из атмосферы биотой, похолоданием и оледенением, и в конце гибелью большей части биомассы, что приводило к сильному сокращению вывода углекислого газа из атмосферы, его накоплению в атмосфере вновь, и опять к потеплению и возрождению жизни. Следы гнейсённого оледенения обнаружены в Гренландии, Норвегии и на Шпицбергене, стёртские ледниковые отложения найдены в Австралии, Китае, Юго-Западной Африке и Скандинавии. Лучшее всего изучено последнее оледенение протерозоя – Варангское, или Лапландское, следы которого обнаружены на всех континентах (рис. 16.4).

Криогенский ледниковый период закончился примерно 635 млн лет назад, причём очень внезапно. За то время, пока Земля была скована многометровым слоем льда, в её атмосфере, благодаря вулканическим взрывам, постепенно росло количество углекислого газа, ведь механизм его удаления уже не работал. Достигнув уровня в 350 раз превышающий современный, углекислый газ, как один из важнейших парниковых газов, способствовал разогреву атмосферы и дальнейшему процессу освобождения ото льда всё больших площадей: сначала на экваторе, а затем и в более высоких широтах. Таяние льдов, в результате которого в воду попали многие биогены, а также практически полное исчезновение металлического железа из мантии, способствовали быстрому росту парциального давления кислорода: во-первых, произошёл взрывной рост популяций циано-бионтов, а во-вторых – перестал действовать механизм связывания атмосферного кислорода железом. Наступил всплеск биоразнообразия, на основании чего ранее выделялся даже особый период протерозойской эры – венд.

Изучение древних оледенений началось более 200 лет назад. Лучшее всего выявлены следы оледенений четвертичного периода,

самого молодого этапа истории Земли, продолжительностью 1,8 млн лет. Долгое время считали, что новейший этап развития оледенений ограничивался завершающей частью четвертичного периода – плейстоценом [7]. Однако новые исследования показали, что последний ледниковый этап имел гораздо большую длительность и своими истоками уходил в миоцен; соответственно предлагается более широкий термин: позднекайнозойский ледниковый этап. Этим этапом вовсе не ограничивается изучение системы «оледенение–жизнь»,

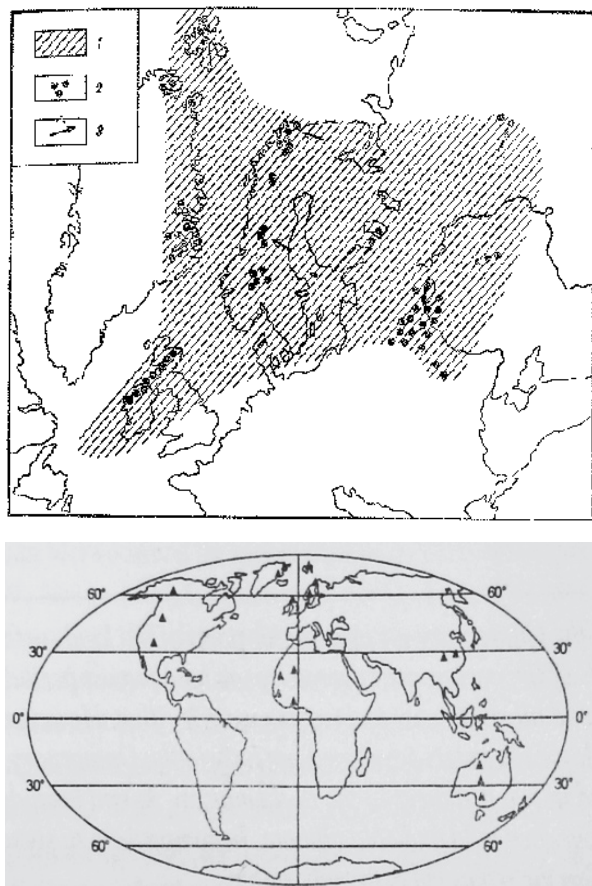


Рис. 16.4. Следы Варангского оледенения вверх: в северном полушарии (по Н.М. Чумакову, А. Кайё и А.М. Спенсеру): 1 – варангский ледниковый период, 2 – местонахождение тиллитов, 3 – направления движения льда; вниз: на других континентах

так как наша планета испытала еще несколько более древних ледниковых этапов, которые повторялись примерно через 200–250 млн лет. Помимо позднего кайнозоя, следы оледенений четко установлены в карбоне-перми, раннем палеозое и докембрии. Достаточно полно исследованы ледниковые отложения Сахары, относящиеся к позднему ордовики (460–430 млн лет назад), в которых местами встречаются типичные ледниковые долины U-образной формы со следами штриховки на скальных выступах. Кроме того, обнаружены водно-ледниковые осадки и многолетнемерзлые грунты (каменные полигоны). Позднеордовикские ледниковые образования, вероятно, накапливались в высоких широтах поблизости от морского берега. Все эти вспышки ледниковых процессов непосредственно связаны с периодами интенсивного горообразования и, таким образом, отражают результаты глубинных процессов в недрах Земли. Вероятно, оледенения были не случайными эпизодами, а вполне закономерными вехами в эволюции всей ее природы.

Докембрийские оледенения, приведенные на рис. 16.5, развивались отнюдь не в исключительных природных обстановках. Напротив, по представлениям А.В. Сидоренко, с раннего архея существовала принципиальная общность геологической истории Земли. Для архея и протерозоя установлены такие же соотношения геологических процессов, как и для последующих эпох. Поскольку древнейшие из известных пород формировались тогда, когда уже была вода в жидкой фазе, естественно, возникает предположение и о длительном развитии жизни, на что указывает присутствие живого вещества в осадочных породах докембрия. Это вещество изменило состав атмосферы и преобразовало геохимическую обстановку осадконакопления. Не исключено, что усиленная фотосинтетическая деятельность примитивных организмов стимулировала развитие древнейших оледенений.



Рис. 16.5. Ледниковые эпохи в истории Земли (по Д. Тарлингу)

Основные события докембрия, связанные с геологическими процессами, климатом, животным и растительным миром, а также важнейшие эволюционные изменения (ароморфозы) приведены в табл. 16.1.

Таблица 16.1

**Основные особенности
климата, геологии, растительного и животного мира докембрия**

Эра, возраст (в млн лет)	Климат и геологические процессы	Мир животных	Мир растений	Важнейшие аро- морфозы
Архейская, 3500	Активная вулканическая деятельность. Анаэробные условия жизни в мел- ководье	Возникновение жизни: прока- риоты (бактерии, сине-зеленые водоросли), эукариоты (простей- шие). Образование Земли		Появление фото- синтеза, появле- ние аэробного дыхания, появ- ление эукарио- тических клеток, появление поло- вого процесса, появление много- клеточности
Протеро- зойская, 2600	Поверхность планеты – го- лая пусты- ня. Частые оледенения, активное образование горных пород	Широко рас- пространены простейшие; появляются все типы беспозво- ночных, иглоко- жих; появляют- ся первичные хордовые	Широко рас- пространены сине-зеленые и зеленые водоросли, бактерии, появляются красные водо- росли	Появление двухсторонней симметрии

16.3. Климат фанерозоя до четвертичного периода

К началу фанерозоя (около 600 млн лет назад) в атмосфере накопилось очень много кислорода, кроме того, вода океанических глубин также насыщалась кислородом, благодаря совокупности биологических, так и геохимических факторов. В результате заработали и механизмы окисления, эффективно возвращающие часть захороняемого углерода из органики обратно в атмосферу в виде углекислого газа. Благодаря этому, мощные колебания содержания углекислого газа в атмосфере, и соответственно парникового эффекта, уменьшились, и климатическая система стала стабильнее.

Начиная с фанерозоя изменения средней глобальной температуры стали относительно небольшими, до 10–15 градусов. В основном это была более теплая эпоха, по сравнению с современностью, хотя за это время и произошли три оледенения, не достигшие, однако, масштаба оледенений протерозоя. Это оледенения на границе верхнего ордовика – нижнего силура (Ордовикское 460–420 млн лет назад), слабое оледенение верхнего девона (370–355 млн лет назад), и наиболее мощное среди них, пермо-карбоновое (Гондванское 350–230 млн лет назад), начавшееся в каменноугольном периоде, которые были связаны с выводом из атмосферы CO_2 (рис. 16.5). Следы двух наиболее значительных оледенений фанерозоя до четвертичного периода: ордовикского и гондванского показаны на картах рис. 16.6. Имевшие место в фанерозое колебания климата с периодами в 150–250 млн лет обусловлены накоплением захороненного углерода в предыдущие эпохи. Благодаря движению океанической коры и явлению постоянного подныривания и задвига одних плит под другие (субдукция), происходила модуляция выброса вулканами углекислого газа и метана в атмосферу, что дополняло его эмиссию из запасов углерода, накопленного на океаническом дне в предыдущие эпохи.

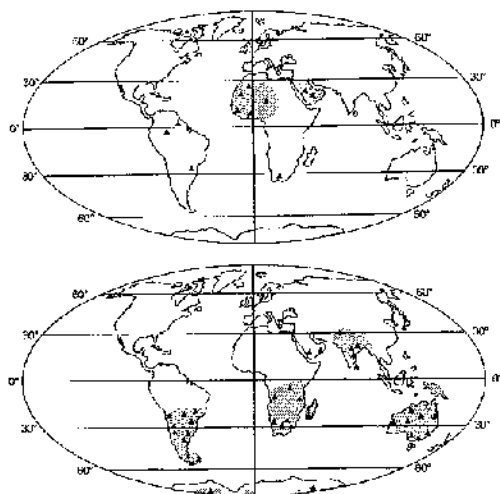


Рис. 16.6. Следы ордовикского (вверху) и гондванского (внизу) оледенений (Schwarzbach, 1974; Evles, 1983), где заштрихованные области – пространства, занятые оледенением; треугольники – найденные свидетельства оледенений

Здесь же можно привести и палеоклиматические реконструкции Альфреда Вегенера, свидетельствующие о динамике континентов в период Гондванского оледенения, проявляющегося вначале в каменноугольном периоде, а затем – в пермском (рис. 16.7).

В отложениях фанерозоя появляется больше количественных признаков, которые могут быть использованы для оценки температурных вариаций и дополнительно к геологическому методу, единственному, который применялся для восстановления климата докембрийского периода, использовались также споровой-пыльцевой анализ, изотопный метод и другие. В результате за весь период палеозоя можно было восстановить динамику температуры воздуха и состава атмосферы, как показано на рис. 16.8.

На основе палеоклиматических данных можно дать более детальную характеристику температурных условий и режима увлажнения для каждого из периодов палеозоя [8, 9]. В первом периоде палеозоя – кембрийском климат вначале был умеренным и влажный, а затем сухим и теплым. Основные массы суши были сосредоточены в тропических и умеренных широтах. Южный и Северный

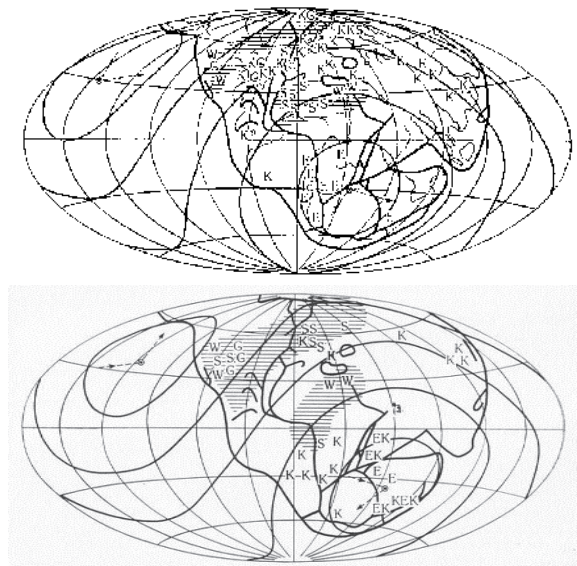


Рис. 16.7. Палеоклиматические реконструкции гондванского оледенения в каменноугольном (вверху) и пермском (внизу) периодах, где обозначены: оледенения (*E*), болота (*K* – уголь) и пустыни (*S* – соль, *G* – гипс, *W* – песчаники пустынь), заштрихованы аридные климатические области

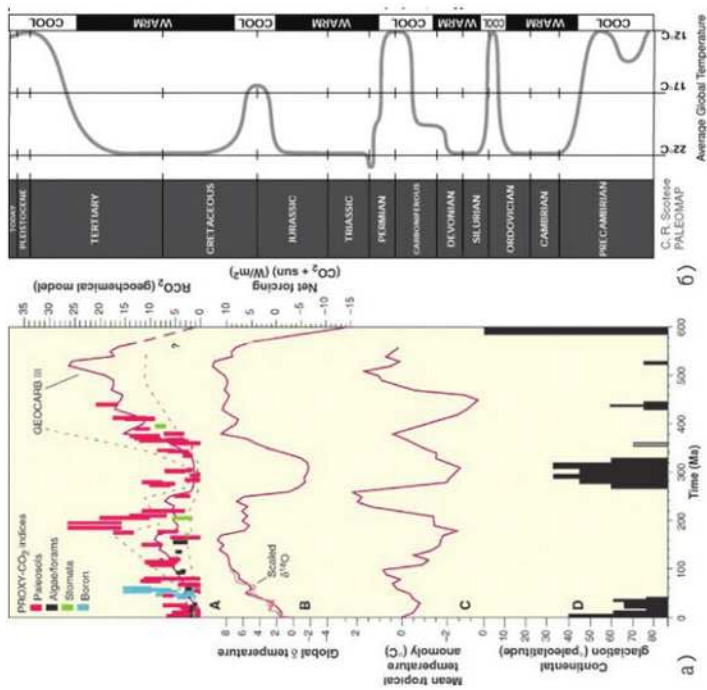
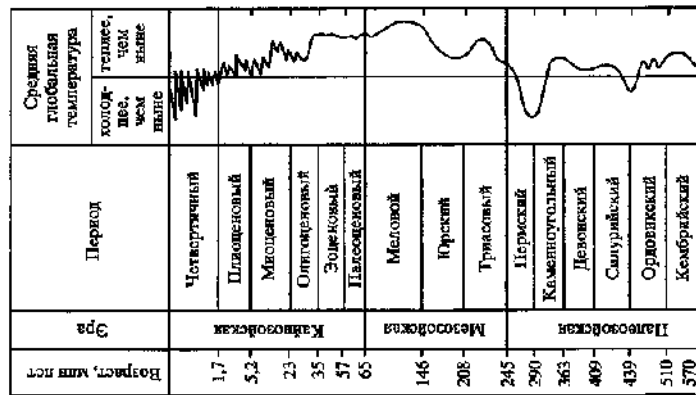


Рис. 16.8. Слева: кривая относительной глобальной температуры для фанерозоя (по Frakes, 1979, с изменениями). Справа: а) А – изменение содержания углекислого газа в атмосфере (в количествах, кратных современной концентрации), В – средней глобальной температуры, С – средней температуры тропических широт, D – величины оледенения от начала фанерозоя и до настоящего времени (Crowley, T.J. and Better, R.A., 2001); б) Сглаженные данные изменения температуры от докембрийских эпох до наших дней, с указанием конкретного температурного коридора

полюса омывались океаном, и это препятствовало образованию льда.

В ордовикском периоде температура начала понижаться и климат снова стал умеренным и влажным, что привело к новому крупному оледенению, покрывшему до 30 % поверхности материков и зарегистрированному около 450 млн лет назад в позднем ордовике. К этому времени на поверхности земного шара произошли значительные перемещения материковых плит: на западе существовали обособленные друг от друга древние аналоги Северной Америки и Евразии. На востоке материка объединились в суперконтинент Гондвана, в который входили Африка, Южная Америка, Индия, Антарктида и Австралия. Позднеордовикский Южный полюс находился на месте нынешней Сахары. Здесь развилось большое покровное оледенение, и во время этого оледенения ледниковые щиты достигали толщины 2 км [12].

К силуру, то есть 440 млн лет назад, средняя температура снова выросла примерно до 20 °С, что было на 5 °С выше современной. Климат стал более теплым. Потепление продолжалось и в девоне (от 400 до 350 млн лет назад), когда средняя температура Земли достигала 25 °С. Во многих районах бурно развивалась растительность, климат был тропическим с чередованием сухих и дождливых сезонов. Такие же условия сохранились и в каменноугольном периоде, но к концу его началось резкое похолодание, которое привело к самому мощному оледенению фанерозоя (без учета оледенений четвертичного периода) – гондванскому. Каменноугольный период, охватывающий интервал 350–285 млн лет назад, был временем, когда образовался суперконтинент Пангея, простиравшийся от Северного до Южного полюсов.

К следующей ледниковой эпохе (карбона и перми) климат пришел, по-видимому, в результате постепенного похолодания, в течение которого южный полюс перемещался из Западной Африки через Бразилию и Аргентину в Антарктиду, оставляя на своем пути цепочку силуро-девонских тиллитов – свидетельств холодного климата. В начале пермского периода мощное покровное оледенение достигло своего максимума, и средняя температура планеты упала до 8 °С, сформировалась резкая географическая зональность и возросла засушливость. Глубокое похолодание климата имело существенное влияние на развитие растительного и животного мира. К концу пермского периода вымерло 75 % семейств земноводных и свыше 80 % пресмыкающихся, но определенные виды растений, наоборот, сумели приспособиться к холодному климату.

Последующее потепление климата, возможно, вследствие перемещения южного полюса с суши в Тихий океан, прервавшее в Перми оледенение Гондваны, продолжалось, хотя и с некоторыми колебаниями, в течение всего мезозоя [12]. В начале триасового периода (230 млн лет назад) все основные массивы суши были объединены в единый суперконтинент – Пангею, простиравшуюся от северного до южного полюса, которую омывал один древний океан Тетис. Гондванское оледенение закончилось и температура стала возрастать, достигнув в середине периода наибольших значений $T = 24,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Климат был теплым и тропическим, местами субтропическим, имела место зональность и сезонные колебания температуры воздуха. Впоследствии в юрском периоде Пангея стала распадаться. Открылся широкий пролив между южным суперконтинентом Гондваной и северным суперконтинентом Лавразией, часть которого оказалась затопленной. Гондвана раскололась на Южную Америку, Африку, Индию, Антарктиду и Австралию. Юрский период характеризовался теплыми температурами на всем своем протяжении и ему была свойственна широтная зональность [5]. В юрский период на Земле царствовали динозавры.

В меловой период, то есть 135 млн лет назад, климат оставался теплым, средняя температура была $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ [11]. В Западной Европе средние годовые температуры достигали $18\text{--}22\text{ }^{\circ}\text{C}$. В целом меловой период был теплее современного, хотя широтная зональность была отчетливой даже в самые теплые века мела. В конце мелового периода происходит великое вымирание морской и наземной мезозойской флоры и фауны – погибли аммониты, белемниты, динозавры и значительная часть морского планктона. Причиной этой природной катастрофы, вероятно, было относительно кратковременное похолодание, вызванное выбросом в атмосферу огромного количества аэрозолей, которые уменьшили приток солнечной радиации к земной поверхности до значений, понизивших глобальную температуру на $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ относительно предшествующего времени и температуру морской воды в полярных районах до $7\text{--}8\text{ }^{\circ}\text{C}$ [6]. Относительно причины выброса аэрозолей в атмосферу существуют две точки зрения. Одни ученые считают, что выброс аэрозолей в атмосферу произошел в результате столкновения Земли с астероидом. Об этом свидетельствует прослойка в породах на границе между мезозоем и кайнозоем с повышенным содержанием иридия, который приносится на Землю из космоса. Другие связывают выброс аэрозолей в атмосферу с взрывным усилением в это время вулканизма, отмечая, что при извержениях наряду с пеплом и газами мог

переноситься и иридий, который содержится в ультраосновных породах мантии. Как бы то ни было, но к концу мелового периода глобальная температура снова повысилась и превышала современную на 7–10 °С. Попытки оценить широтные температурные градиенты в умеренных широтах показали, что в теплые века мела, когда изотермы смещались к северу на 10–25 °, градиенты заметно уменьшались, однако разбросы в этих данных были очень большими.

Таким образом, на рубеже между мезозоем и кайнозоем климат Земли отличался мягкостью, был теплым и влажным, льдов в полярных районах не было, контраст между экватором и полюсами составлял 15–16 °С, в то время как сейчас он меняется от 30 °С летом до 60 °С зимой. До кайнозойской эры абсолютно вся поверхность Земли, включая континенты и острова, была покрыта густыми лесами вплоть до 85 °с.ш., теплолюбивые животные и растения проникали далеко в высокие широты Северного и Южного полушарий.

Кайнозойская эра, которая началась 65 млн лет назад, вначале характеризовалась теплым климатом. После минимума в конце мела температуры, по-видимому, еще раз повысились и в палеоцене достигли максимума, а затем уже началось длительное и постепенное понижение температур (возможно, из-за смещения северного полюса в Арктику и ее почти полного закрытия, что приблизило Арктику по суммарным тепловым свойствам к континентам), завершившееся в плейстоцене развитием ледниковых периодов.

В палеоцене сохранялись высокие температуры: средняя глобальная температура в это время превышала современную примерно на 8–9 °С, в высоких широтах – на 25–30 °С, средняя годовая температура на широте Лондона (51 ° с.ш.), например, была не менее 21 °С (сейчас она равна 10 °С), средний меридиональный градиент «экватор–полюс» был равен 15–17 °С и даже 10–12 °С, то есть примерно в 2–3 раза меньше, чем летом нашего времени. Количество углекислого газа было в 6–10 раз выше современного, имело место высокое увлажнение, отсутствие пустынь и аридных территорий.

Затем начиная с позднего эоцена (примерно 44 млн лет назад) началось устойчивое ступенеобразное понижение глобальной температуры. Уже к середине олигоцена (30–35 млн лет назад) температура поверхности воды в экваториальных широтах Тихого океана понизилась до 17–18 °С, а придонных вод – до 5 °С. В миоцене начиная с 23 млн лет назад началось потепление, которое достигло пика в период между 19 и 15 млн лет назад. Оно охватило все континенты. Средние годовые температуры, например в Центральной Европе, не опускались ниже 18–20 °С, а годовые суммы осадков

составляли не менее 1000 мм, в Западной Сибири среднегодовая температура воздуха не опускалась ниже 10–12 °С. Затем в конце эоцена наблюдается понижение температуры для воды на экваторе до 17–18 °С, придонной – до 5 °С.

В начале следующего периода – миоцена вновь наступает потепление до среднегодовой температуры 18–20 °С в Европе и осадками более 1000 мм. Новое резкое падение температуры началось с середины миоцена, примерно 15 млн лет назад. К концу этого периода температура придонных вод составляла 2 °С. Она характеризует климатические условия в полярных широтах земного шара, поскольку придонные воды – это опустившиеся в полярных районах воды и растекшиеся затем по дну без изменения своей температуры. Примерно в это время началось оледенение Антарктиды сначала в горах, а 15 млн лет назад и на всем материке.

Таким образом, тенденция к понижению температуры в течение кайнозойской эры от палеоцена к плиоцену, наблюдавшаяся в полярных районах, характеризует также условия на всем земном шаре. Причем, если до раннего плиоцена не обнаруживаются больших колебаний средней температуры Земли, то, начиная со среднего плиоцена, фиксируются значительные колебания средних температур с амплитудой, достигающей 10 °С в течение периодов, длящихся несколько десятков тысяч лет. Так, в начале плиоцена 5,0 млн лет назад началось потепление, вызвавшее таяние ледникового щита Антарктиды и горных ледников Северного полушария. Это привело к мощной глобальной трансгрессии (4,7–4,4 млн лет назад), поднявшей уровень мирового океана на 100 м. Однако около 3,3–3,2 млн лет назад началось новое глобальное похолодание, которое характеризовалось резким возрастанием неустойчивости климата. Похолодание привело к появлению ледниковых щитов в Северном полушарии, в частности к возникновению первого покровного оледенения в Северной Америке (2,8–2,4 млн лет назад), распространившегося до Великих озер, к росту континентальных ледниковых щитов в Антарктиде и резкому падению уровня Мирового океана. Понижение уровня океана привело к обнажению больших участков суши и, таким образом, к увеличению континентального климата, а также изменило условия водообмена между различными бассейнами и, вероятно, привело к потере связи между Тихим, Индийским и Атлантическим океанами в тропических широтах. Появление мощного ледникового покрова в Антарктиде привело к увеличению альбедо и уменьшению солнечной радиации, получаемой Землей, к охлаждению вод циркумполярного течения вокруг

Антарктиды и, следовательно, понижению температуры придонных вод всего Мирового океана.

Первым крупным районом, на котором сказалось кайнозойское похолодание климата, явилась, естественно, Антарктида. Геологические разрезы на о-вах Короля Джорджа и Сеймура и в Южной Австралии (отделившейся от Антарктиды лишь в конце эоцена), а также материалы колонок донных осадков Южного океана свидетельствуют, что ледниковый щит Антарктиды образовался лишь в миоцене около 20 млн лет тому назад и с тех пор существует до нашего времени. До этого, то есть в течение всего палеогена, в Антарктиде господствовал умеренный прохладный климат, по-видимому, с высокогорными ледниками. Отметим, что приблизительно одновременно с образованием ледникового щита Антарктиды или вскоре после него в верхнем миоцене начали возникать высокогорные оледенения на Аляске. По-видимому, около 3 млн лет тому назад сформировался и с тех пор существует Гренландский ледниковый щит.

Палеонтологические исследования показывают, что только в кайнозойскую эру появились и начали занимать все большие пространства такие ландшафты, как степи, лесостепи, пустыни, тундра, лесотундра, ледниковый покров Антарктиды и Гренландии [1]. Из-за похолодания теплолюбивые гигантские растения (папоротниковые, плауновые) начали вымирать, а их место заняли морозоустойчивые лиственные и хвойные леса. Например, в палеогеновых (40–50 млн лет назад) отложениях Гренландии содержатся споры и пыльца секвойи, лавра, магнолии, клена и других теплолюбивых растений, свидетельствующих о существовании в этом районе средиземноморского климата. В 1986 г. ученые, проводившие исследования в Антарктиде, обнаружили окаменелые фрагменты деревьев на дне моря Уэдделла. Это были остатки обширного леса, который рос 3 млн лет назад в 640 км от южного полюса. Сейчас Гренландия и Антарктида представляют собой снежно-ледяную пустыню. На северном острове Шпицберген 100 млн лет назад был очень теплый субтропический климат, там произрастали густые леса папоротников. Поэтому на острове образовались крупные залежи каменного угля, который в настоящее время добывается в большом количестве. Сейчас на этом острове не произрастает ни одного дерева, там круглый год лежит толстый слой снега. Одновременно, под влиянием холода появились животные, покрытые шерстью, птицы – с сохраняющими тепло перьями, морские животные северных широт, покрытые толстым слоем теплоизоляционной жировой ткани.

Суммарные сведения о динамике основных характеристик окружающей среды в фанерозое показаны на рис. 16.9.

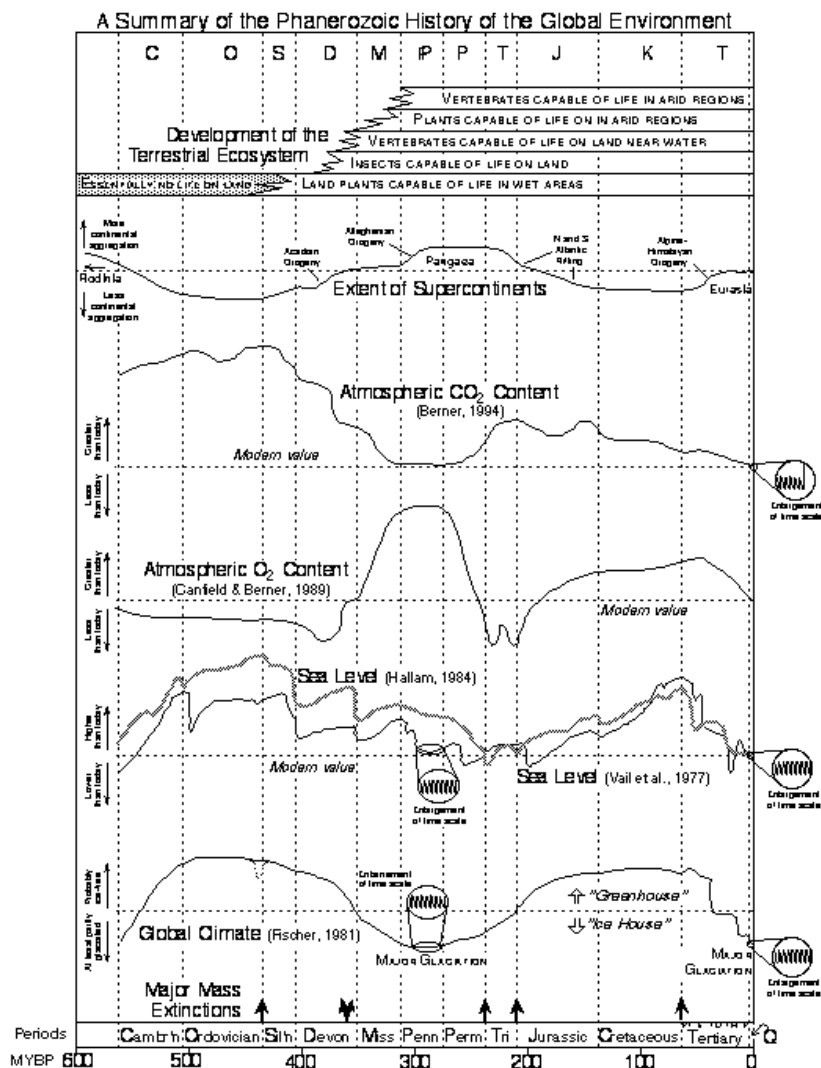


Рис. 16.9. Динамика основных показателей окружающей среды за 600 млн лет фанерозоя (сверху вниз): формирование и распад суперконтинентов; содержание атмосферного CO_2 ; содержание атмосферного O_2 ; изменение уровня моря; глобальная температура

Основные события отдельных периодов фанерозоя, связанные с геологическими процессами, климатом, животным и растительным миром, ароморфозами приведены в табл. 16.2.

Таблица 16.2

**Основные особенности
климата, геологии, растительного и животного мира фанерозоя**

Эра, возраст, млн лет	Период (продолжительность), млн лет	Климат и геологические процессы	Мир животных	Мир растений	Важнейшие ароморфозы
Палеозойская 570	Кембрий 80±20 Ордовик, 55±10	Оледенение сменяется умеренно влажным, потом сухим климатом. Большая часть занята морем, горообразование	Преобладают губки, кишечноротовые, черви, иглокожие, трилобиты; появляются бесчелюстные позвоночные (щитковые), моллюски	Процветание всех отделов водорослей	
	Силур, 35	Вначале сухой, затем влажный климат, горообразование	Богатая флора трилобитов, моллюсков, ракообразных, кораллов, появляются панцирные рыбы, первые наземные беспозвоночные (многоножки, скорпионы, бескрылые насекомые)	Обилие водорослей; растения выходят на сушу – появляются псилофиты	Дифференцировка тела растений на ткани; разделение тела животных на отделы; образование челюстей и поясов конечностей у позвоночных
	Карбон, 65±10	Распространение лесных болот. Равномерно влажный теплый климат сменяется в конце периода засушливым	Доминируют земноводные, моллюски, акулы, двоякодышащие рыбы; появляются и быстро развиваются крылатые формы насекомых, пауки, скорпионы; возникают первые пресмыкающиеся; заметно уменьшаются трилобиты и стегоцефалы	Обилие древовидных и папоротникообразных, образующих каменноугольные леса, возникают семенные папоротники, исчезают псилофиты	Появление внутреннего оплодотворения, появление плотных оболочек яйца, ороговение кожи

Продолжение табл. 16.2

Эра, возраст, млн лет	Период (продолжительность), млн лет	Климат и геологические процессы	Мир животных	Мир растений	Важнейшие ароморфозы
Палеозойская 570	Пермь 50±10	Резкая зональность климата, завершение горообразовательных процессов	Господствуют морские беспозвоночные, акулы; быстро развиваются пресмыкающиеся и насекомые; возникают зверозубые и травоядные пресмыкающиеся: вымирают стегоцефалы и трилобиты	Богатая флора семенных и травянистых папоротников; появляются древние голосеменные; вымирают древовидные хвощи, плауны и папоротники	Образование пыльцевой трубки и семени
Мезозойская, 240	Триас, 35±5	Ослабление климатической зональности. Начало движения материков	Преобладают земноводные, головоногие моллюски, травоядные и хищные пресмыкающиеся; появляются костистые рыбы, яйцекладущие и сумчатые млекопитающие	Преобладают древние голосеменные; появляются современные голосеменные; вымирают семенные папоротники.	Появление четырехкамерного сердца, полное разделение артериального и венозного кровотока; появление теплокровности; появление молочных желез
	Юра, 60	Вначале влажный климат сменяется засушливым на экваторе	Господствуют гигантские пресмыкающиеся, костистые рыбы, насекомые, головоногие моллюски; появляются археоптерикс; вымирают древние хрящевые рыбы	Господствуют современные голосеменные; вымирают древние голосеменные	
	Мел, 70	Похолодание климата, увеличение площади Мирового океана	Преобладают костистые рыбы, первоптицы, мелкие млекопитающие; появляются и распространяются плацентарные млекопитающие и современные птицы; вымирают гигантские пресмыкающиеся	Появляются и начинают доминировать покрытосеменные, сокращаются папоротники и голосеменные	Возникновение цветка и плода. Появление матки

Эра, возраст, млн лет	Период (продолжительность), млн лет	Климат и геологические процессы	Мир животных	Мир растений	Важнейшие ароморфозы
Кайнозойская, 62-70	Палеоген, 41±2 Неоген, 23	Равномерный теплый климат. Интенсивное горообразование. Движение материков, обособляются Черное, Каспийское, Средиземное моря	Доминируют млекопитающие, птицы, насекомые. Появляются первые приматы (лемуры, долгопяты). Исчезают многие группы пресмыкающихся, головоногих моллюсков	Широко распространяются цветковые растения, особенно травянистые, сокращается флора голосеменных	
	Антропоген, 1,5	Неоднородные смены потеплений и похолоданий. Крупные оледенения средних широт Северного полушария	Эволюция и господство человека	Современный растительный мир	Интенсивное развитие коры головного мозга, прямохождение

Для восстановления показателей климата фанерозоя применяются не только палеоклиматические методы, но и климатические модели, что позволяет сравнить результаты двух независимых подходов и получить более надежные выводы об изменении климатических характеристик в прошлом. В качестве примера на рис. 16.10 (слева) показано восстановление палеотемператур на основе стационарной энергобалансовой модели М.И. Будыко (1985), в которой задавались изменения солнечной постоянной, концентрации CO_2 , вариации планетарного альбедо, и палеоклиматических индикаторов (Frakes, 1979).

Причина расхождений температур во время оледенений связана с тем, что в модели М.И. Будыко не учитывались географические особенности распределения материков того времени, когда южный полюс находился внутри континента и был ограничен приток теплых вод из низких широт в высокие. Поэтому температура при гондванском оледенении по модели получена на 15 °C выше, чем по палеоиндикаторам [2]. Аналогичная ситуация и с ордовикским оледенением, хотя отличие здесь и меньше, но имеется сдвиг минимума

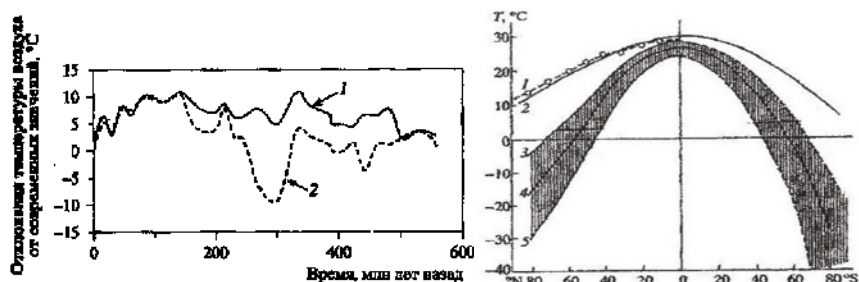


Рис. 16.10. Слева: синтез ряда температур фанерозоя в отклонениях от современных по модели М.И. Будыко (1) и по палеоиндикаторам (2); справа: средние широтные распределения среднегодовых температур [3]

температуры во времени. Вместе с тем, результаты двух подходов в оценке температуры практически полностью совпадают со второй половины мезозоя. Причины высоких температур мезозоя и начала кайнозоя состояли в большом содержании CO_2 и в том, что оба полюса располагались в океанах, где циркуляция водных масс обеспечивала обогрев полярных районов.

В правой части рис. 16.10 показаны широтные распределения среднегодовых температур для разных геологических эпох прошлого: кривая 1 получена на основе осреднения температуры воздуха для позднемелового времени по МОЦА, кривая 2 – для максимального потепления мелового периода, кривая 3 – для среднего плиоцена (3–4 млн лет назад), 4 – современные изменения среднегодовой температуры по широтам и кривая 5 – для максимума вюрмского оледенения (18 тыс. лет назад). Штриховкой выделено изменение температур для ледникового климата последних 3 млн лет для сравнения с климатом мелового периода как одного из самых теплых для фанерозоя. Основные выводы состоят в том, что широтный градиент температуры между экватором и полюсом при теплом климате составлял всего 20°C , при оледенениях достигал $55\text{--}65^\circ\text{C}$, то есть мог варьировать по отношению к современному градиенту в 2 и более раза как в сторону увеличения, так и уменьшения.

Особый интерес представляет собой формирование современного климата в течение кайнозоя [1]. После продолжительной, почти постоянно теплой мезозойской эры, температура опять начала постепенно падать, как показано на рис. 16.11. Падало и содержание углекислого газа в атмосфере – в начале кайнозоя оно было примерно в пять раз больше, чем в современную эпоху. В результате климат постепенно перешел в холодную эпоху и далее в череду оледенений.

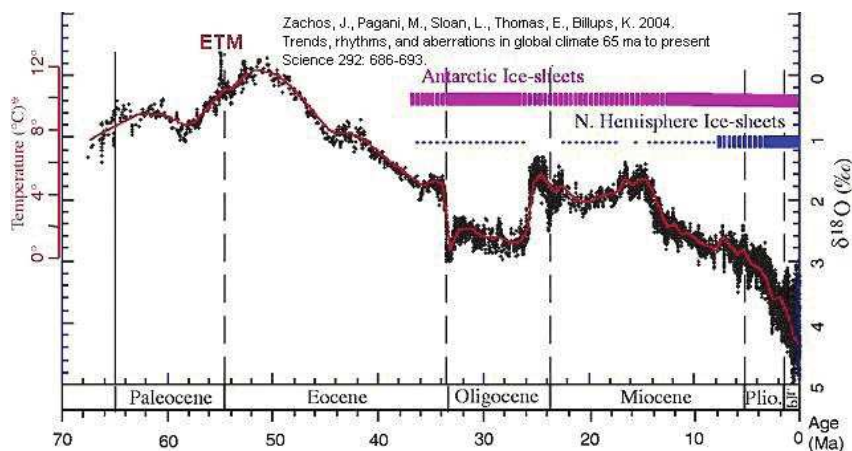


Рис.16.11. Изменение средней глобальной температуры в течение кайнозойской эры за последние 65 млн лет

Особенность изменения климата Земли в относительно холодные эпохи состоит в том, что после понижения температуры в районе полюсов до 0°C , к точке замерзания воды, на климат Земли начали сильно влиять многие факторы, которые в теплые эпохи были малозаметны. Это происходит потому, что тогда даже малого влияния достаточно, чтобы в полярных районах начинали формироваться ледяные шапки, а значит, чтобы и возникала заметная обратная связь между небольшим первоначальным похолоданием, и ростом альбедо, что приводит к дальнейшему, уже большему похолоданию. Так, во второй половине эоцена благодаря тому, что ранее вплотную прижатая к Антарктиде Австралия оторвалась от последней, и начала дрейфовать в сторону экватора, вокруг Антарктиды начало формироваться широтное циркумполярное течение, которое стало препятствием для притока к Антарктиде теплых вод, идущих от экватора, и это послужило толчком к началу формирования ледяного щита Антарктиды. В дальнейшем, уже в миоцене, после того, как и Южная Америка отодвинулась от Антарктиды, это широтное течение замкнулось, сформировалось окончательно, и полностью преградило доступ тепла, переносимого океаном, к Антарктиде. В результате, при продолжавшемся снижении парникового эффекта и сформировался столь мощный ледяной щит в Антарктиде.

Заметно было и влияние на климат горообразования, повлиявшее уже на атмосферную циркуляцию и перенос атмосферой тепла

от экватора к полюсам. Это относится прежде всего к горообразованию в Евразии, в которой на протяжении кайнозоя сформировался значительный горный пояс, от Пиренеев до Гималаев, что привело к ухудшению переноса атмосферой тепла и влаги в сторону Северного полюса.

Кроме того, сильно стали влиять на климат и циклы Миланковича – периодические изменения параметров земной орбиты, с периодами 23, 41 и 100 тыс. лет. Эти циклы определяют изменения количества солнечной энергии, получаемой различными широтными зонами Земли в отдельные сезоны. Если в теплые эпохи их влияние не превышало 1 градуса, то в холодные, после образования хотя бы небольшого ледяного покрова, их влияние на среднепланетарную температуру начинало возрастать, и в конце концов возрастало в несколько раз.

При отсутствии антропогенного влияния в кайнозое колебания температуры определялись тремя основными факторами: изменением приходящей солнечной радиации, изменением концентрации углекислого газа и изменением альбеда системы «Земля–атмосфера», что может быть выражено уравнением

$$\Delta T_i = \Delta T_{is} + \Delta T_{ia} + \Delta T_{ico_2}, \quad (16.1)$$

где ΔT_i – отклонение средней глобальной температуры от нормы для i -го интервала времени; ΔT_{is} – отклонение глобальной температуры, обусловленное изменением солнечной постоянной; ΔT_{ia} – отклонение глобальной температуры, обусловленное изменением альбеда системы «Земля–атмосфера»; ΔT_{ico_2} – отклонение глобальной температуры, обусловленное изменением концентрации углекислого газа.

В табл. 16.3 приведены вклады в изменение глобальной температуры воздуха этих трех составляющих в различные отрезки времени, начиная со второй половины мелового периода мезозоя (100 млн лет назад) до оптимума плиоцена на основании оценок М.И. Будыко (1985). При этом предполагалось, что увеличение солнечной радиации на 1 % при постоянном альбеде повышает глобальную температуру на 1,4 °С, а увеличение альбеда системы «Земля–атмосфера» на 0,01 снижает температуру на 1,8–2,3 °С. Величина ΔT_{ico_2} получена как разность между эмпирическими значениями ΔT_{is} и ΔT_{ia} .

Из данных табл. 16.3 следует, что высокие температуры мелового периода, превышающие современные на 10,5 °С были обусловлены в этом превышении на 8,1 °С за счет высокой концентрации

Таблица 16.3

**Отклонения средней годовой приземной температуры от современной (°C)
и вклады в ее изменения различных факторов
в разные геологические периоды**

Интервал времени, млн лет назад	ΔT_i	ΔT_{is}	ΔT_{ia}	ΔT_{iCO_2}
105–95	10,5	-0,6	3,0	8,1
95–92	7,5	-0,6	3,0	5,1
88–84	9,8	-0,6	3,0	7,4
70–66	6,9	-0,5	3,0	4,4
48–45 (оптимум эоцена)	8,8	-0,4	3,0	6,2
4.3–3.3 (оптимум плиоцена)	3,6	0,0	1,6	2,0

CO_2 в атмосфере и за счет меньшего, чем в настоящее время альбе-
до, что дало 3,0 °C в это отклонение температуры. В этот же период
инсоляция была ниже, чем в современный, что дало вклад в умень-
шение глобальной температуры на 0,6 °C. При оптимуме плиоцена,
когда глобальная температура была выше современной на 3,6 °C,
вклады в ее величину превышения CO_2 и снижения альбе-
до по сравнению с их современными значениями были примерно равны (2,0
и 1,6 °C), а влияние инсоляции, которая была равна современной,
отсутствовало.

Анализ эмпирических данных показал, что при удвоении кон-
центрации CO_2 в атмосфере глобальная температура изменяется
на 3,0 °C [1]. И именно использование палеоклиматических данных
для оценки чувствительности глобальной температуры к удвоению

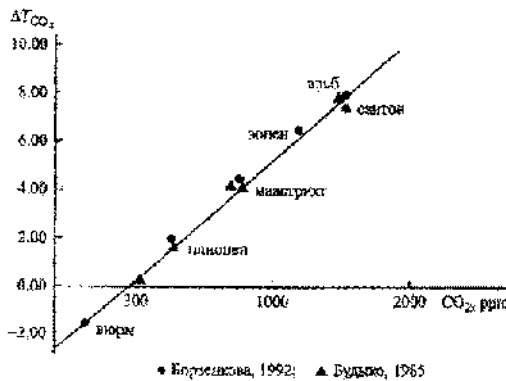


Рис. 16.12. Связь между изменением глобальной температуры и концентрацией CO_2 в атмосфере: 1 – по данным И.И. Борзенковой, 2 – по данным М.И. Будыко

концентрации CO_2 , как показано на рис. 16.12, позволило сузить диапазон ее изменения до $3,0 \pm 0,5$ °C, в то время как по оценкам МОЦА эта величина изменяется от 1,5 до 5 °C. Эмпирические данные об изменении климата за последние 100 млн лет свидетельствуют, что именно уровень концентрации CO_2 в атмосфере и определил различие между двумя типами климатического режима на Земле: «оранжерейным» (неледниковым) и ледниковым современного типа [3].

В результате можно считать, что около 38 млн лет назад сформировался современный климатический режим, который имеет следующие основные черты [7]:

- 1) совпадение одного из континентов с полюсом и расположение большей части материков в высоких широтах, что определяет климатическую асимметрию полушарий и большую роль альбедо в изменении климата Северного полушария;

- 2) наличие криосферы, включающей наземное, подземное и морское оледенения;

- 3) наличие психросферы, то есть придонных холодных вод с температурой ниже 8 °C;

- 4) температурная асимметрия океана и атмосферы: температура океана 5,7 °C, температура воздуха 14,2–15,0 °C;

- 5) обогащение океана CO_2 , вызванное лучшей его растворимостью в холодной воде и обеднение им атмосферы за счет изъятия из нее;

- 6) температурный градиент экватор – полюс в океане и температурный градиент поверхность – дно в тропиках достиг 15–20 °C;

- 7) температурный градиент экватор – полюс в атмосфере достиг для Северного полушария летом 28,2 °C, зимой – 59,7 °C и для Южного 40,2 °C летом и 74,2 °C зимой;

- 8) большая скорость вертикальной циркуляции океана и короткое время водообмена от 250 до 1000 лет, большая насыщенность вод кислородом и высокая скорость придонных течений до 0,5 м/с;

- 9) сформировался ветровой механизм атмосферной циркуляции с циклоническими процессами, меридиональным переносом и системой западных ветров;

- 10) Антарктида термически изолирована мощными ветровыми океаническими течениями;

- 11) резко выраженная климатическая зональность на суше и в океане;

- 12) высокая «чувствительность» климата высоких широт к астрономическим изменениям солнечной радиации.

16.4. Пример древнего климата: палеоклимат Арктики

Многочисленные геологические данные свидетельствуют о том, что в позднемеловую эпоху климат Земли был необычно теплым с меньшими различиями температур в низких и высоких широтах. Это было время, когда ледовые шапки, если и существовали, были значительно меньше современных, а теплолюбивые животные и растения проникали далеко в высокие широты и распространялись до 85 °с.ш. В течение нескольких последних десятилетий был собран большой объем сведений о климате мелового периода, среди основных источников которых:

- данные о глобальном распределении литологических индикаторов климатов прошлого, таких, как угли, бокситы, эвапориты, ледниковые отложения, почвы и другие;
- данные по изотопам кислорода из океанических осадков;
- данные о глобальном распределении ископаемых животных и растений;
- компьютерное моделирование мелового климата с использованием МОЦА.

Наиболее всесторонние количественные климатические параметры были получены по результатам изучения морфологии листьев древних древесных растений, которые являются чувствительными индикаторами неморских климатических условий. Растения, в отличие от большинства животных, пространственно неподвижны, и для выживания вынуждены приспосабливаться, эволюционируя таким образом, чтобы по своей архитектуре соответствовать местным условиям среды. Поэтому районы со сходным климатом обычно населены растениями со сходной архитектурой и могут быть использованы для реконструкции климатов прошлого и имеют достаточно надежные зависимости со среднегодовой температурой воздуха, как показано на рис. 16.13.

По покрытосеменным деревянногорской флоры о-ва Новая Сибирь методом CLAMP (по сигналам архитектуры листьев древних растений) были рассчитаны палеоклиматические параметры [6]:

- среднегодовая температура, равная 8,8 °С, температура наиболее теплого месяца, равная 16,6 °С, и наиболее холодного месяца – 1,8 °С;
- количество осадков общее за вегетационный период 636 мм, среднемесячное за вегетационный период – 94 мм, за три последо-

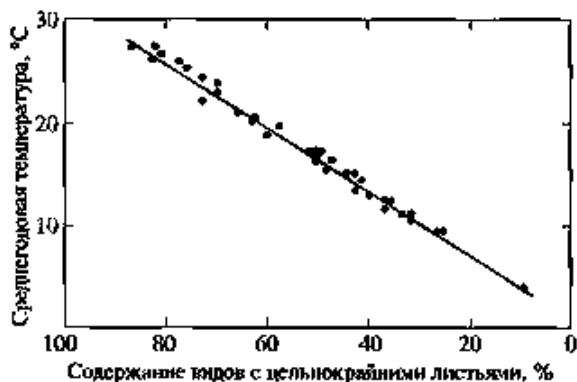


Рис. 16.13. Зависимость процентного содержания во флоре видов с цельнокрайними листьями от среднегодовой температуры (Wolfe, 1979)

вательных наиболее влажных месяца – 352 мм, за три последовательных наиболее сухих месяца – 178 мм;

– продолжительность вегетационного периода равная 5,3 месяца.

Эти параметры соответствуют современному влажному умеренно теплому климату, от которого среднемеловой климат отличался присущей приполярным широтам (палеоширота местонахождения на о-ве Новая Сибирь приблизительно 82° с.ш.) выраженной световой сезонностью: наличием полярной ночи, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным солнечным освещением в течение полярного лета.

Среднемеловой климат Арктики был необычайно теплым и влажным даже на фоне очень теплого климата мелового периода. Температурные параметры этого арктического климата находят объяснение во влиянии на него относительно теплопроводного Арктического бассейна, который «добавлял» в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон и значительно повышал зимние температуры, не давая им опускаться ниже нулевой отметки. Чтобы объяснить существование в среднем-позднем мелу аномально теплого Арктического бассейна, изолированного в то время от Прото-Пацифики (древнего Тихого океана) Берингийской сушей, была высказана гипотеза, что он «подогревался» привносом теплых вод из низких широт по Западному внутреннему проливу на Северо-Американском континенте (рис. 16.14).

Еще один интересный факт, что ученые из университета Рочестера обнаружили в Арктике останки доисторической черепахи,

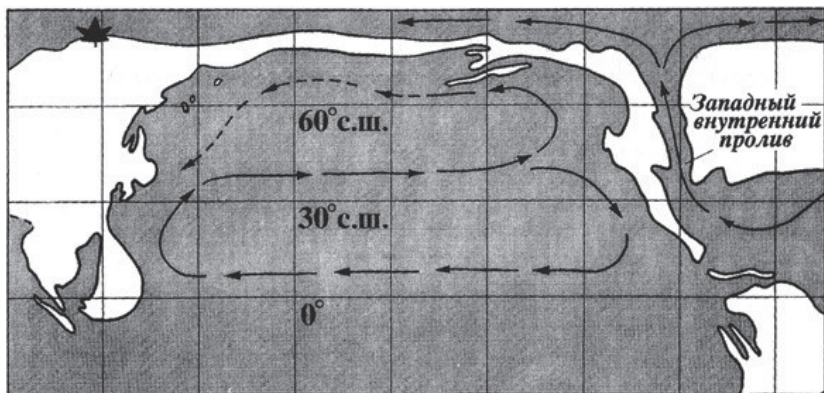


Рис. 16.14. Предполагаемые теплые (сплошные линии) и холодные (прерывистые стрелки) течения в середине мела в северной части Прото-Пацифики, Арктическом бассейне и Западном внутреннем проливе (значком флоры показаны местонахождения ископаемых флор Новосибирских островов)

обитавшей несколько миллионов лет назад. Обнаружение в этом районе тропической пресноводной азиатской черепахи позволяет сделать вывод о том, что в то время миграция этих животных происходила из Азии в Северную Америку не вдоль Аляски, а напрямую через пресное теплое море в Северном Ледовитом океане.

Таким образом, в середине мелового периода в Арктике преобладал влажный высокоширотный умеренно теплый климат, специфическими особенностями которого были теплые летние температуры, мягкие зимы без продолжительного морозного периода, значительное количество осадков и резкая световая сезонность. Аналогов этому климату нет на современной Земле, и его можно назвать вымершим климатом.

16.5. Особенности палеоклиматов и их динамики

В геологической истории позднего докембрия и фанерозоя известно несколько интервалов, характеризующихся относительно быстрыми количественными и качественными изменениями, которые охватывали все или ряд подсистем биосферы. Подобные изменения приводили к новому состоянию биосферы и называются биосферными перестройками, которые напрямую связаны с особенностями палеоклиматов и их динамики.

Первая особенность – это необратимые климатические изменения. По роли оледенений в геологической истории различаются три главных климатических этапа [14]: безледниковый (возраст более 2,9 млрд лет), с эпизодическими оледенениями (от 2,9 до 1 млрд лет) и с частыми периодическими оледенениями (от 1 млрд лет до нашего времени). Современная климатическая система Земли, для которой характерно чередование ледниковых и безледниковых периодов, окончательно сформировалась в позднем рифее или в конце палеозоя в связи с медленным сокращением теплового баланса поверхности Земли и приближения его к порогу, за которым начинаются оледенения. Тепловой баланс, начиная с позднего архея, сокращался, главным образом из-за снижения плотности атмосферы и содержания в ней парниковых газов. И то и другое было результатом ослабления эндогенной дегазации Земли, усиливавшегося поглощения CO_2 при выветривании силикатов и в процессе фотосинтеза, а также последующего длительного захоронения части карбонатов в литосфере. Определенную роль в похолодании Земли могло играть увеличение альбедо планеты по мере роста континентов. Снижалась также и мощность эндогенного теплового потока Земли, но его мощность была не большой, и это снижение в основном сказалось на климат за счет ослабления магматической и вулканической деятельности и дегазации. На связь климата с изменением геодинамического режима планеты указывает корреляция климата с этапами развития геотектоники плит (рис. 16.15).

Вторая особенность – это иерархия климатических колебаний, связанная с тем, что колебания разной периодичности или разного временного масштаба имеют и разные причины. Сверхдлинные климатические колебания с периодами 150–300 млн лет проявлялись в чередовании ледниковых и теплых периодов. Оледенения начинались в ранние фазы тектонических циклов во время усиления вулканизма, когда серии эксплозивных извержений, продукты которых достигали стратосферы, приводили к снижению прозрачности атмосферы и к «вулканическим зимам». Одновременно происходило захоронение значительных масс карбонатов и органического вещества, что вызывало снижение CO_2 в атмосфере и тоже вело к охлаждению поверхности Земли. Похолодания усиливались растворением дополнительного количества CO_2 в охлаждающемся океане. Теплые безледниковые периоды совпадали с этапами ослабления вулканизма, увеличения прозрачности атмосферы и с главными орогеническими фазами тектонических циклов. Эти фазы вызывали увеличение содержания CO_2 в атмосфере в результате регионального

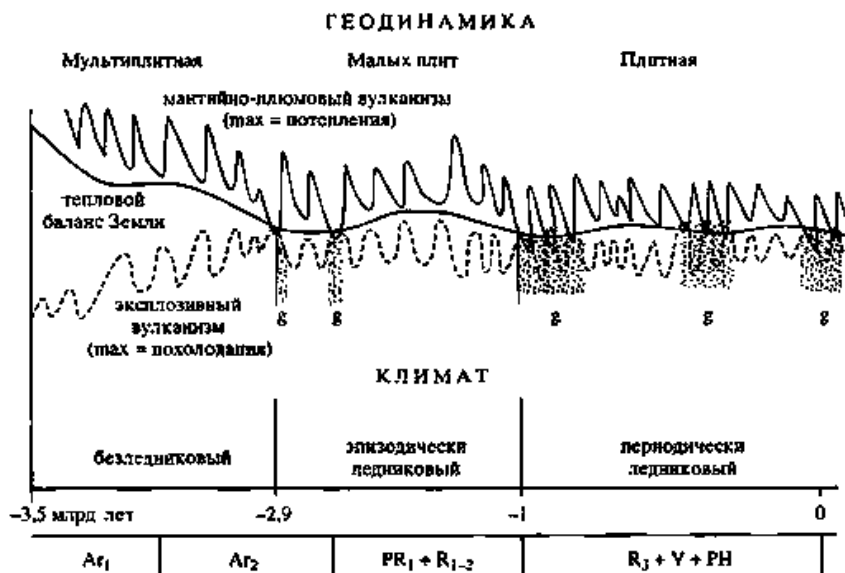


Рис. 16.15. Соотношения между необратимым охлаждением поверхности Земли, крупными похолоданиями (g – ледниковые эпохи) и потеплениями, характером вулканизма, климатическими [14] и геодинамическими этапами (Хаин, 1995)

метаморфизма и размыва осадочных углеродосодержащих толщ. Потепление усиливалось дегазацией океана и разрушением залежей газогидрантов. Нарушение периодичности сверхдлинных колебаний климата наблюдалось в фанерозое лишь однажды – во время мезозойского безледникового периода, что объясняется наложением на периодические процессы вулканизма мощнейшего суперплюма (горячего потока из мантии) в Тихом океане. Следующие по масштабу – длинные климатические колебания с периодами десятки млн лет, которые формируются как в ледниковых, так и в безледниковых интервалах фанерозоя также могут быть связаны с изменением интенсивности субдукционного и мантийно-плюмового вулканизма, которые варьируют в противофазе. Далее идут климатические колебания с периодами циклов Миланковича (19, 23, 40, 100 тыс. лет), связанные с вариацией параметров орбиты и наклона оси Земли, которое нашли свое широкое подтверждение, особенно в стадии последних оледенений кайнозоя. И последние ультракороткие климатические колебания с периодами от 11 лет до 1000 лет обусловлены изменением солнечной активности и следы их обнаружены в кольцах деревьев.

Третьей особенностью палеоклиматов является преобладание безледникового климата или безледниковых периодов, которые составляли около 70 % в фанерозое, а ледниковые эпизоды были дискретны и собственно оледенения составляли не более 30 % длительности ледниковых периодов и, следовательно, не более 10 % фанерозоя или 4 % всей послепалеогеновой истории. Преобладание безледникового климата указывает на то, что эндогенная дегазация успешно компенсирует сейчас процессы захоронения CO_2 в литосфере и мантии. Если бы захоронения CO_2 не было, повышение его концентрации за счет дегазации в течение 4–10 млн лет привело бы к сильнейшему перегреву поверхности Земли. Умеренные пределы колебания температуры на поверхности Земли (температурный коридор) обусловлены главным образом положительной обратной связью между содержанием CO_2 в атмосфере и процессами поглощения CO_2 при выветривании силикатов и фотосинтезе. А также темпами захоронения карбонатов и органического углерода с другой стороны. Относительное равновесие между этими процессами нарушалось периодическим усилением вулканизма и «вулканическими зимами». Они были причиной того, что ледниковые периоды и крупные биосферные перестройки, связанные со сверхдлинными и длинными климатическими колебаниями, были почти синхронны с тектоническими циклами.

И последняя, четвертая, особенность связана с естественной вариацией безледникового климата. Исследования на примере мелового периода и палеогена показали, что амплитуды коротких колебаний в безледниковом климате иногда были сопоставимы с размахом колебаний в ледниковом климате. Поэтому устойчивость безледникового климата является относительной и связана с тем, что климатические колебания происходили в области существенно положительных температур и не пересекали порог, за которым начинались оледенения.

Литература

1. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 247 с.
2. Борзенкова И.И. О точности палеоклиматической информации // Метеорология и гидрология. 1998, № 9. – С. 51–61.
3. Борзенкова И.И. Определение чувствительности глобального климата к газовому составу атмосферы по палеоклиматическим данным // Изв. РАН, ФАО. 2003. Т. 39, № 2. – С. 222–228.
4. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 209 с.

5. *Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли / Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 430. – М.: Наука, 1988. – 214 с.
6. *Герман А.Б.* Позднемеловой климат Евразии и Аляски. – М.: Наука, 2004. – 157 с.
7. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 288 с.
8. *Иващенко О.* Как менялся климат за время существования Земли. Скорость изменений и уникальность настоящего момента. 5-01-2009, Наука и техника. Теории и гипотезы. <http://oko-planet.su/science/sciencehypothesis/2809-oleg-ivashhenko-kak-menjalsja-klimat-za-vremja.html>.
9. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. – М.: Наука, 2004. – 296 с.
10. *Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Историческая геология: учебник. – М.: Академия, 2008. – 464 с.
11. *Красилов В.А.* Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. – М.: Наука, 1985. – 240 с.
12. *Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. – М.: Мысль, 1984. – 206 с.
13. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.
14. *Чумаков Н.М.* Оледенения в геологической истории. В кн.: Климаты Земли в геологическом прошлом. – М.: Наука, 1987. – С. 44–69.
15. *Ясаманов Н.А.* Древние климаты Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 296 с.
16. *Crowley, T.J. and Berner, R.A.* CO₂ and climate change. 2001, Science 292: 870–872 pp.
17. First breath: Earth's billion-year struggle for oxygen New Scientist, #2746, 05 February 2010 by Nick Lane. A snowball period, c2.4 – c2.0 Gya, triggered by the Oxygen catastrophe.

Лекция 17. Исторические изменения климата от четвертичного периода

17.1. Общая характеристика периода и причины динамики климата

Четвертичный период или антропоген – геологический период, современный этап истории Земли, третий (текущий) период кайнозойской эры, который начался 2,0–2,5 млн лет назад и продолжается по настоящий день [12].

Название периода относится к XVIII в., когда все древние отложения по слоям делились на первичные, вторичные, третичные и четвертичные. Впервые четвертные отложения были выделены в самостоятельную группу в середине XVIII в.

В 1760 г. итальянский учёный Дж. Ардуино разделил все геологические подразделения на четыре группы, самые молодые из

которых назвал «четвертичными подразделениями гор». В 1825 г. французский ученый Ж. Денуайе предложил выделить послетретичные отложения в особую четвертичную систему. В 1830 г. Ч. Лайель ввел термин «новейшие» отложения, а в 1832 г. предложил термин «плейстоцен» для обозначения всех отложений моложе плиоценовых. В 1846 г. швейцарский геолог Э. Форбс использовал термин «плейстоцен» для обозначения отложений только ледникового времени, исключая современные, для которых он ввел термин «голоцен». В 1922 г. А.П. Павлов предложил заменить название «четвертичный период» на «антропогеновый период» или «антропоген» в связи с тем, что главным событием в этом периоде было появление и становление человека.

Четвертичный период характеризуется появлением человека и оледенениями и делится на две неравные части: плейстоцен и голоцен (последние 12 тыс. лет). Продолжительность четвертичного периода так мала, что обычные методы относительного и изотопного определения возраста часто недостаточно точны и чувствительны. На таком коротком интервале времени применяется, прежде всего, радиоуглеродный анализ и другие методы, основанные на распаде короткоживущих изотопов. Специфика четвертичного периода по сравнению с другими геологическими периодами вызвала к жизни особую ветвь геологии – четвертичную [26].

С четвертичным периодом неразрывно связана история человечества: это и нижний палеолит (первые остатки каменных орудий труда времен раннего плейстоцена и человека умелого – нашего прямого предка) и начало человеческой популяции (во времена среднего плейстоцена), и, естественно, выход кроманьонца (современного человека) за пределы Африканского континента, и формирование множества современных рас, народностей, этносов во времена позднего плейстоцена и голоцена. Все эти исторические события происходили на фоне и под воздействием изменяющихся климатических условий примерно по следующему сценарию: во время улучшений условий окружающей среды (потеплений) происходило разрастание человеческой популяции с экспансией на окружающие территории; при неблагоприятных условиях окружающей среды (похолоданиях, оледенениях) происходил отбор из разросшейся популяции наиболее приспособляемых организмов к меняющимся условиям окружения (как, например, во время последней самой жесткой ледниковой эпохи вымерли неандертальцы). В плейстоцене общее кайнозойское похолодание климата привело, наконец, к формированию на северных половинах Европы и Северной Америки огромных ледниковых

щитов, оказавшихся, однако, здесь неустойчивыми и многократно стаивавшими и образовывавшимися вновь.

Всего в четвертичном ледниковом периоде насчитывается более 40 холодных стадий, сменяемых периодами относительных потеплений и условно группируемых в 6 ледниковых эпох четвертичного ледникового периода: Бибер, Донау, Гюнц, Миндель, Рисс и Вюрт. Кроме того, принято выделять 5 периодов Голоцена (Пребореал, Бореал, Атлантик, Суббореал, Субатлантик) или 6 его похолоданий.

Последовательность оледенений плейстоцена была впервые изучена на примере Альп А. Пенком и Э. Брюкнером (1901–1909 гг.) [25]. Разработанная ими схема, позже детализированная Б. Эберлем (1930 г.), включает пять эпох оледенения: Дунайскую, состоявшую из трех стадий (самую раннюю из них теперь называют Биберской), двухстадийные – Гюнцскую и Миндельскую и затем, после особенно продолжительного межледниковья, – двухстадийную Рисскую и трехстадийную – Вюрмскую (Гюнц, Миндель, Рисс – реки, а Вюрм – озеро в бассейне Дуная). По данным Пенка и Брюкнера, ледниковые цирки Альп в эпохи оледенения заполнялись фирном не больше, чем теперь, то есть количество осадков тогда не превосходило современного, но температуры были ниже, вследствие чего снеговая линия находилась много ниже современной (на 1200 м). Таяние ледников было замедленным и их языки спускались в долины много ниже, чем теперь на севере, западе и юге Альп, выходя за пределы гор на равнины и образуя там огромные ледники подножий. Сведения об основных оледенениях и похолоданиях четвертичного периода приведены в табл. 17.1 [3].

Как следует из табл. 17.1, из пяти ледниковых эпох, охвативших не только Европу, но и многие другие области планеты, самая древняя – гюнц-небрасская (начало – около 1 млн лет назад, конец – около 600 тыс. лет назад), известная по ледникам, покрывавшим территорию Западной Европы, Канады и части США. Затем ледники отступили, а после нескольких сот тысяч лет потепления началось новое оледенение в Европе и в Северной Америке, получившее название миндельско-окско-канзасского (примерно 500–250 тыс. лет назад). Потом пришла Великая межледниковая эпоха с очень теплым климатом в Северном полушарии, за которой последовало новое, самое интенсивное оледенение – рисско-днепровско-иллинойское (примерно 200–100 тыс. лет назад), при котором ледники в Восточной Европе достигли 48 ° с.ш. Новое потепление привело к отступанию ледников за пределы континентов Евразии и Северной Америки,

Таблица 17.1

**Основные оледенения плейстоцена и похолодания голоцена:
названия, время прохождения и охватываемая территория**

Название	Время, лет тому назад	Район	Период
Дунайское оледенение	970, 855 и 685 тыс.	Европа	Плейсто- ценовый
Гюнцское (Альпийское оледенение)	595–545 тыс.	Западная Европа, Русская платформа, Сибирь, Канада	Плейсто- ценовый
Миндельское оледенение	490–430 тыс.	Англия, Голландия, Германия	Плейсто- ценовый
Рисское оледенение	280–180 тыс.	Сев. Америка, Урал, Сибирь, Европа	Плейсто- ценовый
Вюрмское (Валдайское) оледенение	120–115, 75–50, 45–25, 23–10 тыс.	Европа, Сев. Америка	Плейсто- ценовый
Похолодание	5.5–4.5	Сев. полушарие	Голоцен
Похолодание	3.0	Сев. полушарие, Антарктида	Голоцен
Похолодание	II–VII вв.	Антарктида	Голоцен
Малый ледниковый период	1430–1840 гг.	Сев. полушарие	Голоцен

но затем последовало еще одно, последнее, большое оледенение – вюрмско-висло-валдайско-висконсинское. Последняя ледниковая эпоха началась около 110 тыс. лет тому назад и окончилась около 9700–9600 г. до н.э. Во время этой эпохи неоднократно происходило разрастание и сокращение ледниковых покровов. Последний ледниковый максимум, когда общий объём льда в ледниках был наибольшим, относится ко времени около 26–20 тыс. лет назад. Хотя общие тенденции глобального похолодания были сходными, но существовали местные особенности развития оледенения, например, отдельных фаз наступания и отступления, достижения максимальных размеров, этапов убывания и исчезновения отдельных ледниковых покровов.

Максимальный объем льдов суши в плейстоцене составлял около 55 млн км³, в том числе 23,9 млн км³ – в Антарктиде (как сегодня), 23,9 млн км³ – в Северной Америке, 7,6 млн км³ – в Европе и 0,7 млн км³ – в Урало-Сибирской области. Причем 60 % этих льдов было сосредоточено в Северном и 40 % – в Южном полушарии, тогда, как теперь эти цифры равны 8 и 92 % соответственно.

Во время межледниковий, по-видимому, стаивало около половины этих льдов, и ледниковые щиты оставались только в Антарктиде и Гренландии. Это приводило к повышению уровня Мирового

океана на 85–120 м и образованию соответствующих террас на берегах морей и океанов (рис. 17.1). Такие террасы были изучены еще в конце XIX в. в Средиземноморье (Калабрийские, затем предгюнцские Сицилийские, гюнц-миндельские Милацские, миндельрисские Тирренские, Риссвюрмские Монастирские и самые низкие Фландрские, или Ниццские), а затем и во многих других районах мира.

Наоборот, во время ледниковых эпох уровень Мирового океана понижался, большая часть континентального шельфа обнажалась и образовывались сухопутные «мосты», например, между Европой и Британскими островами, Чукоткой и Аляской. По последнему «мосту» около 30 тыс. лет тому назад в Америку из Азии проникли люди. Из-за понижения уровня океана во время ледниковых эпох шельфовые ледники Антарктиды должны были ложиться на дно шельфа, превращаться в континентальные ледниковые щиты и нарастать по толщине; во время межледниковий они должны были разрушаться и превращаться опять в плавающие ледники. Следы четырех таких событий на западном берегу моря Росса совпадают по времени с ледниковыми эпохами Северного полушария [13, 17].

Единственным климатообразующим фактором в четвертичном периоде считаются колебания инсоляции на внешней границе атмосферы за счет изменения параметров орбиты Земли или так называемые циклы Миланковича. Именно М. Миланкович первым

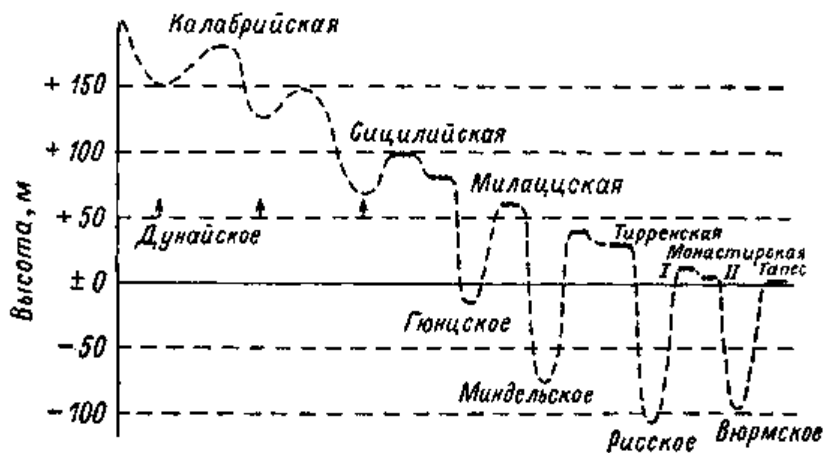


Рис. 17.1. Плейстоценовые колебания уровня моря по данным о высоте средиземноморских террас по Ф. Цейнеру (1959 г.)

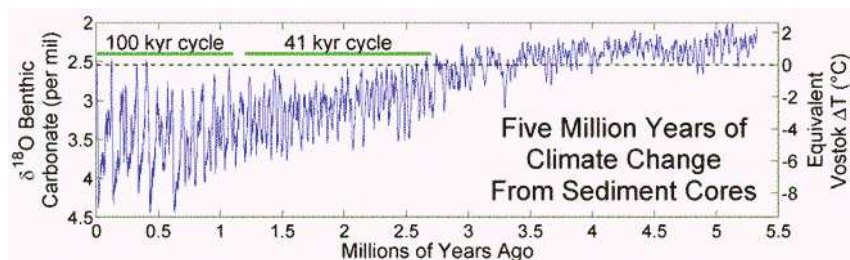


Рис. 17.2. Изотопная температура за последние 5,5 млн лет, полученная на основании глубоководных бурений дна океана

и предложил объяснять колебания климата в плейстоцене колебаниями наклона экватора Земли к плоскости ее орбиты, а также элементов земной орбиты, а именно – произведения $e \cdot \sin \pi$, где e – эксцентриситет орбиты, а π – долгота перигелия, то есть самой близкой к Солнцу точки орбиты, отсчитываемой от точки весеннего равноденствия. Колебания величины $e \cdot \sin \pi$ не меняют получаемой Землею в целом годичной суммы солнечного тепла, но могут приводить к изменениям распределения этого тепла по широтам и сезонам года, а потому могут сказываться на климате. Рост влияния циклов Миланковича с периодами 41 и 100 тыс. лет, которые связаны с динамикой эксцентриситета и наклона земной оси, на колебания температуры показан на рис. 17.2. Суммарный ряд изотопных температур получен по данным бурения дна океана и льда на станции Восток в Антарктиде [24]. Как видно из рисунка, за последние 5 млн лет при постепенном снижении температуры сильно росло влияние циклов Миланковича (на рисунке хорошо видны 100-тысячелетние и наложенные на них 41-тысячелетние циклы) благодаря чему при общем снижении температуры росла амплитуда ее колебаний.

Более наглядно колебания изотопной температуры только за четвертичный период (2 млн лет) по данным бурения на дно Тихого океана и их эффективная аппроксимация циклами Миланковича показаны на рис. 17.3 слева. Из сопоставления верхнего и нижнего графиков рис. 17.3 (слева) следует, что колебания температуры в четвертичный период можно достаточно надежно объяснить колебаниями астрономических факторов климата. Из правой части рис. 17.3 следует, что минимумы циклической функции Миланковича (сумма трех гармоник: 26, 41 и 100 тыс. лет) довольно точно совпадают с максимумами оледенений [31]. Влияние циклов Миланковича на

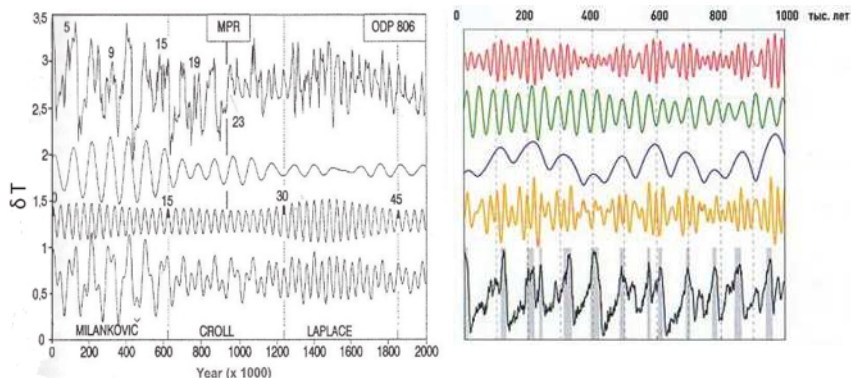


Рис. 17.3. Слева графики сверху вниз: изотопная температура по данным бурения в Тихом океане, 100-тысячелетняя гармоника эксцентриситета орбиты Земли, 41-тысячелетняя гармоника наклона земной оси, сумма двух гармоник (100 и 41 тыс. лет). Справа графики сверху вниз: прецессия (период 26 тыс. лет), наклон земной оси, эксцентриситет, сумма этих трех факторов, температура (серые полосы – оледенения)

глобальную температуру особенно сказывается при оледенениях, в несколько раз больше, чем при потеплениях, за счет увеличения альбедо и уменьшения водяного пара.

Наличие обратных связей приводит к тому, что изменение температуры в высоких широтах, если там есть оледенение, намного превышает изменение температуры в низких и увеличивается градиент экватор–полюс, как показано на рис. 17.4. В теплые же эпохи, наподобие мезозоя, градиент температуры между экватором и полюсом составлял всего около 15–20 °С. В холодные эпохи, наподобие современной, когда возникало оледенение (сначала в приполярных регионах, распространяясь в сторону низких широт со временем), температура в приполярных регионах опускалась значительно сильнее чем на экваторе, на несколько десятков градусов, в то время как на экваторе изменения составляли всего несколько градусов, то есть $\Delta T_{\text{э}} < \Delta T_{\text{п}}$. В результате градиент температуры между экватором и полюсами увеличивался до 40–60 °С [18, 19].

Совпадение циклов Миланковича с динамикой плейстоценового климата было неоднократно продемонстрировано для самых разных областей Северного полушария. Однако расчеты показывают, что изменения инсоляции могут повысить или понизить среднюю температуру планеты максимум на доли градуса, в то время как для возникновения или распада ледника нужен сдвиг на градусы [8].

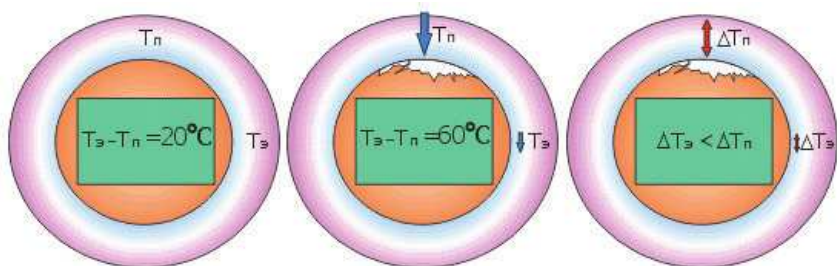


Рис. 17.4. Градиенты температур между полюсом и экватором в теплые и холодные эпохи

Факторы Миланковича могут сыграть роль спускового крючка при зарождении ледника, но совершенно непонятно, как они могут его остановить [28].

Наиболее убедительно на этот вопрос отвечает модель, предложенная в 1956г. американскими геофизиками Морисом Юингом и Уильямом Донном, хотя споры о ее правомерности идут уже более полувека. Главной причиной наступления ледника в этой модели выступают не низкие температуры, а обилие осадков. Время роста ледников – это время максимального прогрева Северного Ледовитого океана. Освобождаясь ото льдов, он начинает отправлять в атмосферу огромное количество воды, основная часть которой выпадает в виде снега на приполярные области суши. Из этого снега и рождается ледник. Дальше все идет по уже известной схеме: растущий ледник повышает альбедо Земли, над ним и в прилегающих к нему областях становится все холоднее, все больше влаги переходит из воздуха в ледник, и он растет дальше. Но, высасывая влагу из Мирового океана, ледник понижает его уровень, что приводит к тому, что Гольфстрим уже не может прорваться из Атлантики в полярные моря. Лишенный теплой подпитки и окруженный огромным ледяным полем, Северный Ледовитый океан в какой-то момент покрывается сплошными, нetaющими льдами. И ледник начинает сжиматься: замёрзший океан уже не питает его снегом, а над ним самим, именно из-за его высокого альбедо, к этому времени уже устанавливается постоянный антициклон. По мере таяния, точнее, сублимации или сухого испарения ледника уровень Мирового океана повышается, Гольфстрим проникает в Арктику, полярные воды освобождаются ото льда, и цикл начинается сначала. Исследования донных отложений Атлантики показали, что Гольфстрим в самом деле то усиливался, то исчезал, причем эти максимумы и

минимумы приходится именно на те периоды ледникового цикла, где им полагается быть по теории Юинга–Донна. К тому же эта теория, наконец, объяснила давно известный парадокс: самые мощные и продвинутые к югу ледники имели место в окруженной морями Европе, в то время как в куда более холодной, но и сухой Восточной Сибири сплошного ледяного панциря не возникало вовсе.

По другой гипотезе [2, 16], механизм может быть и противоположным: крупные оледенения, увеличивая контраст между экваториальными и приполярными областями, усиливают перемещение водных и воздушных масс, а это усиливает прогрев полярных областей. К тому же связывание огромных масс воды в виде материковых льдов приводит к падению уровня Мирового океана и обнажению континентальных шельфов, откуда в атмосферу возвращается огромное количество метана, запасенного в глубинных водах и осадках в виде газогидрата. Метан резко усиливает парниковый эффект, и ледник начинает таять.

На рис. 17.5 приведены изменения орбитальных характеристик Земли, инсоляции и изотопной температуры за последние 140 тыс. лет, которые позволяют наглядно продемонстрировать климатическую значимость радиационных эффектов [20]. В левой части рис. 17.5 показаны орбитальные параметры для трех разных дат четвертичного периода: 126 тыс. лет назад, 6 тыс. лет назад и современное состояние, где AE, VE – положения осеннего и весеннего равноденствия, WS, SS – зимнего и летнего солнцестояния, ε – наклон земной оси, e – эксцентриситет орбиты, ω – долгота перигелия по отношению к моменту весеннего равноденствия (координата, определяющая положение Земли на орбите при максимальном ее приближении к Солнцу), и $e \cdot \cos \omega$ – климатическая прецессия. Радиационная ситуация 126 тыс. лет назад, когда наблюдался максимум температуры после которого она в течение последующих 10 тыс. лет упала на 6 °C, была наиболее благоприятной для Северного полушария. В это время перигелий (ближайшая к Солнцу точка) орбиты приходился на лето Северного полушария, наклон земной оси был достаточно большой (23,9°), также как и долгота перигелия по отношению к моменту весеннего равноденствия.

В результате инсоляция летом в средних и высоких широтах Северного полушария (рис. 17.5, справа) была на 10–15 Вт/м² выше современной и именно она и определила рост глобальной температуры, хотя зимняя инсоляция и была ниже современной. При современном состоянии перигелий орбиты приходится на зиму, наклон оси ниже среднего и величина прецессии также ниже среднего, что

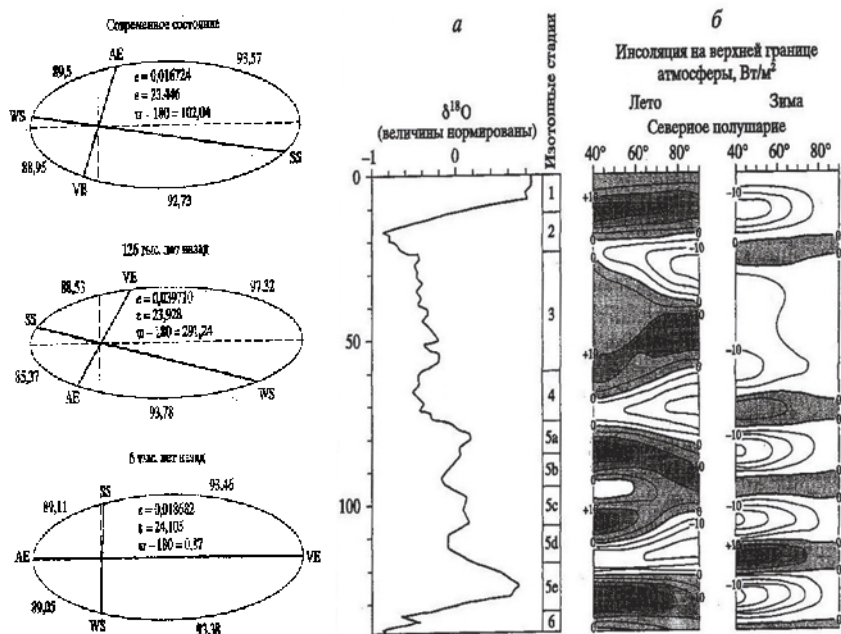


Рис. 17.5. Слева: элементы земной орбиты для современных условий, 126 и 6 тыс. лет назад (Joussaume, Braconnot, 1997). Справа: а – нормированная изотопно-кислородная кривая с выделенными изотопными стадиями, б – отклонения инсоляции от современного уровня для лета и зимы в Вт/м² (Berger, 1978)

и определяет уменьшение приходящей радиации. При оценке вкладов в колебания инсоляции 80 % приходится на прецессию как наиболее высокочастотную составляющую, 16 % – на вариацию наклона земной оси и только 4 % – на вариацию эксцентриситета.

Минимумы и максимумы на кривой изотопных температур также хорошо согласуются с вариациями приходящей радиации, а та, в свою очередь, – с изменением параметров орбиты Земли. Так, первый значительный минимум на кривой изотопной температуры имел место 115 тыс. лет назад и в это время наблюдается отрицательная аномалия инсоляции летом до 15 Вт/м² в высоких широтах и положительная до 10 Вт/м² зимой в низких широтах. В результате холодное лето в высоких широтах не могло быть компенсировано теплой зимой в средних широтах и климатическая система вошла в первую стадию Вюрмского оледенения. Аналогичная ситуация имела место и для трех остальных стадий Вюрмского (Валдайского)

оледенения: 90, 65 и особенно 23–25 тыс. лет назад, когда имела место продолжительная отрицательная аномалия инсоляции летом, а также ее некоторое уменьшение и зимой. При этом во всех случаях перед стадиями оледенений отрицательная аномалия имела место летом и больше проявлялась в высоких широтах. При потеплениях положительные аномалии инсоляции приходились на лето, но их наибольшие значения относились обычно к средним широтам. Поэтому более холодные лета и теплые зимы будут способствовать росту ледников и за длительное время в несколько тысячелетий могут привести к развитию ледниковой эпохи.

Чередование ледниковых и межледниковых периодов можно наглядно продемонстрировать и на данных изотопной температуры и некоторых парниковых газов из ледяных кернов, полученных бурением в Антарктиде, как показано на рис. 17.6. На графиках рис. 17.6 приведены вариации изотопных температур и углекислого газа за последние 400 и 800 тыс. лет по данным ледяных кернов Антарктиды (станция Восток) и на основе результатов бурения на дно Атлантического океана за последние 160 тыс. лет. Все графики демонстрируют чередование теплых и ледниковых периодов, причем теплые периоды имели место 420, 320, 235, 130, 10 тыс. лет назад, их продолжительность была небольшой (10–20 тыс. лет) и интервалы между ними составляли 90–120 тыс. лет. Причем, периоды потеплений этих стотысячелетних циклов были относительно быстрыми в несколько тысяч лет, а периоды похолоданий – очень продолжительными и неоднородными. Неоднородность связана с тем, что на ветви падения имеют место большие вариации температуры, которые дают отдельные потепления. Сами же минимумы температур также непродолжительны. Вторым главным выводом из сопоставления колебаний температур и CO_2 в прошлом состоит в том, что максимумы температур имеют место раньше максимумов CO_2 на несколько тысяч лет.

17.2. Последний ледниковый период и переход к голоцену

Последние оледенения четвертичного периода изучены наиболее детально. Максимальное оледенение в плейстоцене (Рисс-Заале-Днепровское-Иллинойс) превосходило современное оледенение втрое и покрывало 30 % площади суши, или 45 млн км², из них 13,9 млн км² составляла Антарктида, 13,14 млн км² – Лаврентьевский

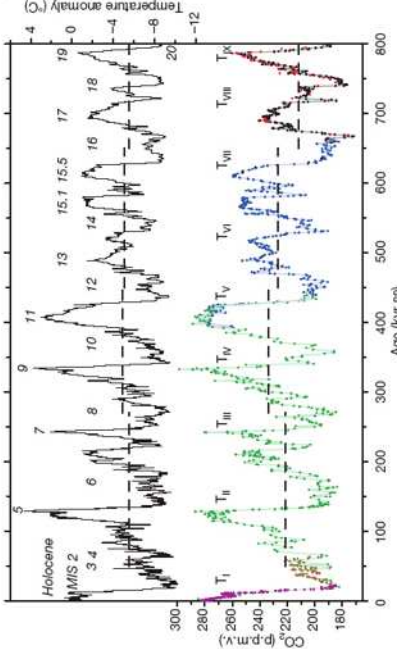
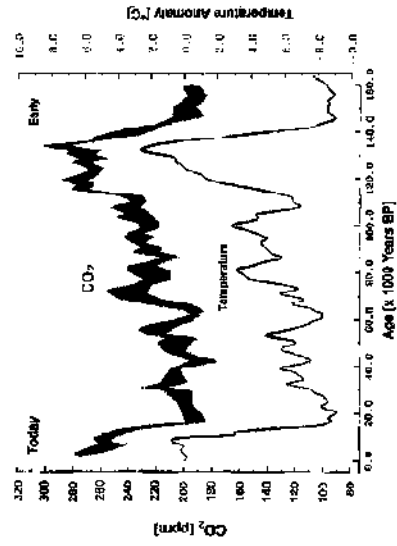
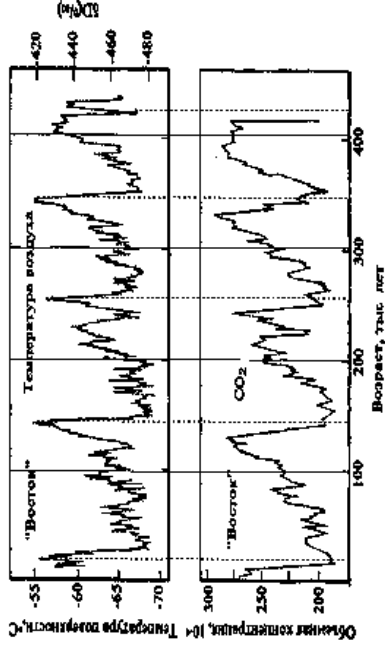
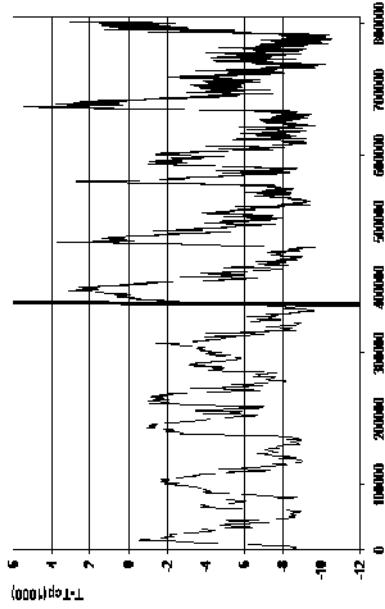


Рис. 17.6. Вариации температуры воздуха и CO₂ по палеореконструкциям

ледниковый щит в Канаде, 5,76 млн км² – Европейский ледниковый щит, от 4,3 до 2,7 млн км² – Урало-Сибирский ледниковый покров, 2,6 млн км² – оледенение Кордильер, 2,16 млн км² – Гренландия, 2,25 млн км² – горы Евразии, 0,7 млн км² – горы южного полушария. Это составляло 25 % площади современной Евразии, 60 % Северной Америки и 110 % Антарктиды; в Северном полушарии площадь оледенения превышала современную в 13 раз. Ледовый покров океана превышал современный в 1,5 раза и занимал 4 % площади океана, или 25 млн км².

Всего льдом было покрыто 14 % поверхности Земли, вдвое больше, чем теперь. Ледниковые щиты достигали в Европе 48°30', а в Северной Америке 37° широты. Карта максимального распространения льдов в Северном полушарии приведена на рис. 17.7 слева. На рис. 17.7 справа также показаны южные границы четырех эпох оледенений – Окской (1), Днепровской (2) (максимальной, во время которой одна из южных лопастей ледникового щита опускалась далеко вниз по Днепру, а другая почти полностью заполняла междуречье между Доном и Волгой), Московской (3) и Валдайской (4) на территории Восточной Европы [26, 27].

На рис. 17.7 слева цифрами обозначены (по К.К. Маркову): 1 – плавающие льды (современное состояние); 2 – распространение плавающих льдов около 10 тыс. лет назад; 3 – современное оледенение; 4 – максимальное оледенение; 5 – горное оледенение; 6 – южная граница вечной мерзлоты.

Детальная структура колебаний климата во время последнего ледникового периода ярко иллюстрируется приведенным на рис. 17.8 профилем изотопного отношения кислорода δO^{18} в уникальной 1390-метровой колонке льда, выбуренной в 1966 г. в северо-западной части Гренландского ледникового щита у Кемп Сенчури к востоку от Туле и достигшей скального ложа. Ориентировочная датировка слоев колонки охватывает около 125 тыс. лет, то есть Земское-Микулинское-Сангамонское межледниковье и Вюрмский-Висленский-Валдайский-Висконсинский ледниковый период.

Рис. 17.8 показывает, что межледниковье состояло из трех стадий (по американской терминологии – Барбадос I, II, III), прерывавшихся кратковременными похолоданиями [22]. В раннем Висконсине, начавшемся около 75 тыс. лет тому назад, происходили резкие колебания климата с тремя потеплениями (в Европе называвшимися Амерсфурт, Брёруп и Оддерате); этот период закончился глубоким оледенением (тиллит Брадтвилль). В среднем Висконсине было небольшое потепление Порт Талбот (в Европе – Антон Уоррен),

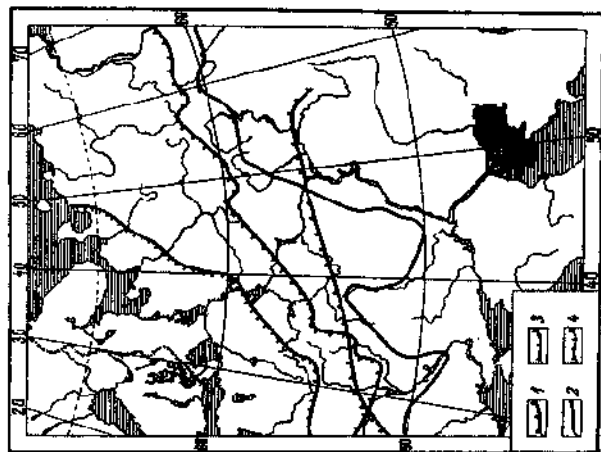
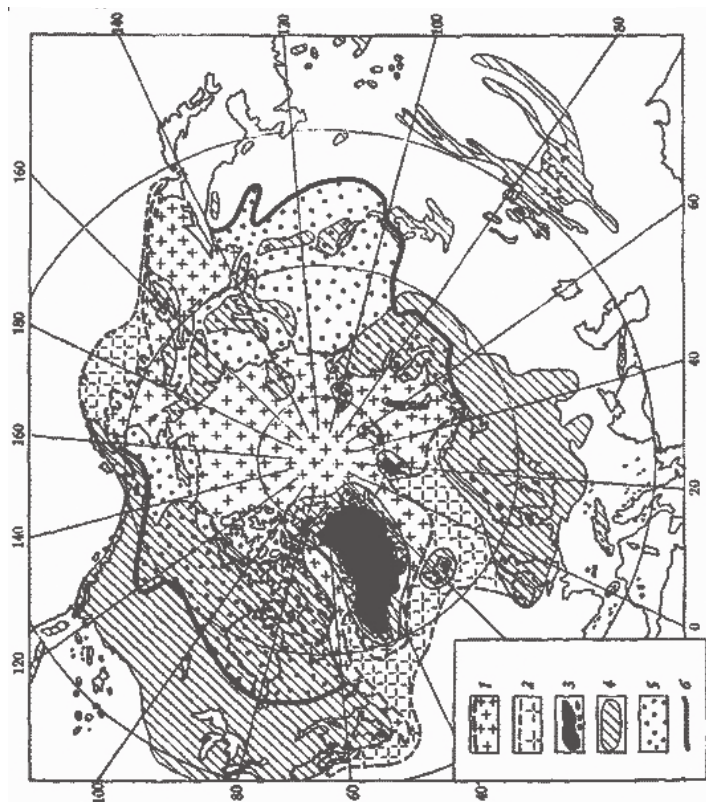


Рис. 17.7. Максимальное распространение льдов в плейстоцене в Северном полушарии (слева) и границы четырех оледенений (справа)

второе глубокое оледенение (тиллит Магадор) и небольшое потепление Плум Пойнт (в Европе – Хенгело и Денекамп). Весь поздний Висконсин был очень холодным, особенно в период 22–14 тыс. лет с максимумом холода около 18 тыс. лет тому назад. Также видно, что на общий фон налагаются еще более высокочастотные колебания с периодами порядка 1000 лет и иногда со значительными амплитудами. В нижней части рис. 17.8 показана самая суровая стадия последнего оледенения – позднеледниковье, которое также характеризуется значительными колебаниями температуры в 2–3 °С. Поэтому заключительный период Вюрмского оледенения ознаменовался

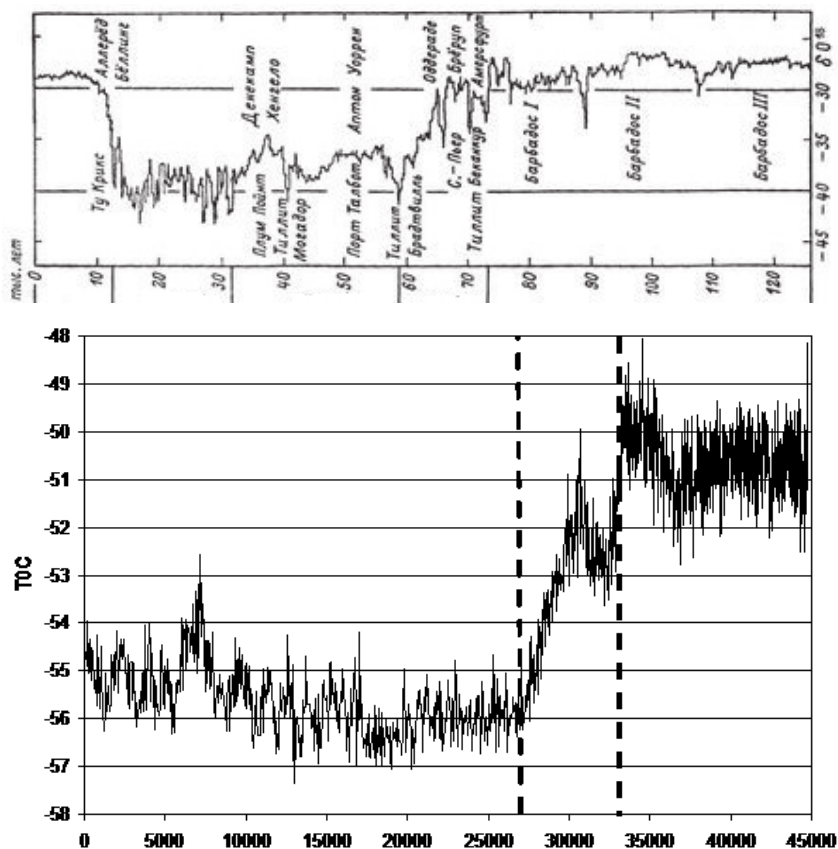


Рис. 17.8. Профиль изотопного отношения кислорода δO^{18} в колонке льда Кемп Сенчури за 125 и 45 тыс. лет (по В. Дансгаарду с соавт.)

резкими колебаниями ледниковых щитов – их наступлением во время Померанской стадии (16–14 тыс. лет тому назад) и отступлением в Раунисском межстадиале (13,7–13,2 тыс. лет назад); затем произошло похолодание Древний Дриас (13,2–12,4 тыс. лет назад), потепление Ббллинг (12,4–12,1 тыс. лет назад), похолодание Средний Дриас (12,1–11,9 тыс. лет назад), резкое потепление Аллерёд (11,9–11,1 тыс. лет назад) и последнее наступление уже заметно сократившегося Скандинавского ледникового щита во время крайне резкого похолодания Молодой Дриас (развившегося за столетие и продолжавшегося в течение 11,1–10,3 тыс. лет тому назад), оставившее после себя морены Сальпаусселькя в Финляндии. После этого началось стремительное таяние ледникового щита, завершившееся всего за 1000 лет, и потепление климата, продолжавшееся до максимума около 6 тыс. лет тому назад. Динамика отступления ледника и изменение ландшафта поверхности Европы и Западной Сибири показано на рис. 17.9.

Территории, занятые многолетним льдом, представляли из себя подобие антарктической пустыни, непригодной для жизни. Большую часть Западносибирской равнины занимало пресноводное внутреннее море, образованное водами Обского и Енисейского бассейнов – ледяной щит перекрывал рекам путь к океану. Зато на долгие тысячелетия обнажались участки континентальных шельфов, превращаясь в обширные, изобилующие жизнью равнины, покрытые в зависимости от климатического пояса саваннами, лесами или тундростепью, по ним текли реки и проходили миграционные пути зверей и людей. Во времена потеплений эти очаги цивилизации заливало море, и процесс этот не всегда проходил постепенно – землетрясения, порожденные перераспределением нагрузки на земную кору, обрушениями размываемого течениями дна и взрывообразным освобождением газа из залежей метан-гидратов, порождали цунами; вызванные изменениями климата дожди лили по многу дней. Прорывы Гибралтара, Босфора и Баб-эль-Мандеба вызывали еще более масштабные катастрофы [11].

На пиках оледенения запертыми ледником стоками Оби, Енисея и Лены затопливалась вся Западно-Сибирская низменность. При максимальном подъеме воды этого моря находили выход через Тургайскую ложбину в Аральское море, из него в Каспийскую низменность, потом через то место, где ныне находится Волго-Дон, сливались в Черное море и далее последовательно заполняли каскад соленых озер с узкими проливами, в которые во время максимальных похолоданий превращалось Средиземное море. Сила этого потока

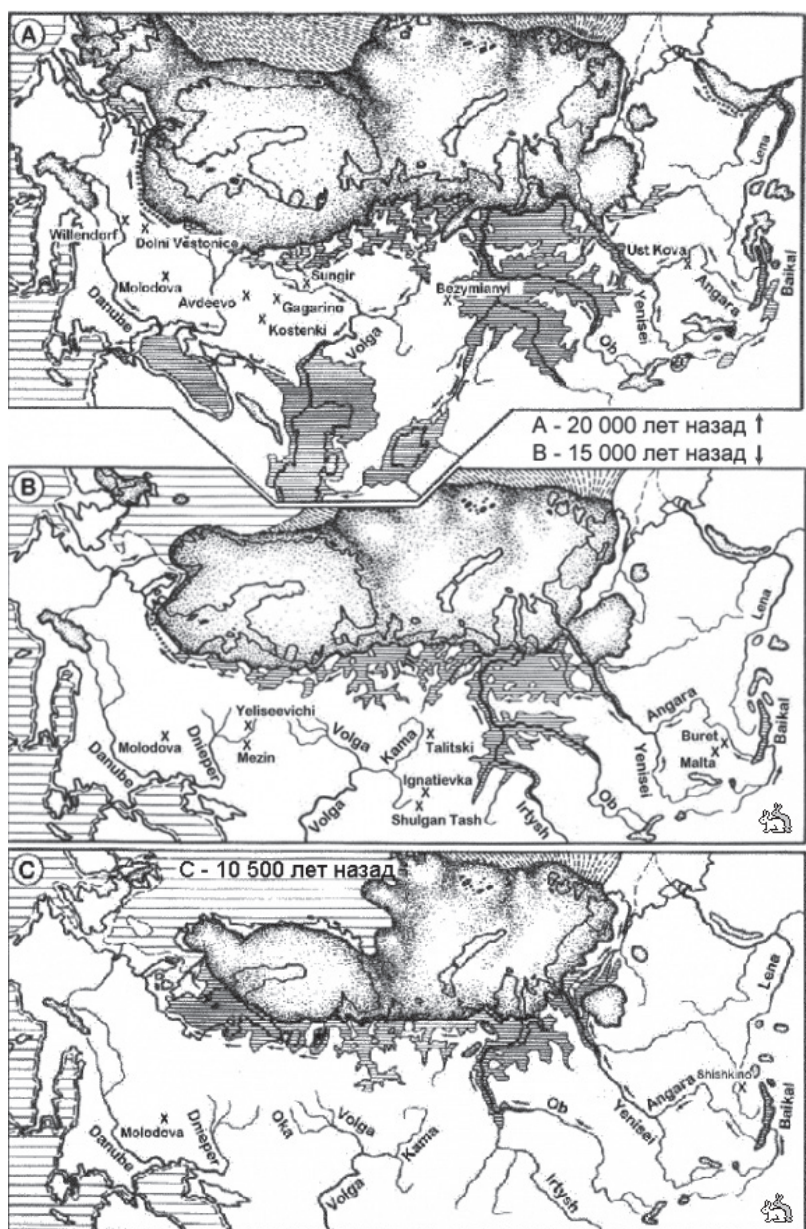


Рис. 17.9. Изменение границ последнего оледенения и гидрографии суши в моменты времени 20, 15 и 10,5 тыс. лет тому назад

с учетом увеличивавшегося из-за таяния льдов и вечной мерзлоты стока рек Восточной Европы была достаточно большой – уровень воды мог подниматься со скоростью до 1–2 м/год, береговая линия двигалась при этом до 10–20 км/год или 30–60 м/день. Последний раз такой каскад образовывался 16–15 тыс. лет назад и, то пересыхая, то вновь обретая силу, существовал около 2 тыс. лет. Потом уровень Каспия поднимался еще не раз, однако воды было слишком мало, чтобы переливаться в бассейны Черного и Средиземного морей. Эвксинское, Эгейское, Адриатическое и Лигурийское озера снова мелели, по их берегам селились и кочевали люди, пока 11,5 тыс. лет назад начавший подниматься с потеплением уровень моря не заставлял их снова отступать от надвигающейся воды.

С наступлением тёплого периода таяние ледников вызвало подъём воды примерно на 1 см в год. Огромные шельфовые пространства потихоньку стали затопляться. В середине самой тёплой климатической фазы голоцена – в «атлантический период», соответствующий эпохе позднего неолита – около 6–5 тыс. лет назад – медленный потоп превратился в катастрофический. Поскольку атлантический период был заметно теплее современного времени, уровень Мирового океана поднялся на несколько метров выше сегодняшней береговой линии.

Особый интерес представляет переход от позднеледниковья к современному голоцену при быстром потеплении климата, что можно рассматривать и как некоторый аналог климатического перехода от малого ледникового периода к естественному потеплению XIX и первой половины XX вв. (рис. 17.10).

На рис. 17.10 приведены следующие графики климатических палеореконов [1]: *a* – изотопная температура, полученная по соотношению изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в керне Саммит (Гренландия); *b* – концентрация углекислого газа в атмосфере по данным керна Саммит; *c* – концентрация метана (CH_4) по данным керна Саммит (1) и антарктического керна Тейлор (2); *z*, *d* – изменения летней температуры воздуха на северо-западе России (*z*) и северо-западе Европы (*d*), полученные по палинологическим (спорово-пыльцевым) и палеоботаническим (по фауне жуков) данным.

Как видно из графиков, относительно холодный поздний гляциал между 16 и 14,7 тыс. лет назад закончился быстрым (в течение нескольких десятков лет) потеплением на 7–8 °С. На территории Северной и Центральной Европы (Дания, Нидерланды, Германия) типичная тундровая растительность, характерная для гляциального времени, сменилась березовым редколесьем с небольшим участием

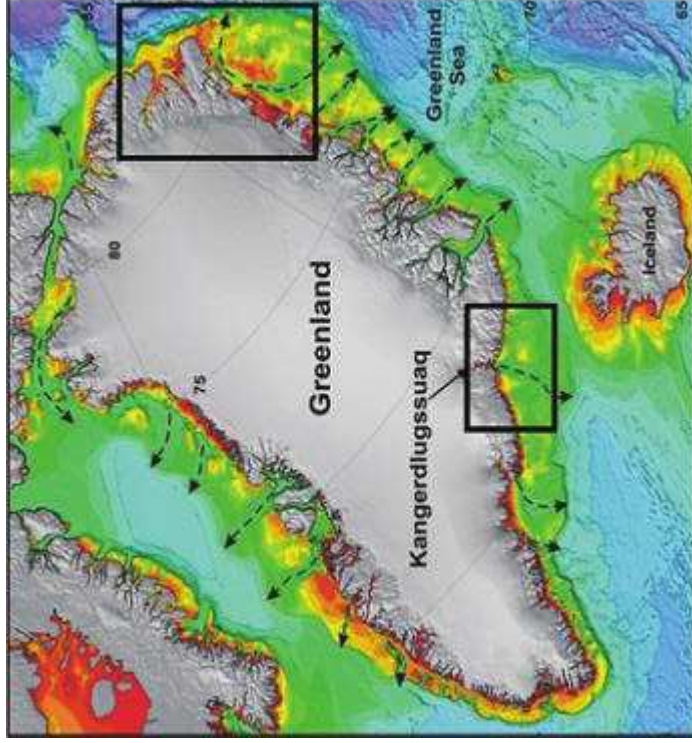
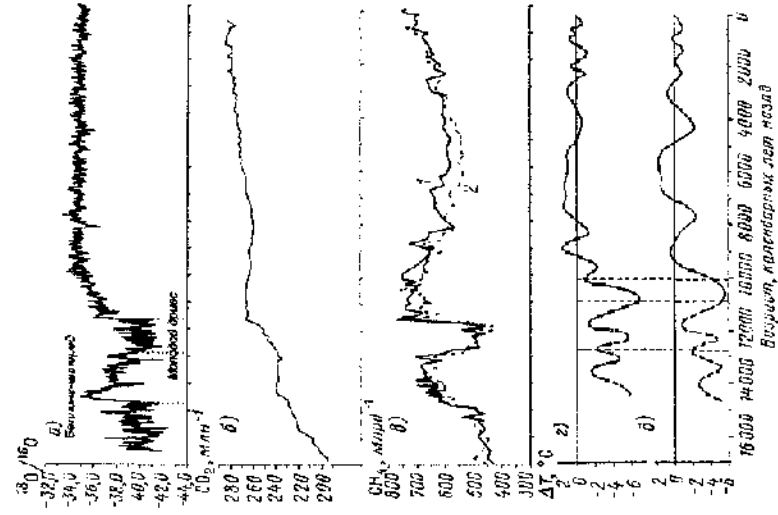


Рис. 17.10. Изменение температуры воздуха и концентрации парниковых газов за последние 16 тыс. лет (слева) и места бурения на карте Гренландии (справа)

сосны и широколиственных. В Италии и на Балканах появляются первые дубовые леса, на Британских островах увеличение среднегодовой температуры составило не менее 10 °С. Характерной особенностью второго интервала позднеледникового (14,7–11,5 тыс. лет назад) явилась ярко выраженная нестабильность климата, когда быстрые потепления чередовались с быстрыми похолоданиями. Последний, наиболее холодный и длительный период в конце этого интервала – молодой (или поздний) дриас (назван по цветку дриада, характерному для холодных климатических зон) имел наиболее драматические последствия для окружающей среды практически во всех регионах земного шара. Во время этого похолодания лесная растительность вновь сменилась тундровой и температура воздуха летом в северных районах Западной Европы, на Британских островах и северо-западе России понизилась на 5–6 °С, а в Северной Атлантике – на 6–8 °С. Похолодание позднего дриаса закончилось быстрым потеплением на границе с голоценом, и по данным гренландских кернов температура воздуха повысилась на 7–8 °С всего за 30–50 лет. Скорость изменения температуры воздуха летом в средних широтах Северного полушария составила не менее 2,6 °С за 100 лет для потепления на границе позднего гляциала – позднеледникового и около 1,7 °С за 100 лет на границе позднего дриаса и голоцена.

На хронологических графиках температуры и метана (рис. 17.10 *а* и 17.10 *в*) можно выделить три квазиоднородных периода: голоцен (примерно до 11,5 тыс. лет назад), позднеледниковье (14,7–11,5 тыс. лет назад) и поздний гляциал (от 14,7 до 16 тыс. лет назад). Кроме того, для температуры воздуха выделяется нестационарный период перехода к голоцену продолжительностью около 1,5 тыс. лет, а для метана этот период составил всего 30–50 лет.

В общем же из сопоставления разных графиков рис. 17.10 следует, что общая синхронность температуры по изотопному анализу совпадает с палеогеографическими данными и с динамикой газовых компонент, особенно CH_4 , причем изменения в температуре происходят примерно на 50 лет раньше, чем в метане. Углекислый газ имеет непрерывный тренд с разной скоростью и его динамика связана с процессами в океане.

17.3. Математическое моделирование климата прошлого

Международный проект PMIP (Международный проект по сравнению моделирования палеоклимата или Paleoclimate Modeling Intercomparison Project) ориентирован на моделирование климатических событий прошлого [32]. Проект PMIP стартовал в 1991 г. и в рамках проекта решались следующие задачи: во-первых, с помощью физически обоснованных МОЦА подтвердить или опровергнуть те или иные гипотезы генезиса глобальных и региональных изменений климата в прошлом, во-вторых, с одной стороны, согласовать разрозненные и нередко противоречащие друг другу данные палеогеографических реконструкций, а с другой – оценить качество модельных расчетов; и, наконец, в-третьих – оценить чувствительность МОЦА к сильной изменчивости внешних параметров. Ведь если МОЦА адекватно воспроизводит климатический режим относительно недалекого прошлого, то высока вероятность того, что они, в общих чертах, верно воспроизведут климат будущего.

Моделирование палеоклимата в основном затрагивает или последний наиболее суровый ледниковый период 25–23 тыс. лет назад (поздний вюрм), что привело к максимальному развитию ледникового покрова 21 тыс. лет назад, или стадии похолодания и потепления голоцена. Условия климатообразования 21 тыс. лет назад были совершенно отличными от современных, когда большие территории Северной Америки и Европы были покрыты ледниками,

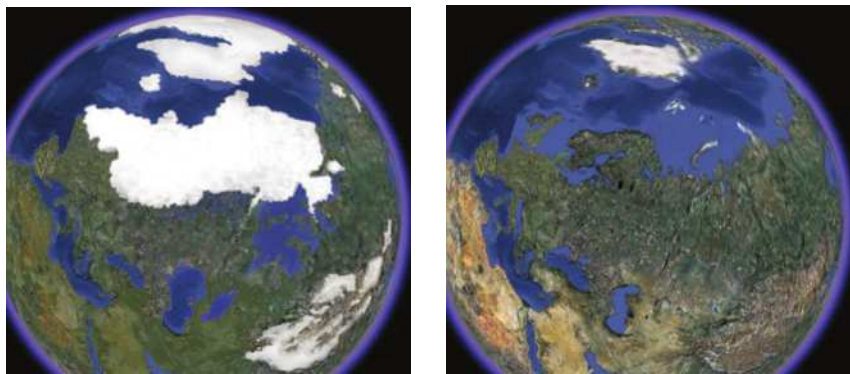


Рис. 17.11. Площадь, занятая ледниками
летом 21 тыс. лет назад (слева) и в 2010 г. (справа)

температура поверхности Земли была примерно на 5 °C ниже современной, осадков было меньше и концентрация CO₂ составляла всего 200 ppm. Как видно из рис. 17.11 (слева), летом ледники покрывали не только Северный Ледовитый океан, но и большие пространства на континентах, включая разросшиеся тибетские ледники.

При моделировании климата 21 тыс. лет назад ставилась задача воспроизвести реакцию климатической системы на измененные граничные условия при таком же распределении инсоляции, как и для современных условий. Смысл выполнения численных экспериментов такого типа заключается в том, чтобы определить, получится ли при заданном в соответствии с реальностью наборе параметров и граничных условий тот термический и гидрологический режим в атмосфере, океане и на суше, который выявляется палеореконструкциями. В качестве граничных условий в моделях задавались: приходящая радиация на верхней границе атмосферы (на 1 % ниже современной), распределение температуры поверхности океана, концентрация CO₂ и современные ледниковые щиты были дополнены ледником в Северной Америке (Лаврентийский ледниковый щит с максимальной высотой около 2,5 км) и ледником в Скандинавии (Скандинавский или Феноскандийский щит с максимальной высотой в 1,5 км).

На рис. 17.12 сверху представлено пространственное распределение среднегодовых отклонений приземной температуры воздуха 21 тыс. лет назад от современной, полученное осреднением по 7 моделям, участвовавшим в эксперименте PMIP2/MOTIF (2008 г.): CCSM, ECBILTCLIO, ECHAM53-MPIOM127-LF, FGOALS-1.0g, HadCM3M2, IPSL-CM4-V1-MR, MIROC3.2, и при использовании модельного блока взаимодействия атмосферы и океана.

Из приведенных данных следует, что на всей Земле температура была ниже современной, причем минимальное отклонение составляло –1,4 °C и наблюдалось в районе экватора, а максимальное отклонение равно –35,3 °C в Северной Америке на Лаврентийском ледниковом щите. В нижней части рис. 17.12 представлено такое же распределение, но при включении дополнительно в модели еще и взаимосвязи с растительностью, то есть углеродный цикл. Во втором эксперименте участвовало всего две модели: ECHAM53-MPIOM127-LF и HadCM3M2. Наибольшее отклонение от современной температуры на том же Лаврентийском ледниковом щите составило уже 41,8 °C, а в пределах двух главных ледников Северного полушария отклонения составляли от –20 до –40 °C.

В целом же по рис. 17.12 можно отметить, что для Земли характерно наличие трех основных областей, где температура была существенно ниже современной: северо-запад Евразии, северо-восток Северной Америки и Антарктида. Такое распределение температур объясняется тем, что в моделях в качестве граничных условий были заданы ледники в этих частях поверхности Земли, а в приполярных

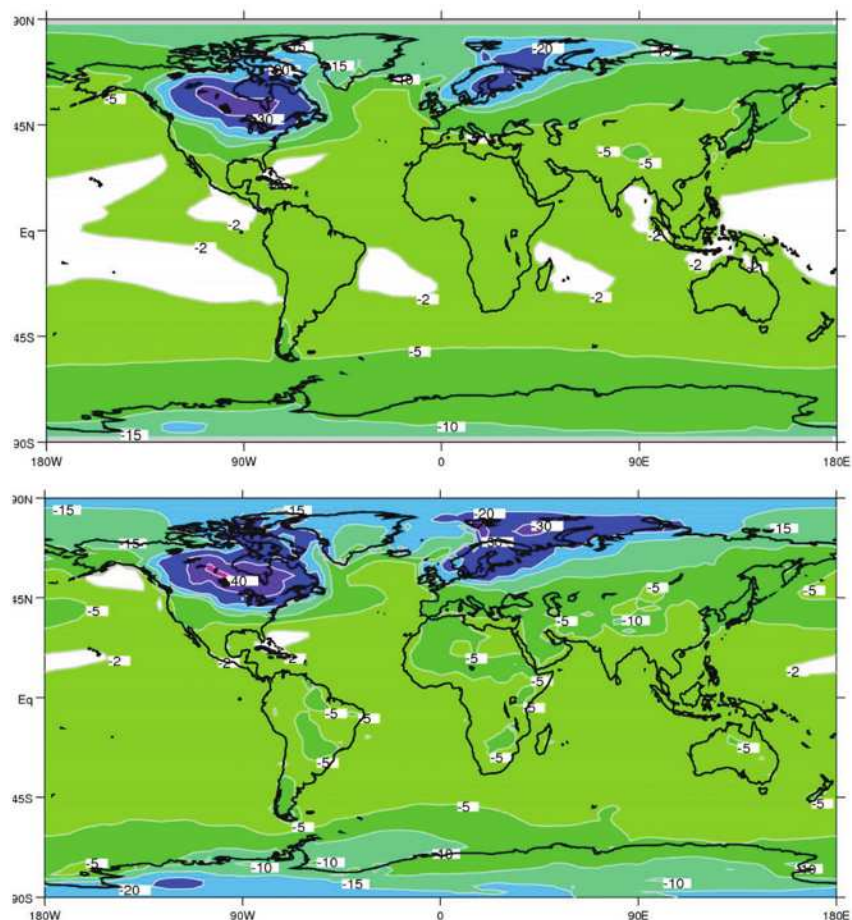


Рис. 17.12. Пространственное распределение отклонений среднегодовых температур воздуха 21 тыс. лет назад от современных по моделям, учитывающим только взаимодействие атмосферы и океана (вверху) и по моделям, дополнительно учитывающим взаимодействие с растительностью (внизу)

зонах океанов обеих полушарий было учтено расширение области плавучих льдов. Вместе с тем, охлаждающее влияние ледяного покрова очень быстро затухает при удалении от него. В тропической зоне над сушей аномалии температуры составили в среднем $-2...-4$ °С. Для оценки качества моделирования рассчитанные по моделям результаты сравнивались с данными палеореконокструкций, полученных методами палеоклиматологии. Сопоставление показало, что коэффициент корреляции между данными математических моделей и палеореконокструкций достаточно высокий ($R = 0,85$) при исключении отдельных «отскакивающих» точек, связанных с большими погрешностями палеореконокструкций.

На основе математических моделей было также получено и пространственное распределение температур поверхности океана, приведенное на рис. 17.13, из которого видно, что даже в условиях оледенения в высоких широтах, температура воды на экваторе и тропиках оставалась достаточно высокой, достигая $+26...+28$ °С. Вблизи ледниковых щитов температура воды всего $+2...+4$ °С, но быстро увеличивается до $+10...+12$ °С. Толщина ледников наибольшая на

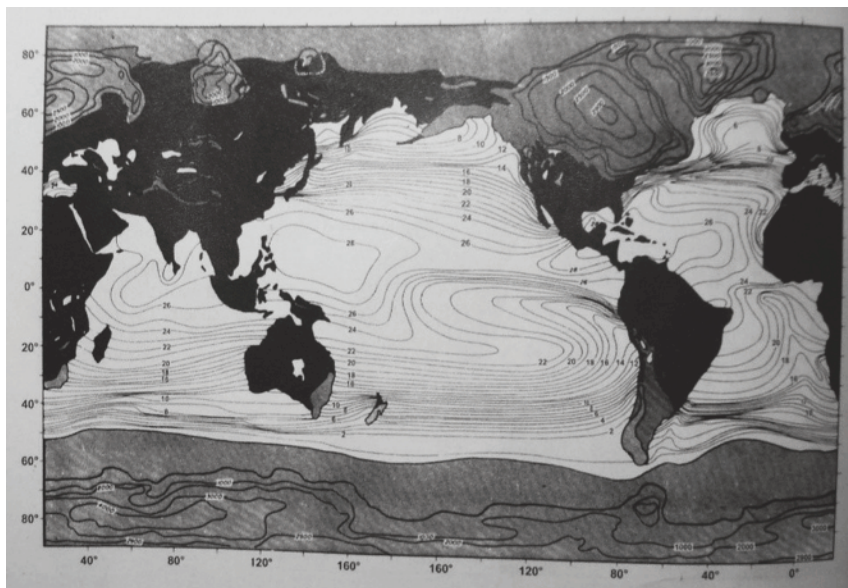


Рис. 17.13. Температура поверхности воды и толщина ледника в течение последнего ледникового максимума (21 тыс. лет назад)

севере Северо-Американского континента и достигает почти 3000 м, а в Скандинавии около 2500 м [21].

Аналогичные пространственные распределения 21 тыс. лет назад были получены и для других климатических характеристик: осадков, атмосферного давления, гидрологического режима суши. По моделям установлено, что при общей отрицательной аномалии осадков, наибольшие отклонения от современных значений наблюдаются в тропической зоне. В средних и высоких широтах снижение осадков меньше, но в относительных единицах они достигают 50 % от современных. В тропической области уменьшаются муссонные осадки, поскольку охлаждение суши существеннее, чем океана. Результаты моделирования также демонстрируют, что в это время произошли существенные изменения циркуляции вод в Северной Атлантике и регион образования глубинных вод сместился от современного в Гренландском, Исландском и Норвежском морях далеко к югу на 55–60 ° с.ш. Похолодание в Южном полушарии по модельным расчетам обусловлено не циркуляцией атмосферы и океана, а снижением CO_2 , развивающимся вместе с понижением температуры.

В конце 2014 г. стартовала 3-я фаза проекта PMIP, получившая название PMIP3, основными целями которой также остаются: понимание механизмов климатических изменений; выявление различных климатических факторов формирующих окружающую среду; оценка возможностей моделей воспроизводить различные типы климатов. Эти цели достигаются через: координацию модельных экспериментов, синтез палеоданных, сравнение модельных данных. Проект PMIP3 сосредоточен на координации следующих основных палеоэкспериментов: середина голоцена (6 тыс. лет назад) и последний гляциологический максимум (21 тыс. лет назад), последнее тысячелетие, ранний голоцен, последнее межледниковье (ключевые даты 130, 125, 115 тыс. лет назад) и средний плейстоцен.

17.4. Климат голоцена

Голоцен – вторая часть четвертичного периода, которая продолжается последние 12 тыс. лет [7]. Голоцен подразделяется на пять климатических стадий:

- предбореал (9610–8690 гг. до н.э.);
- бореал (8690–7270 гг. до н.э.);
- атлантик или атлантическая стадия (7270–3710 гг. до н.э.);
- суббореал (3710–450 гг. до н.э.);

– субатлантик или субатлантическая стадия (с 450 г. до н.э. по настоящее время).

По палеоботаническим данным С. Фирбас (1949 г.) установил следующую последовательность послеледниковых климатов в Западной Европе:

– холодный климат раннего, среднего и позднего субарктического времени;

– более теплый и сухой предбореальный период;

– еще более сухой бореальный период;

– более влажный и наиболее теплый климат раннего и позднего атлантического периода (с наибольшими температурами во время климатического оптимума, когда было теплее, чем теперь, но, по-видимому, все же несколько холоднее, чем во времена предыдущих межледниковий и судя по палеофлоре Шпицбергена, во время климатического оптимума в Арктике, вероятно, не было многолетних льдов);

– более сухой суббореальный период с начинающимся похолоданием климата;

– более холодный и влажный климат раннего и позднего субатлантического периода, продолжавшегося приблизительно до четвертого века нашей эры.

Быстрое глобальное потепление климата началось примерно за 13 тыс. лет до н.э. В Западной Европе уже за 12,7 тыс. лет до н.э. установился климат, близкий к современному. Относительно теплый период отмечался около 11 тыс. лет до н.э., в течение которого фиксировались отдельные похолодания. Примерно в 10 000 г. до н.э. климат стал значительно теплее на всем земном шаре, хотя в Северном полушарии еще оставались континентальные ледниковые щиты. Скандинавский ледяной щит начал быстро таять в 9000–8000 гг. до н.э.. Между 8500 и 7500 г. до н.э. распался североамериканский ледяной панцирь и к 6000 г. до н.э. на этом континенте осталось три небольших ледника в Северной Канаде, которые вскоре исчезли. Лабрадорский лед растаял примерно к 4500 г. до н.э., а льды на Баффиновой Земле, Новосибирских островах сохранились и поныне. К этому времени субарктические леса сместились примерно на 300 км севернее их нынешней полярной границы. На несколько сот километров отступила к северу вечная мерзлота в Восточной Сибири и Северной Америке. Почти везде, за исключением некоторых зон, климат был более влажным, чем теперь. Примечательно, что влажный климат длительное время господствовал во всем засушливом поясе, простирающемся от Западной Африки до Раджастана на

северо-западе Индии. Даже в засушливом центре нынешней Сахары годовое количество осадков составляло 250–400 мм (сейчас 6 мм в год) [9]. Уровень озера Чад на 40 м превышал современный, а само озеро достигало размеров Каспийского моря. Обширные пастбища использовались скотоводами-кочевниками, интенсивно развивалось земледелие без орошения в районах Ближнего и Среднего Востока, включая северо-запад Индии, то есть в районах, которые ныне относятся к засушливым. Некоторые области в полосе 35–40 ° с.ш. в это время были более засушливыми (Калифорния, Невада, Иран, Южная Африка), и это сказывалось на развитии их экономики [14].

В течение голоцена суша и моря приняли современные очертания, сложились нынешние географические зоны и состав атмосферы практически стал близок к современному. Тем не менее, климат голоцена отличался достаточно большим разнообразием [30]. На хронологическом графике изотопных температур рис. 17.14 можно выделить 3 минимума, связанные с периодами похолоданий и 2 теплых периода. Так, первый теплый период – климатический оптимум голоцена продолжался примерно с 9000 до 5000 лет до н.э. и обычно объясняется положительной фазой циклов Миланковича в это время. В течение этого периода температура была выше современной на 1–3 °С. Похолодание 6200 лет до н.э. (№ 5 на рис. 17.14 внизу) – самое суровое в голоцене и продолжалось от 200 до 400 лет, в течение которых климат значительно изменился, что привело к исчезновению ряда ранних культур. Это похолодание было более суровым, чем малый ледниковый период нашей эры.

Во время теплого периода голоцена и его пика около 6 тыс. лет назад климат менялся в различных районах земного шара не одинаково. Как отмечает Флон [29], температура воды Курисио в этот период времени между Японией и Тайванем была почти на 6 °С выше, чем теперь. В то же время на северо-востоке Северной Америки температуры были не так высоки. Некоторые районы Юго-Западной Сибири, Турции в это время были суше. Имеющиеся данные указывают, что подобного рода колебания температуры в 1–1,5 °С в сочетании с колебаниями осадков существенно повлияли на развитие культуры целых народов.

Примерно 4 тыс. лет назад во многих районах земного шара началось резкое похолодание климата, и он стал суше. Так, в Раджастхане около 3700 лет назад примерно в 3–4 раза уменьшилось количество осадков и составило 200 мм в год. Весьма впечатляющий пример – история Сахары, на месте которой в прошлом был цветущий сад, а весь район Сахары «зеленел подобно Нормандии» [9].

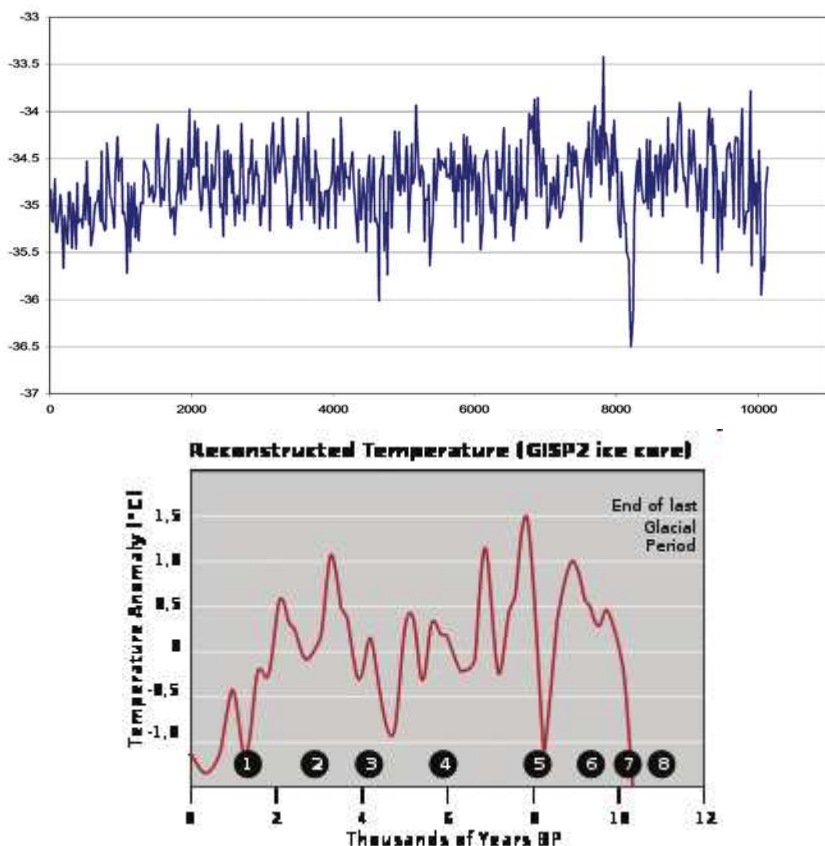


Рис. 17.14. Изотопная температура в течение голоцена по данным Гренландских кернов (вверху) и сглаженные отклонения температуры от современной с характерными максимумами и минимумами (внизу)

Среди прочих открытий в Сахаре самым интересным было обнаружение на территории современного Алжира нескольких тысяч наскальных росписей.

На фресках зафиксирована история Сахары с периода, предшествующего неолиту. В истории цивилизации можно выделить несколько периодов. Первый период (6–7 тыс. лет до н.э.) – «период охотников», или «буйвола». Вероятнее всего, что в это время климат Сахары был влажным. В течение первого периода население Сахары было негроидным. Затем следует переходный период, который, судя по изображениям, свидетельствует о высоком для того времени

развитии культуры и искусства этой цивилизации. Второй период относится к эпохе неолита и начинается примерно с 4-го тысячелетия до н.э. В долинах (как свидетельствуют росписи) появляются новые поселенцы, отличающиеся от коренных жителей Сахары. На фресках изображены люди и огромные стада рогатого скота. Начинается «период скотоводства», для которого, бесспорно, должны были существовать только определенные климатические условия, прежде всего вода и сочная растительность. Около 1200 до н.э. наступает новый период – «период лошадей», и лишь за несколько десятилетий до нашей эры начинается «период верблюда». Климат Сахары к этому времени уже изменился, и Сахара стала превращается в пустыню. Изображенные на самых древних фресках травоядные и плотоядные животные могли водиться только там, где выпадают обильные дожди, а земля покрыта густой растительностью. В последний дождливый период неолита климат Сахары, по-видимому, напоминал климат района нынешних саудовских саванн. В это время характерными для Сахары были обширные зеленеющие равнины, лесистые долины, где водились жирафы, буйволы, слоны, страусы, антилопы. В водоемах, наполненных круглый год водой, жили бегемоты, крокодилы. С иссушением Сахары представителей четвертичной фауны покинули Северную Африку и нашли убежища в лесах и саваннах Центральной Африки, где они обитают и по сей день.

В Европе за последние 4 тысячи лет по косвенным данным также установлены существенные колебания климата. Можно выделить четыре периода, в течение которых климат Европы до нашей эры был более холодный и влажный. Начало периодов приходится на 2000, 2600, 3100 и 3600 гг. до н.э. [4] и имевшие место резкое похолодания и иссушение климата в это время, по-видимому, были повсеместными. Как указывается в ряде источников, наиболее холодный период после климатического оптимума отмечается между 2500 и 350 гг. до н.э. Он продолжается в некоторых районах до начала нашей эры. Интересную информацию о климате прошлого оставил римский поэт рубежа нашей эпохи Публий Овидий Назон (43 г. до н.э. – 18 г. н.э.), написавший большое количество писем, в которых содержится описание природы и климата Придунайского региона и Причерноморья. Так, он отмечал, что река Истр (Дунай) замерзает по три года подряд; что во время замерзания Дуная возможно пешее и конное движение по льду; что в некоторые годы замерзает Черное море.

Тот факт, что на границе нашей эры климат был более суровым и, по-видимому, близким к климату малого ледникового периода,

зафиксирован многими источниками. В этой связи представляется оправданной гипотеза о некотором влиянии изменений климата в начале нашей эры на упадок Парфянского царства, занимавшегося в период расцвета (I в. н.э.) территорию от Двуречья до реки Инд и пришедшего в упадок к концу II – началу III в. н.э. Другим примером служит Сабейское царство на юго-западе Аравии, просуществовавшее в течение полутора тысячелетий и погребенное в настоящее время песками. «Южноаравийская цивилизация», включавшая такие государства, как Хадрамаут, Катабан, Саба (позднее Маин), отличалась высокой культурой и располагалась на плодородных землях. Древние источники сообщают о Южной Аравии того времени, как о благословенной плодородной земле, называемой древними римлянами «Аравия феликс» («Счастливая Аравия»). Технический уровень цивилизации представлен построенной огромной плотинной в русле пересохшей ныне реки Адкына в восточной части Йеменских гор длиной 600 м, шириной 80 м и высотой 15 м (плотина Мариба), включая водохранилище, два шлюза, распределительный и водосборный бассейны. Неоднократные разрушения плотины Мариба происходили в IV, V и VI вв. н.э., то есть в пору неблагоприятного климата. Последняя катастрофа – страшное наводнение – произошла в 570 г. н.э. Остальное довершили пески, которые продолжают наступать и ныне. В настоящее время на этой территории растут лишь отдельные кустики мятлика и колючек.

На рис. 17.15 представлен график изменения изотопной температуры в слоях ледникового льда со скважины GISP2 в центральной Гренландии. Из этого графика видно, что 5 тыс. лет назад температуры были на уровне современных, а затем наступило некоторое похолодание.

Начиная с 2500 лет до н.э. и вплоть до новой эры эпоха была крайне теплой, с рядом незначительных похолоданий в районе 2000 г. до н.э., 1500 г. и 1000 г. до н.э. причем, даже и тогда температура практически не опускалась ниже современной, а в целом было даже теплее, чем сейчас. Наиболее холодным и резким явился, по всей видимости, локальный минимум II в. н.э., вслед за которым, после примерно трехсотлетнего теплого участка, началось существенное падение температуры, достигшее экстремальных значений в Малый Ледниковый период в XVI–XVII вв. В целом можно сделать вывод, что эпоха с XXV в. до начала нашей эры была весьма теплой, но затем ее сменило глобальное похолодание, продолжавшееся вплоть до начала XIX в.

17.5. Субатлантический этап климата

Этот климатический период начался 2,5 тыс. лет назад и продолжается по сегодняшний день. Колебания температуры субатлантического климата при реконструированных данных разной дискретности (с 800 г. н.э. – ежегодные данные) показаны на рис. 17.16. На этом графике наглядно выделяются циклические колебания с периодом примерно 200 лет, включая три климатических минимума: античное похолодание 400–100 гг. до н.э., похолодание раннего средневековья 400–750 гг. н.э., малый ледниковый период (МЛП) 1300–1850 гг.; и два климатических максимума: римский климатический оптимум 0–400 гг. н.э. и средневековый климатический оптимум 750–1300 гг. [5].

Первый климатический минимум субатлантического периода имеет название «античного похолодания» с минимумом в III до н.э. По историческим хроникам в 900–300 гг. до н. э. наблюдался холодный субатлантический период. Снежная линия в горах повсеместно существенно понизилась, включая районы Ближнего Востока и Экваториальной Африки. Ряд суровых зим, сопровождавшихся замерзанием реки Тибр, отмечался в Италии в 398, 396, 271 и 177 гг. до н.э. Римские писатели Сасерно (отец и сын) писали, что в последнем столетии до нашей эры зимы в Италии были очень суровыми и вызывали серьезные осложнения при производстве вина и оливок. В III и II вв. до н.э. отмечалось усиление ледников в Альпах. Другим проявлением суровости климата накануне и в начале нашей эры в Северной Европе является увеличение повторяемости штормовых условий погоды. Наисильнейшие штормы отмечались в VI в. до н.э. и I в. н.э. Известны сильные наводнения на побережьях Ютландии и северо-запада Германии, которые привели к миграции кельтов и тевтонских племен из этих районов. В период между 750–500 и 300–100 гг. до н.э. в Северо-Западной Европе наблюдался влажный климат.

Следующий теплый период начала нашей эры с максимумом во II в. называется «римским потеплением» или «римским климатическим оптимумом», который продолжался примерно до 400 г. н.э. Климат Европы потеплел по сравнению с предшествовавшим периодом на 1–2 °С, был жарким, но не сухим. Температура примерно соответствовала современной, а к северу от Альп даже была и выше. В Северной Африке и на Ближнем Востоке был более влажный климат, чем в настоящее время. Отступление альпийского ледника улучшило проходимость альпийских перевалов и позволило римлянам завоевать Галлию, Нижнюю и Верхнюю Германию, Рецию

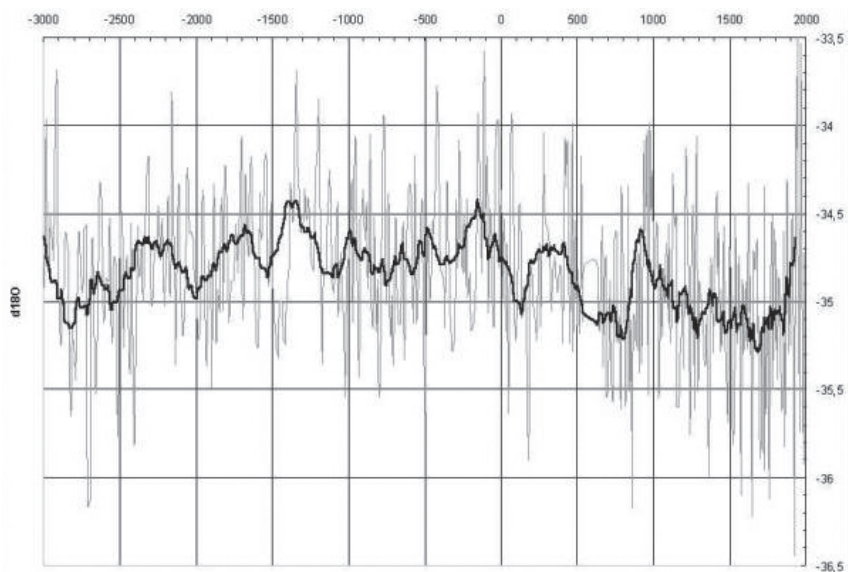


Рис. 17.15. Хронологический график изотопной температуры по данным верхней части керна из скважины GISP2 (последние 5000 лет).
Яркая линия – значения, сглаженные по 50-летиям

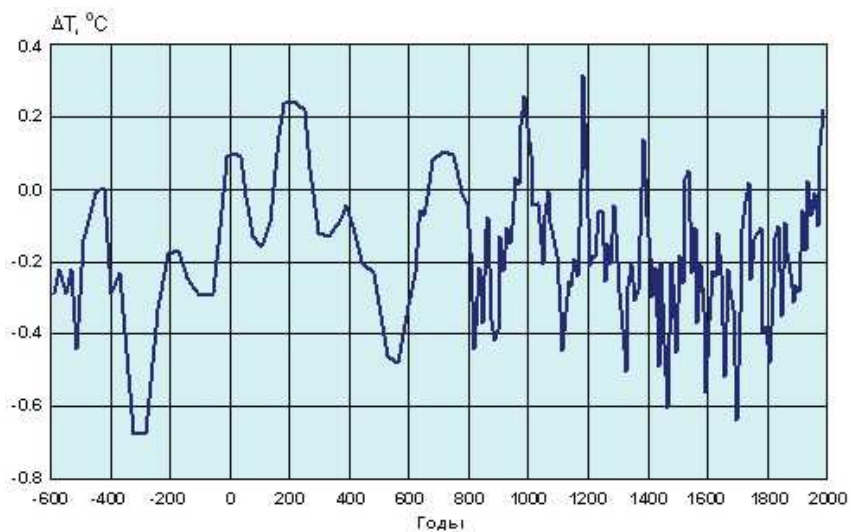


Рис. 17.16. Отклонения температуры воздуха Северного полушария от нормы 1961–1990 гг. в течение субатлантического климатического периода

и Нюрк и на этот период приходится максимальное расширение Римской империи. Начиная с 280 г. н.э. в Германии и Британии начинается культивация винограда и производство вина. В Северной Европе растет численность населения, в связи с чем готы, гепиды и вандалы во II–III в. начинают двигаться на юг в поисках новых земель и проникают на территорию Карпат и Причерноморья.

За римским оптимумом последовало похолодание или климатический пессимум раннего Средневековья, который охватывает период с 250 по 750 г. н.э. В течение этого похолодания температура была на 1–1,5 °С ниже современной. В целом климат стал более влажным, а зима более холодной. Граница распространения деревьев в Альпах понизилась примерно на 200 м и ледники увеличились, римская дорога стала непроходимой. Помимо этого около 535–536 гг. произошла кратковременная всемирная холодная аномалия. В северных областях и горных районах производство вина и злаков стало убыточным, частыми были неурожаи. Бури и наводнения привели к утрате части суши на побережье Северного моря и в Южной Англии. В Италии в VI в. и во Франции в 580-е годы отмечаются частые наводнения, ливни, непогода, неурожаи, заморозки. Французский историк Пьер Рише указывает, что в период с 793 по 880 г. 13 лет были связаны с голодом и наводнениями, а 9 лет с крайне холодными зимами и эпидемиями. Во время этого похолодания произошло крушение Западной Римской империи и сокращение населения Южной Европы с 20 до 10 млн человек. Поскольку время пессимума совпадает с периодом Великого переселения народов (375–588 гг.), то некоторые историки именно его и считают главной причиной переселения.

Следующие два климатических периода: средневековый климатический оптимум и малый ледниковый период (рис. 17.17) исследованы и представлены документально в летописях уже более детально, а с XVII в. начались и отдельные инструментальные измерения температуры воздуха и осадков.

Примерно с VIII по XIII вв. климат повсеместно стал сравнительно теплым, и этот период получил название малого климатического оптимума. Наиболее теплый период в Северной Америке, на европейской части, в Гренландии приходится на 950–1200 гг. н.э. В Европе наиболее теплый период отмечался между 1150–1300 гг. и характеризовался мягкими зимами, сравнительно теплой и ровной погодой. Среди наиболее ярких исторических свидетельств этого периода: эпоха викингов (800–1000 гг.) и их географических открытий и земледельческий бум и рост населения в Северо-Восточной



Рис. 17.17. Ряд глобальной температуры (30-летнее осреднение в отклонениях от нормы 1961–1990 гг.) с начала новой эры с выделением основных климатических периодов (R.W. Spencer, 2007)

Руси. Возможные причины потепления – это уменьшение вулканизма, повышенная солнечная активность, а также рост интенсивности Гольфстрима. Также средневековый климатический оптимум обусловил по всей Европе заметный рост населения и сельскохозяйственной продукции за счет расширения пахотных земель. В летописях упоминается о виноделии в Восточной Пруссии, Померании и даже на юге Шотландии. В то же время в Норвегии восходили урожаи зерновых на широтах вплоть до полярного круга. В других частях мира этот период охарактеризован более влажным климатом, о чем свидетельствуют, например, поселения в пустыне Намиб.

Главными историческим проявлением климатического оптимума стала эпоха викингов, источниками сведений о которой являются древнескандинавские сказания или саги. Согласно этим сказаниям, примерно около 700 г. н.э. ирландские монахи открыли Фарерские острова, а в середине VIII в. ими же была, по-видимому, впервые открыта Исландия. Около 800 г. норвежский викинг Грим Камбан совершил набег на Фарерские острова и захватил их. В переводе с норвежского Фарерские означает овечьи. В то время на этих островах паслись стада диких овец, берега были покрыты растительностью. Исландия же была покрыта льдом и снегом и поэтому названа Страной льдов. В 871 г. на остров отправился изгнанный из Норвегии за совершенное убийство Ингольф Анарсон со своим побратимом Лейфом. Через три года они отправились туда уже с семьями, а в 877 г. Анарсон нашел прекрасную незамерзшую бухту на юге Исландии и основал там нынешний город Рейкьявик – «дымящаяся бухта».

Поток переселенцев в Исландию быстро увеличивался, и к 930 г. Исландия насчитывала уже свыше 25 тыс. жителей. Интересно, что примерно в это время один из викингов, Гуньбьерн Ульфсон, в 875 г. сбился с пути и достиг Гренландии.

Однако подлинное открытие Гренландии связано с именем Эйрика Торвальдсона, известного больше под именем Эйрик Красный или Эйрик Рыжий (955–1005 гг.). В 976 г. Эйрик отправился вместе со своими родителями из Норвегии к Исландии и достиг не известной до тех пор земли, на которой он не смог высадиться из-за льдов. Плавая на юг, Эйрик обнаружил побережье, на котором росли зеленые деревья, трава, было много рыбы. Эту страну Эйрик Красный назвал Гренландией («Зеленая страна»). В то время температура на побережье Гренландии в июле–августе достигала, по-видимому, около 9 °С, в январе –7 °С. В 1003 г. сын Эйрика Красного, Лейф Эйриксон, отправился к западу и достиг неизвестной земли, которой, по всей вероятности, была Баффинова Земля. Плавая дальше к западу, Лейф и его спутники достигли нынешнего побережья Северной Америки. Таким образом, в период малого климатического оптимума плавание древних викингов привело не только к открытию Гренландии и обоснованию там поселений, но и к достижению северо-восточного побережья Северной Америки.

Последовавший за климатическим оптимумом малый ледниковый период (МЛП) XIV–XIX вв. предполагается был связан с замедлением течения Гольфстрима около 1300 г. Также причинами малого ледникового периода исследователи называют понижение солнечной активности (Минимум Маундера), усиление активности вулканов, продукты извержения которых блокировали солнечный свет, замедление или даже полная остановка термохалинной циркуляции, возрождение лесов вследствие снижения численности населения после эпидемии чумы, что привело к падению уровня углекислого газа.

В 1310-х годах Западная Европа, судя по хроникам, пережила настоящую экологическую катастрофу. Дождливые лета и необыкновенно суровые зимы привели к гибели нескольких урожаев и вымерзанию фруктовых садов в Англии, Шотландии, северной Франции и Германии. В Шотландии и северной Германии прекратилось виноградарство и производство вин. Зимние заморозки стали поражать даже северную Италию. Ф. Петрарка и Дж. Бокаччо фиксировали, что в XIV в. снег нередко выпадал в Италии. Прямым последствием первой фазы МЛП стал массовый голод первой половины XIV в., косвенным – кризис феодального хозяйства, возобновление барщины и крупные крестьянские восстания в Западной

Европе. В русских землях первая фаза МЛП дала о себе знать в виде череды «дождливых лет» XIV в. Средневековые легенды утверждают, что именно в это время от штормов в Атлантике погибли мифические острова – «Остров Дев» и «Остров Семи Городов».

Примерно с 1370-х годов температура в Западной Европе стала медленно повышаться, массовый голод и неурожаи прекратились. Однако холодные, дождливые лета были частым явлением на протяжении всего XV в. Зимой частым явлением были снегопады и заморозки на юге Европы. Относительное потепление началось только в 1440-е годы, и оно сразу привело к подъему сельского хозяйства. Однако температуры предшествовавшего климатического оптимума восстановлены не были. Для Западной и Центральной Европы снежные зимы были обычным явлением, а период «золотой осени» начинался в сентябре.

Существенным было влияние МЛП и на Северную Америку. На восточном побережье Америки было чрезвычайно холодно, в то время как центральные и западные районы территории современных США стали настолько сухими, что Средний Запад превратился в регион пыльных бурь; горные леса полностью выгорели. В Гренландии стали наступать ледники, летнее оттаивание грунтов становилось все более кратковременным, и к концу века здесь прочно установилась вечная мерзлота. Возросла ледовитость северных морей, и предпринимавшиеся в последующие века попытки достигнуть Гренландии обычно заканчивались неудачей. С конца XV в. началось наступление ледников во многих горных странах и полярных районах.

Вторая фаза МЛП началась примерно с XVI в. и ознаменовалась временным повышением температуры. Возможно, это было связано с некоторым убыстрением течения Гольфстрима. Другое объяснение «межледниковой» фазы XVI в. – максимальная солнечная активность, частично погасившая негативный эффект от замедления Гольфстрима. В Европе вновь было зафиксировано повышение среднегодовых температур, хотя уровень предшествовавшего климатического оптимума достигнут не был. В некоторых летописях даже упоминаются факты «бесснежных зим» середины XVI в. Однако приблизительно с 1560 г. температура начала медленно понижаться. По-видимому, это было связано с началом снижения солнечной активности. 19 февраля 1600 г. произошло извержение вулкана Уайнапутина, сильнейшее за всю историю Южной Америки. Считается, что это извержение было причиной больших климатических изменений в начале XVII в.

Третья фаза (условно XVII – начало XIX вв.) стала наиболее холодным периодом МЛП. Пониженная активность Гольфстрима совпала по времени с наиболее низким после V в. до н.э. уровнем солнечной активности (Маундеровским минимумом). После сравнительно тёплого XVI в. в Европе резко снизилась среднегодовая температура. Гренландия – «Зелёная земля» покрылась ледниками и с острова исчезли поселения викингов. Замёрзли даже южные моря. По Темзе и Дунаю катались на санках. Москва-река полгода была надёжной площадкой для ярмарок. Глобальная температура понизилась на 1–2 °С. На юге Европы часто повторялись суровые и продолжительные зимы, в 1621–1669 гг. замерзал пролив Босфор, а в 1709 г. у берегов замерзало Адриатическое море. В зиму 1620–1621 г. в Падуе (Италия) выпадал снег «неслыханной глубины». Особенно холодным выдался 1665 г. Зимой 1664–1665 гг. во Франции и Германии, по сообщениям современников, птицы замерзали в воздухе. По всей Европе наблюдался всплеск смертности.

Новую волну похолодания Европа пережила в 1740-е годы. В это десятилетие в ведущих столицах Европы: Париже, Вене, Берлине, Лондоне отмечались регулярные метели и снежные заносы. Во Франции неоднократно отмечалась снежная пурга. В Швеции и Германии, по свидетельствам современников, обильные метели нередко парализовывали движение. Аномальные морозы отмечались в Париже в 1784 г. и до конца апреля город находился под устойчивым снежным и ледовым покровом. Температура колебалась от –7 до –10 °С.

В России малый ледниковый период озаменовался, в частности, исключительно холодным летом в 1601, 1602 и 1604 гг., когда морозы ударили в июле-августе (что приводило даже к ледоставу на Москве-реке), а снег ложился в начале осени. Необычные холода повлекли за собой неурожай и голод, а как следствие, по мнению некоторых исследователей – стали одной из предпосылок к началу Смутного времени. Зима 1656 г. была столь суровой, что в вошедшей в южные районы Московского государства польской армии от морозов погибло две тысячи человек и тысяча лошадей. В Нижнем Поволжье в зиму 1778 г. птицы замерзали в полёте и падали мёртвыми. В ходе русско-шведской войны 1808–1809 гг. русские войска по льду преодолели Балтийское море. Еще более холодным был малый ледниковый период в Сибири. В 1740–1741 гг. экспедиция В. Беринга фиксировала сильные морозы на Камчатке и на Командорских островах. Посетивший Сибирь в 1771 г. русский путешественник И.П. Фальк писал: «климат очень суров, зима жестокая и

продолжительная... Часто случаются вьюги в мае и сентябре месяцах». В окрестностях Барнаула снег сошёл только к 15 мая, а первые листья на деревьях появились 27 мая (по новому стилю). По описаниям 1826 г., в Змеиногорске зимой все находящиеся в долинах улицы и дома покрылись сугробами до верхушек крыш.

С середины XIX в. климат снова стал теплеть, что вылилось в глобальное потепление XX в., в котором естественный подъём температур синхронизировался с антропогенным.

Исторические хроники позволяют восстановить информацию о климате некоторых европейских стран по информации о наводнениях и засухам (табл. 17.2) [5].

Таблица 17.2

Данные о засухах и наводнениях в различных районах Европы с 400 г. до н.э. по XVII в. (первая цифра – число наводнений, вторая – число засух)

Века	Анг- лия	Герма- ния	Богемия	Россия	Испания	Франция	Эльзас	Альпы	Италия	Румыния
IV					1/-				-/-	
III					-/-				2/1	
II					1/-				2/1	
I до н.э.									6/-	
I н.э.	1/-	1/1							6/1	
II	-/-	-/-							6 /-	
III	-/-	-/-							2/-	
IV	-/-	-/-							-/-	
V	-/-	-/1							2/-	
VI	-/-	2/2				4/-	8/-		7/-	
VII	-/4	1/-				1/1	-/-		6/-	
VIII	-/-	1/1	-/1			-/-	-/-		3/-	
IX	2/-	8/1	-/-			4/-	-/-	4/-	6/-	
X	-/-	2/2	-/3	2/1		-/-	-/-	-/-	-/-	
X	1/1	7/1	4/1	1/1		-/-	-/-	2/-	3/-	
XII	3/1	16/1	2/-	5/1		2/-	1/1	8/1	4/7	
XIII	5/2	11/-	3/-	4/2	2/-	3/-	1/-	11/-	8/-	
XIV	3/-	26/-	6/-	8/11	2/-	1/-	3/-	11/1	3/-	
XV	3/1	26/1	4/1	13/11	-/-	2/-	1/-	10/-	5/-	
XVI	3/3	22/6	11/4	10/6	-/2	3/-	1/1	14/-	3/-	4/3
XVII	1/3	15/1	6/1	9/4	3/2	5/-	-/-	14/-	11/2	6/10
XVIII	-/1	7/-	3/1	21/5	3/-	2/-	1/-	9/-	5/3	7/11

Так, в Италии между 200 г. до н.э. и 170 г. н.э. отмечался влажный климат. За это время на реке Тибр зафиксировано 22 года с наводнениями, при этом в некоторые годы наводнения отмечались и на других реках Италии. В то же время за этот период зарегистрировано только две засухи, одна из которых была в 181 г. н.э. После 174 г. н.э. и вплоть до 489 г. н.э. климат в Италии стал суше. За это время отмечено только два года с наводнениями. После 489 г. в Италии вновь отмечается возврат к более влажному климату. Так, в период между 489 и 717 гг. было зарегистрировано уже 18 наводнений. Между 583 и 590 гг. отмечались дождливые годы с наводнениями в Эльзасе и Германии. Между 800–900 гг. н.э. зарегистрированы наводнения в Германии, Италии, Англии, Франции. В интервале между 950 и 1150 гг., то есть при наступлении малого климатического оптимума, отмечается некоторый колебательный период, когда сухие годы с засухами сменяются влажными годами с наводнениями. Так, сильные засухи зарегистрированы в 988–1000 гг. в Англии и Германии. В это же время отмечался низкий уровень воды в реках северной части Альп.

Хорошим индикатором долгопериодных колебаний климата является динамика ледников [6]. На рис. 17.18 приведены данные о колебаниях толщины ледников в Исландии и Норвегии за последние 10 тыс. лет.

Из рисунка видно, что между 8000 г. и примерно 3000 г. до н.э. произошло резкое таяние ледников. Оно продолжалось примерно до 1000–800 гг. до н.э. Затем на границе нашей эры произошло резкое увеличение толщины ледников, связанное с похолоданием климата. Это античное похолодание было зарегистрировано многими источниками и в других странах мира. Вслед за этим в конце 1-го тысячелетия н.э. произошло очередное потепление (малый

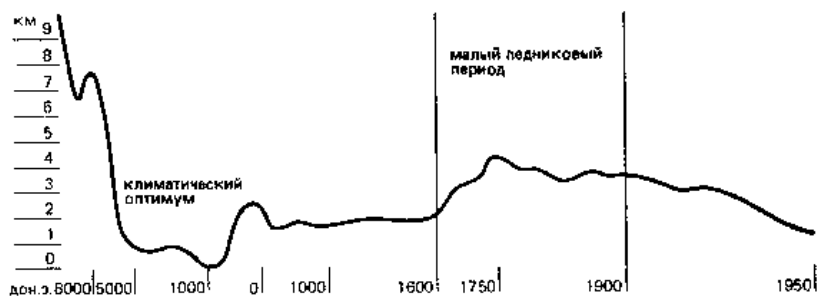


Рис. 17.18. Колебания толщины ледников в Исландии и Норвегии

климатический оптимум), которое отмечалось не только в Северном, но и в Южном полушарии, а также, судя по косвенным данным, и на Американском континенте. Следующий мощный и продолжительный рост ледников начался с 1600 г. и с некоторым запаздыванием, так как ледники имеют инерционность, характеризует начало малого ледникового периода. Уменьшение толщины ледников началось с 1900 г. и характеризует окончание МЛП также с запаздыванием примерно на 50 лет.

На рис. 17.19 приведены для сопоставления графики средних годовых, летних и зимних температур, а также сумм осадков за последние 1200–2000 лет.

Из графиков следует, что похолодания наиболее ярко проявляются в понижении летней и особенно зимней температуры, а потепления – в основном в росте зимней температуры. Осадки мало связаны с изменением температуры. Так, в период климатического оптимума осадки увеличивались, но они также росли и во время МЛП [15].

Таким образом, проведенный анализ изменений климата в четвертичный период показывает, что при сложившемся к середине кайнозоя современном типе климата происходили в прошлом и вполне возможны и в будущем значительные оледенения в средних и высоких широтах, когда глобальная температура уменьшается на 5–7 °С, а локальные понижения могут составлять десятки градусов. Периодичность таких колебаний составляет 100 тыс. лет с относительно кратковременными (примерно 10 тыс. лет) стадиями оледенений и потеплений. И, даже в современный период межледниковья (голоцен) и его последнюю субатлантическую стадию, имели место периоды потепления и похолодания с отклонениями глобальной температуры от средних значений на 1–2 °С.

Как сказано в книге «Глобальные изменения природной среды» [10]: «В истории Земли наблюдались периодические кризисы или катастрофические изменения климата на фоне плавных или незначительных климатических изменений в течение сотен миллионов лет. Сверхдлинная, длинная и средняя периодичности климатических и биологических перестроек составляют 150, 30–35 и 3–4 млн лет; периодичность оледенений в плейстоцене и голоцене 20–100 тыс. лет, периодичность изменения климата в голоцене и в историческое время – 2 тыс. лет, 500–600 лет, 20–22 года. Пока не существует теории климата, способной объяснить и предсказать такую многоуровневую периодичность». При реконструкции климата Восточной Европы за последние 2000 лет В.В. Клименко и А.М. Слепцов [23] сделали следующие выводы:

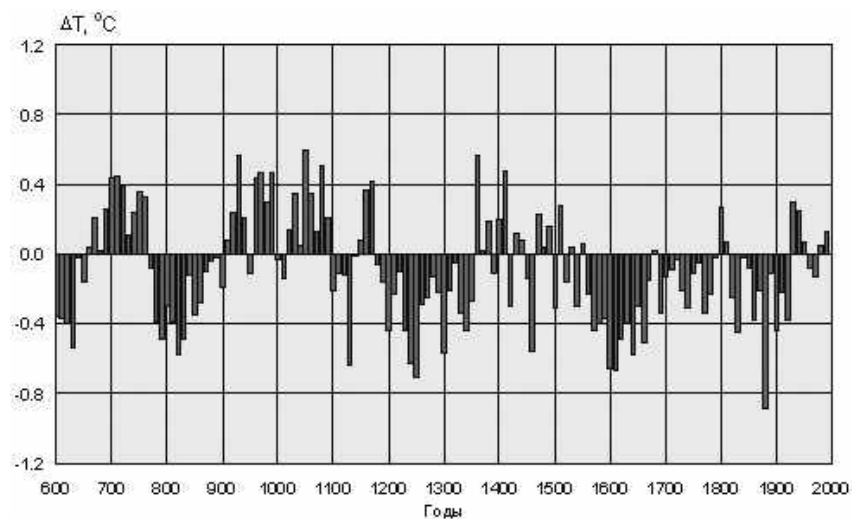
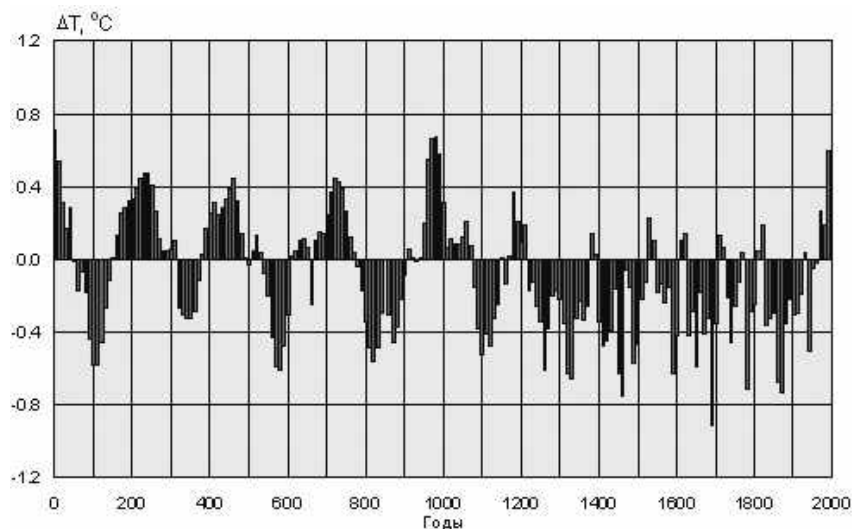


Рис. 17.19 (начало). Отклонения температуры воздуха и осадков (осреднение по 10-летиям) от современных значений для территории Русской равнины (обобщённые данные): среднегодовая температура (слева сверху), летняя температура (справа сверху), зимняя температура (слева внизу), суммы годовых осадков (справа внизу)

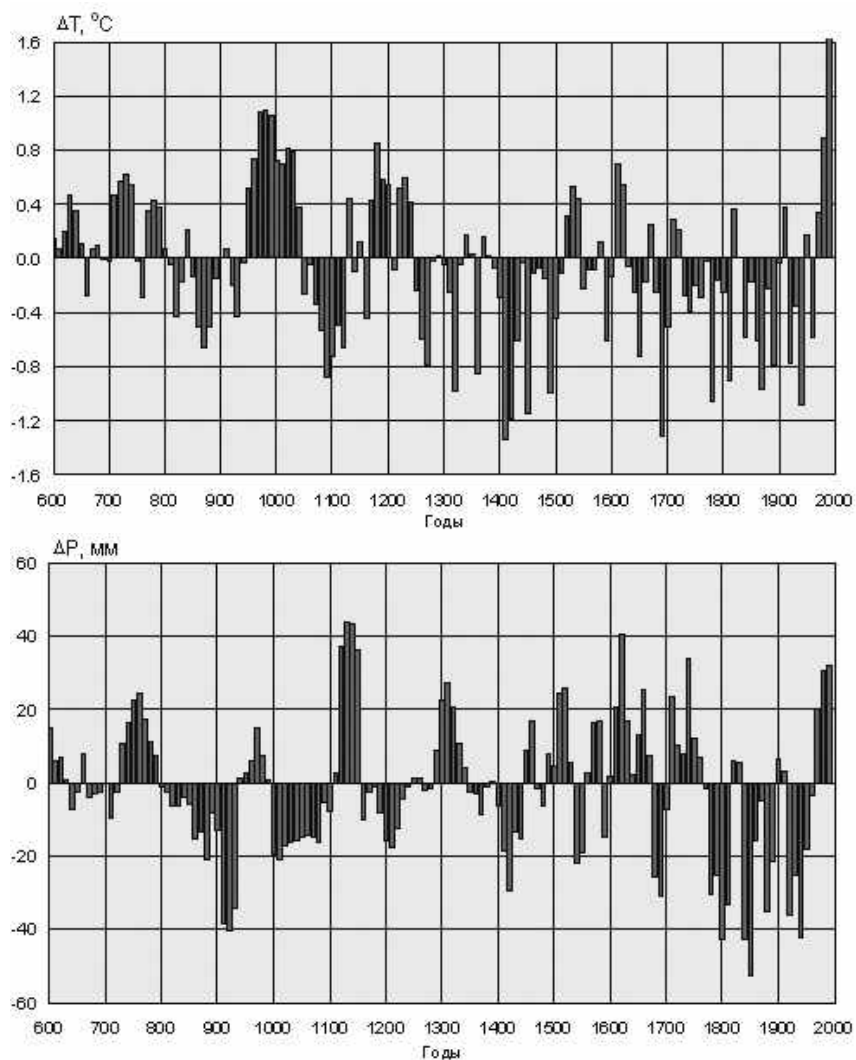


Рис. 17.19 (окончание). Отклонения температуры воздуха и осадков (осреднение по 10-летиям) от современных значений для территории Русской равнины (обобщённые данные): среднегодовая температура (слева сверху), летняя температура (справа сверху), зимняя температура (слева внизу), суммы годовых осадков (справа внизу)

– в течение последнего тысячелетия на фоне квазициклических колебаний наблюдалось постепенное снижение среднегодовых и среднесезонных температур, но в XX в. тенденция резко изменилась на противоположенную;

– в течение последних 1,5 тыс. лет не выявлено тенденций в изменении осадков;

– в настоящее время среднегодовые температуры находятся на уровне максимума средневекового оптимума X в., причем зимние температуры увеличились намного больше летних.

Литература

1. Быстрое потепление климата на границе позднеледниковья–голоцена как возможный аналог изменения климата и окружающей среды в первой четверти XXI века / О.А. Анисимов, И.И. Борзенкова, Дж. Ванденберге и др. // Метеорология и гидрология. 2004, № 12. – С. 31-40.
2. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. – М., 2003. – 256 с.
3. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 247 с.
4. Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Глобальный круговорот углерода и климат. – Л., 1987. – 309 с.
5. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычных явлений природы. – М.: Мысль, 1988. – 524 с.
6. Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. – М.: Наука. 1987. – 248 с.
7. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 352 с.
8. Величко А.А. Соотношение изменений климата в высоких и низких широтах Земли в позднем плейстоцене и голоцене. Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – С. 5–19.
9. Гаудио А. Цивилизация Сахары. Десять тысячелетий истории культуры и торговли. – М., 1985. – 208 с.
10. Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим) / под ред. Н.С. Касимова, Р.К. Клиге. – М.: Научный мир, 2000. – 304 с.
11. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999. – 118 с.
12. Климатология / О.А. Дроздов, В.А. Васильев, Н.В. Кобышева и др. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 569 с.
13. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 250 с.
14. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 250 с.
15. Жуков Б. Ледниковая периодичность «Что нового в науке и технике». 2007, № 4. – С. 27–39.
16. Журавлев А. До и после динозавров. – М.: Вече, 2006. – 62 с. (profilib.com).

17. *Иващенко О.* Как менялся климат за время существования Земли. Скорость изменений и уникальность настоящего момента / Наука и техника: теории и гипотезы. 2009, № 1. – С. 18–27.
18. *Кароль И.Л.* Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 216 с.
19. *Кислов А.В.* Теория климата. – М.: МГУ, 1989 – 152 с.
20. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: Наука, 2001. – 351 с.
21. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.А.* История гидросферы. – М.: Научный мир, 1998. – 370 с.
22. *Климанов В.А.* Климат Северной Евразии в позднеледниково́е и голоцене (по материалам палинологических данных): автореферат дис. ... д-ра геогр. наук. – М., 1996. – 48 с.
23. *Клименко В.В., Слепцов А.М.* Комплексная реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет / Изв. РГО. 2003. Вып. 6. – С. 45–53.
24. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 215 с.
25. Плейстоцен / *К.К. Марков, А.А. Величко, Г.И. Лазуков, В.А. Николаев.* – М.: Высшая школа, 1968. – 304 с.
26. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. – М.: Недра, 1967. – 440 с.
27. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 408 с.
28. *Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 280 с.
29. *Флон Г.* Основы геофизической модели оледенений / Изменения климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 331–356.
30. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 250 с.
31. Climate of the 21st Century: Changes and Risks / Editors: Jose L. Lozan, Hartmut Grabl, Peter Hupfer. Hamburg, Germany, 2001 – 449 p.
32. Paleoclimate Modelling Intercomparison Project <http://pmip3.lsce.ipsl.fr/>

Лекция 18.

Современный и будущий климат

18.1. Современный климат

Современным считается климат последних 100–150 лет, представленный данными инструментальных наблюдений, которые можно считать однородными при определении климатических характеристик месячной дискретности, начиная с конца XIX в. Особенность современного климата состоит в том, что к середине XIX в. полностью закончился малый ледниковый период и практически с этого же времени начался период интенсивного использования человечеством углеводородов в качестве основного топлива (каменный уголь, нефть). Продолжительность современного климатического периода

еще небольшая и поэтому в нем можно выделить естественные составляющие только двух основных масштабов: межгодовые колебания и колебания десятилетнего масштаба. Колебания столетнего масштаба при этом представлены или одним циклом или его частью в виде ветви падения или спада. Главная особенность современного климата состоит в том, что за счет интенсивного сжигания органического топлива человечеством в атмосфере существенно возросла концентрация парниковых газов, как показано на рис. 18.1.

Как видно на графиках, имеет место резкий подъем концентрации парниковых газов, начиная с XIX в. и еще более интенсивный – в XX в. При этом концентрация CO_2 к 2012 г. достигла 390 ppm, а к 2015 – практически 400 ppm в Северном полушарии. Рекордные значения предшествующих изменений в составе атмосферы на протяжении последнего тысячелетия свидетельствуют о быстром увеличении содержания парниковых газов и сульфат-аэрозолей, которое объясняется, главным образом, развитием промышленности, начиная с 1750 г. и особенно в XIX в. Прежние разрозненные данные, полученные путем анализа воздуха, заключенного во льду (отдельные точки) совпадают с постоянными наблюдениями за составом атмосферы в течение последних десятилетий (сплошные

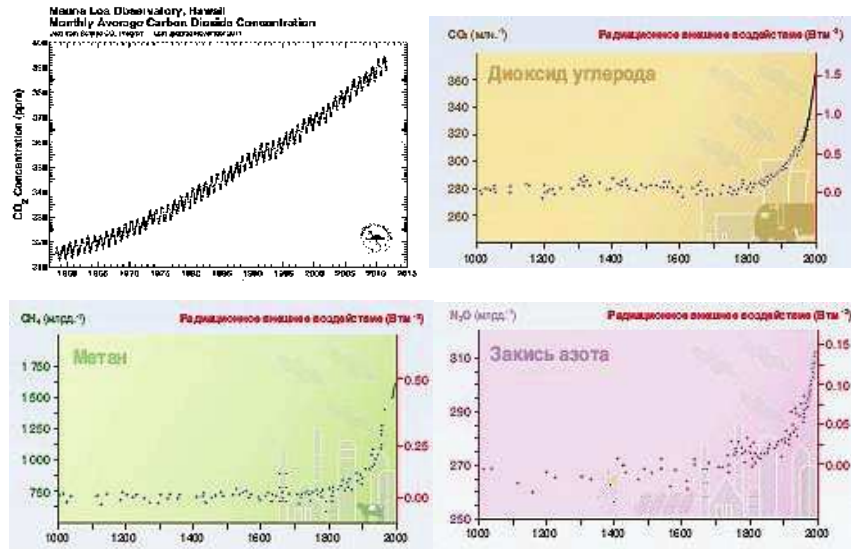


Рис. 18.1. Глобальные атмосферные концентрации трех основных хорошо смешивающихся парниковых газов

линии). Эти газы хорошо перемешиваются с атмосферой и их концентрации отражают выбросы из источников в самых разных точках земного шара. Предполагаемое радиационное воздействие этих газов показано на шкале справа.

Наиболее ярким откликом на рост парниковых газов является глобальная приземная температура воздуха, осредненная по всей Земле, так как именно в ней осуществляется пространственно-временная фильтрация случайных составляющих и наглядно выделяется антропогенный «сигнал». Вместе с тем, необходимо помнить о надежности или однородности определения глобальной температуры, нарушения которой может быть связано со следующими причинами:

- разное число пунктов наблюдений, которое было в XIX и на протяжении XX в. и привлекалось для расчета средней планетарной температуры;

- локальное антропогенное влияние за счет роста городов, так как большинство длиннорядных станций, используемых для подсчета глобальной температуры, вначале находились в пригородах, а затем стали внутри урбанизированных территорий;

- на океанах, которые занимают большую часть площади планеты, практически отсутствуют стационарные наблюдения;

- неоднородность различных частей планеты в проявлении глобального потепления: больше всего теплеет сухая аридная суша Северного полушария (40–70° с.ш.), меньше всего – океан и поэтому имеет место термин: «холодный океан – теплая суша» (COWL – Cold Ocean – Warm Land).

Хронологический ход глобальной температуры с 1850 г. показан на рис. 18.2 (верхний график), а ее последовательные 10-летние средние значения – на рис. 18.2 (нижний график) [6].

При внимательном рассмотрении графиков, можно сделать вывод, что глобальная температура имеет не только тренд роста, обусловленный антропогенным воздействием, но и циклические колебания за счет влияния естественных факторов климата. При этом тренд роста начинается только с 1910-х годов и длится до 1930-х, затем наступает период стабилизации до начала 1980-х, затем снова резкий подъем до конца XX в. и стабилизация в начале XXI в. Примерно такая же картина динамики глобальной температуры наблюдается и в последовательных 10-летках: подъем до 1880-х, затем падение до 1910-х, далее рост до 1930–1940-х, затем стабильность до 1980-х и снова рост.

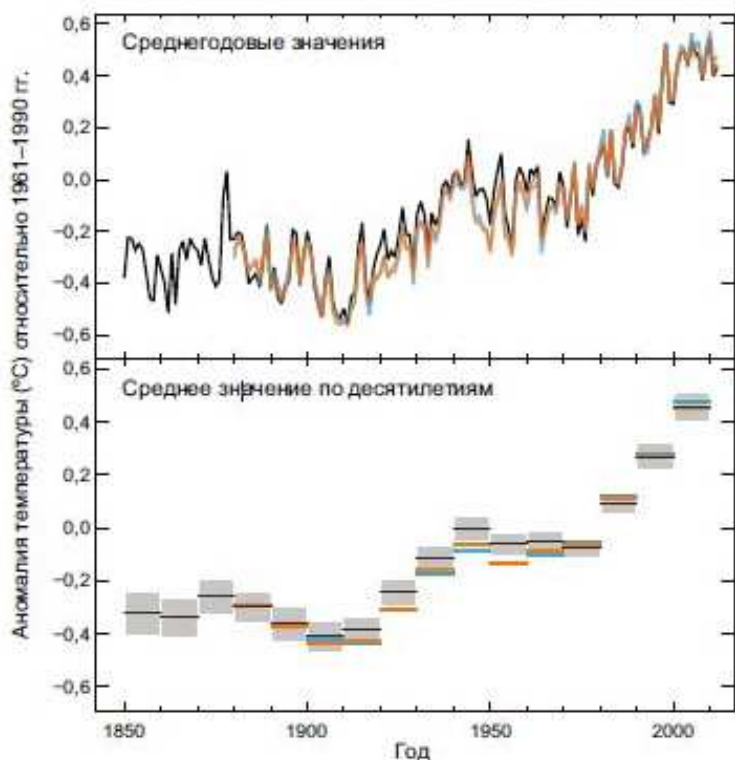


Рис. 18.2. Изменения глобальной температуры в отклонениях от среднего за период 1961–1990 гг.: (вверху) ежегодные данные с 1850 по 2012 г., полученные по трем источникам информации; (внизу) 10-летние средние, включающие интервальную оценку неопределенности

В связи с тем, что на глобальную температуру воздействует целый комплекс факторов, то все их следует рассматривать совместно. На рис. 18.3 из 5-го доклада МГЭИК (слева) вместе с динамикой глобальной температуры показаны вклады в эти колебания следующих основных факторов климата в аномалиях температуры ($^{\circ}\text{C}$):

- а) наблюдаемая глобальная температура воздуха за период с 1890 по 2010 г. по данным реанализа Хадлей Центра и ее сглаживание по данным разных авторов (Lean, Lockwood, Folland, Kaufmann);
- б) индекс Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК или ENSO);
- в) вулканическая активность;
- г) колебания приходящей солнечной радиации;
- д) антропогенные воздействия;

ф) другие факторы, включая межгодовые атлантические колебания (Folland), колебания в 17,5 лет и полугодовые колебания, индекс Арктического колебания (Lean, Lockwood, Lean and Rind, Folland, Kaufmann, Imbers et al.)

Как следует из анализа составляющих, циклические компоненты в колебаниях глобальной температуры и отдельные ее падения обусловлены естественными факторами (Эль-Ниньо, вулканы, приходящая солнечная радиация), а направленное повешение – антропогенными. Причем, в последние годы, как видно из рис. 18.3, глобальная температура несколько стабилизировалась, что обусловлено уменьшением в приходящей солнечной радиации и индекса ЭНЮК.

Главная проблема современной теории климата состоит в правильном разделении колебаний температуры на естественную и антропогенную составляющие. В настоящее время такое разделение глобальной температуры воздуха осуществляется, как правило, с помощью физико-математических моделей климата и полученные результаты по данным 5-го доклада МГЭИК показаны на рис. 1 Приложения. На левых графиках этого рисунка приведены аномалии глобальной температуры воздуха (в °C) за период 1860–2010 гг. с учетом моделирования только естественных факторов (верхний график) и за счет совместного воздействия естественных и антропогенных факторов (нижний график), по данным наблюдений (черная линия) и по данным двух ансамблей климатических моделей (СМIP3 – синяя линия для среднего и голубая полоса для всех моделей и СМIP5 – красная линия для среднего ансамблевого значения и желтая полоса для диапазона, полученного по всем моделям). Из рассмотрения графиков следует, в последнее десятилетие среднеансамблевые значения дают завышенные значения по отношению к глобальной температуре, хотя последние данные по СМIP5 им больше соответствуют.

В целом же за весь период наблюдений модели достаточно эффективно воспроизводят колебания глобальной температуры и поэтому можно считать, что рост температуры с начала 1960-х годов обусловлен практически только антропогенным фактором. На правых схемах рис. 1 Приложения показано пространственное распределение температурных трендов (в °C за период) по Земному шару только за счет естественных факторов по данным моделирования на основе ансамбля моделей СМIP5 (верхний рисунок), по данным наблюдений (реанализ) за период 1951–2010 гг. (средний рисунок) и в суммарной смоделированной температуре за счет естественных

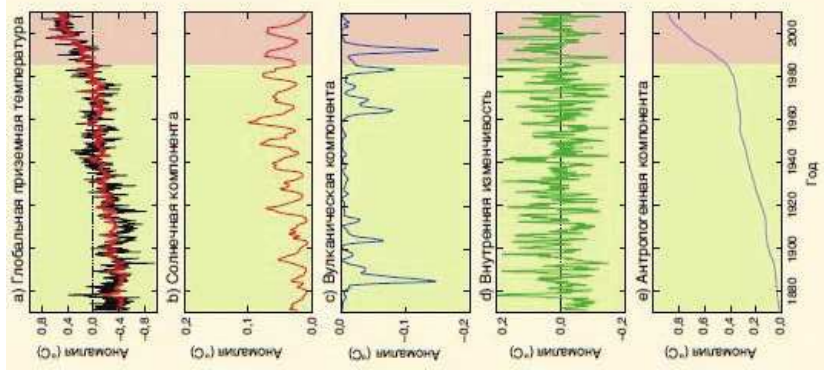
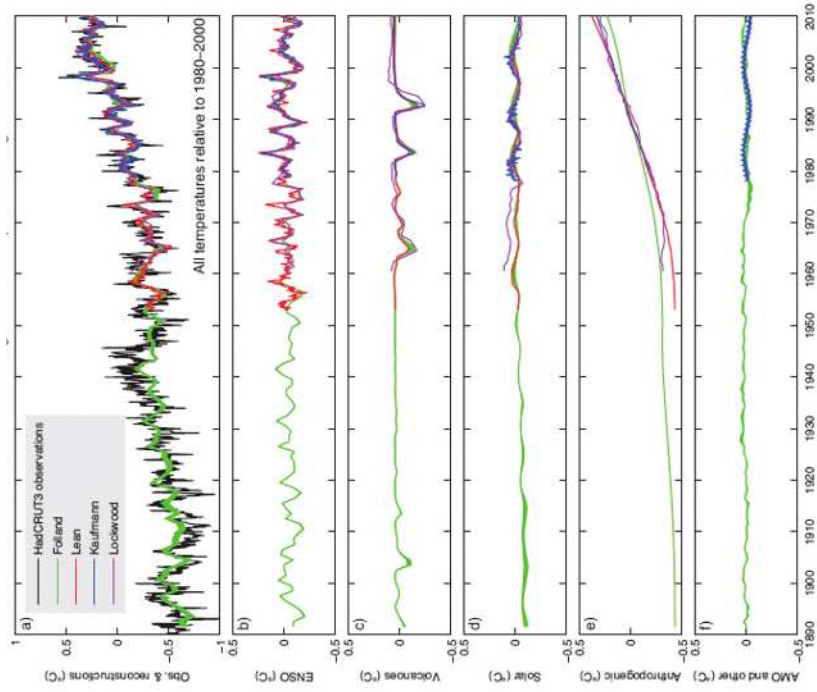


Рис. 18.3. Анализы колебания глобальной температуры и основных формирующих ее факторов [16]

и антропогенных факторов (нижний рисунок). Из рассмотрения и сопоставления рисунков правой части следует, что по данным моделей рост температуры увеличивается от средних широт к высоким, в то время как по данным наблюдений такой закономерности явно не наблюдается и значительные тренды роста температуры имеют место на всех широтах, хотя и выражены локально. Поэтому модели климата еще требуют дальнейшего развития и совершенства.

Количественная оценка вклада антропогенных и естественных факторов в наблюдающееся приповерхностное глобальное потепление последних 50–65 лет в процентах приведена на верхней диаграмме рис. 18.4 (5-й доклад МГЭИК) по данным различных авторов: ТОО – Tett et al. 2000; М04 – Meehl et al. 2004; S07 – Stone et al. 2007; LR08 – Lean and Rind 2008; НК11 – Huber and Knutti 2011; G12 – Gillett et al. 2012; WS12 – Wigley and Santer 2012; и J12 – Jones et al. 2013.

В отличие, например, от 4-го доклада МГЭИК, здесь рассматривается не раздельное влияние каждого парникового газа или каждого естественного фактора, а их совместный эффект. Несмотря на различие в оценках разных авторов, общие выводы состоят в том, что суммарное антропогенное воздействие, приведенное в левой части рисунка, ведет к росту температуры и его вклад в среднем около 100 %, в то время как сумма естественных факторов (правая часть рисунка) дает в большинстве случаев уменьшение температуры со средним вкладом – около 15–20 %. В результате преобладающим является антропогенное воздействие, ведущее к росту глобальной температуры. На нижней диаграмме рис. 18.4 показаны вероятностные границы (горизонтальные интервалы) и средние значения (прямоугольники) оценок установленного вклада разных факторов в линейный тренд наблюдавшегося потепления в 1951–2010 гг.

Очевидно, что одной глобальной температуры недостаточно, чтобы идентифицировать современное потепление климата, которое должно проявляться и в остальных показателях климатической системы. Поэтому в настоящее время обследование (мониторинг) такого сложного «пациента», как планета Земля, осуществляется по многим параметрам разных частей климатической системы. На рис. 18.5 показаны примеры проявления глобального потепления в некоторых индикаторах климатической системы среди которых уменьшение площади снежного покрова перед началом снеготаяния, особенно с начала 1990-х (а); уменьшение площади морского льда в Арктике летом, имеющее тренд с конца 1950-х (b); увеличение теплосодержания верхнего слоя Мирового океана с начала

1980-х и тренд роста уровня Мирового океана за XX в. – начало XXI в., который составил примерно 18 см. При этом полученные эмпирические факты взаимосвязаны между собой. Так рост глобальной температуры приводит к увеличению теплосодержание

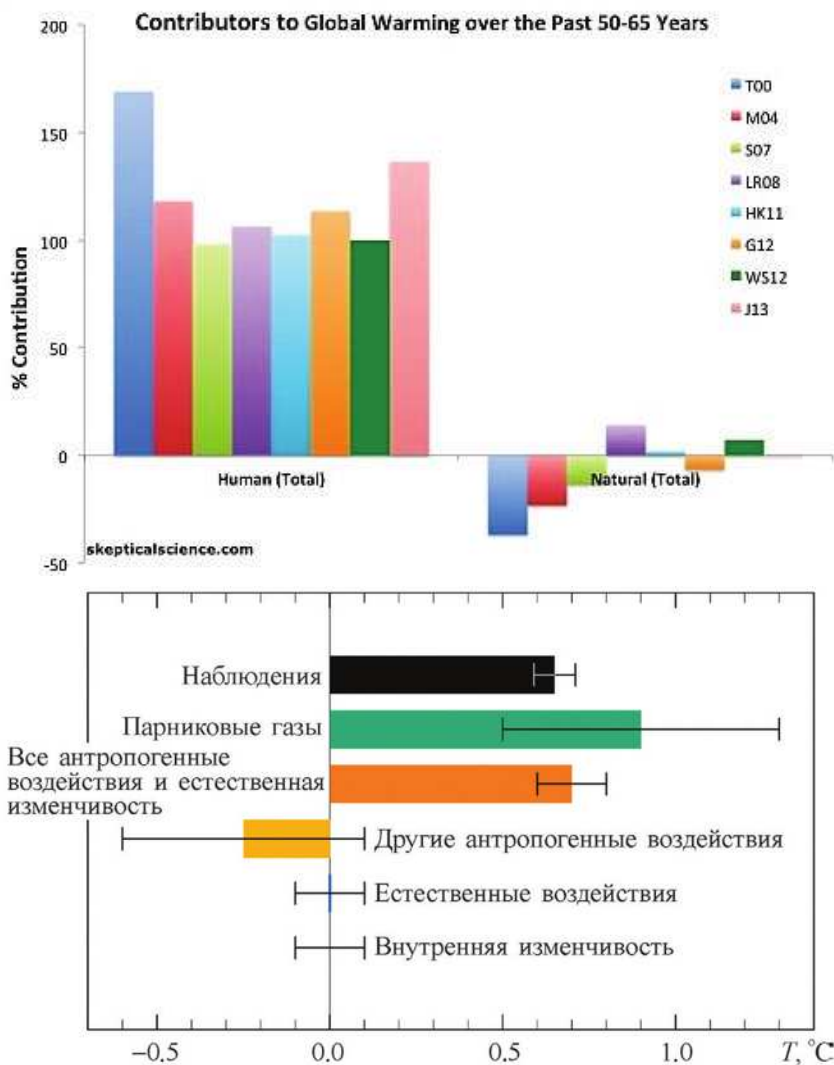


Рис. 18.4. Суммарные вклады (в %) и °C естественных и антропогенных факторов в современное изменение климата [16]

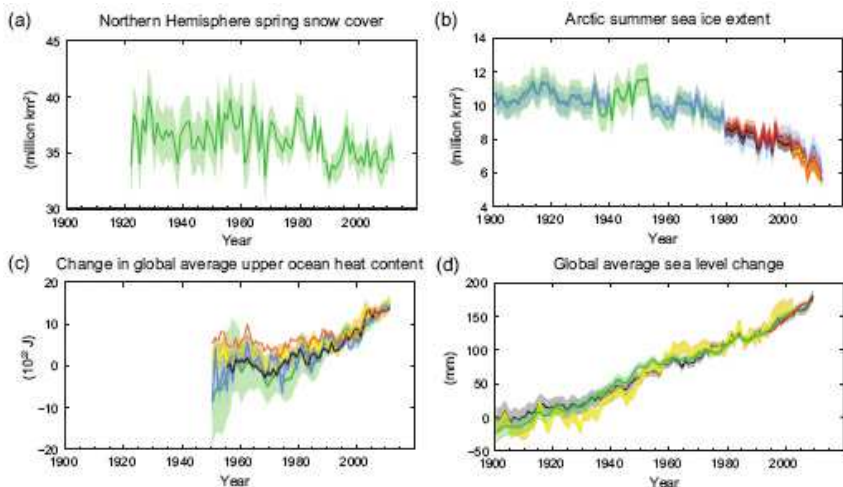


Рис. 18.5. Основные наблюдаемые индикаторы изменения глобального климата по разным наборам данных, включая данные спутниковых наблюдений с конца XX в.: (a) площадь снежного покрова в Северном полушарии весной (март–апрель) в млн км²; (b) площадь морского льда в Арктике летом (август–сентябрь) в млн км²; (c) теплосодержание верхнего слоя Мирового океана (0–700 м); (d) уровень Мирового океана в отклонениях от среднего за период 1900–1905 гг. (в мм)

океана, а уменьшение площади материковых льдов – к повышению уровня Мирового океана.

Еще одним доказательством правильности механизма глобального потепления за счет роста поглощения уходящего длинноволнового излучения парниковыми газами является снижение температуры нижней стратосферы на уровнях 100–50 гПа и практическое отсутствие изменения температуры в районе тропопаузы (рис. 18.6).

Причиной является возрастающий теплоизолирующий эффект в тропосфере, он должен удерживать больше тепла и не позволять ему достигнуть стратосферы. Если бы глобальное потепление вызывалось солнцем, оно приводило бы к росту температур, как в тропосфере, так и в стратосфере. Наблюдения, как спутниковые, так и с метеорологических зондов, показывают картину охлаждения стратосферы и нагрева тропосферы, что соответствует потеплению от диоксида углерода.

В настоящее время спутники измеряют инфракрасное излучение, уходящее вовне, в космос. Сравнение между спутниковыми данными 1970 и 1996 гг. показывает, что в космос уходит меньше

энергии на тех длинах волн, на которых поглощают энергию парниковые газы (Harries 2001). Таким образом, это исследование предоставляет «прямое экспериментальное подтверждение значительного увеличения парникового эффекта Земли». Данный результат подтверждается и более свежими данными с нескольких разных спутников (Griggs 2004, Chen 2007).

Тот факт, что меньше энергии уходит в космос, подтверждается поверхностными измерениями, показывающими увеличение

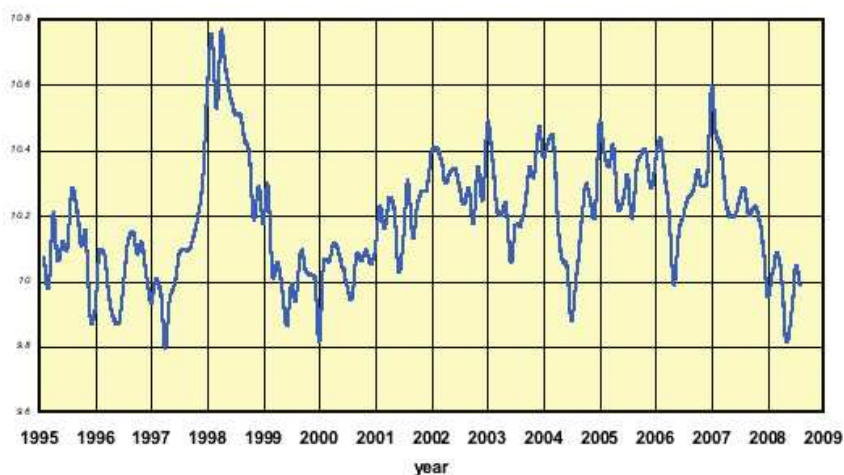
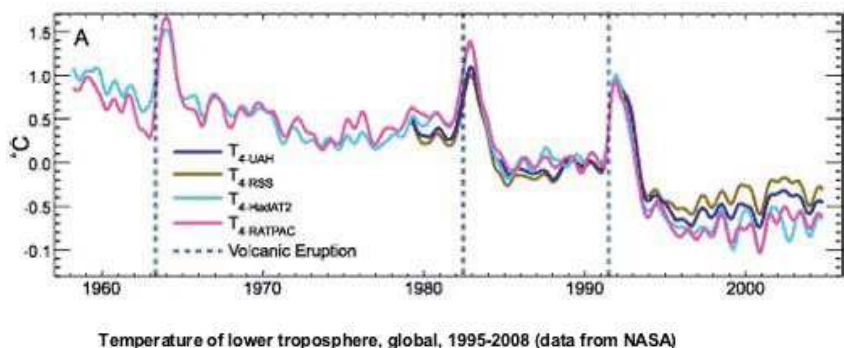


Рис. 18.6. Изменение температуры нижней стратосферы по спутниковым данным (UAH, RSS) и данным метеозондов (HadAT2 and RATPAC) относительно периода 1979–1997 гг., сглаженные семимесячные средние значения (вверху). Основные вулканические извержения обозначены вертикальным пунктиром (Karl 2006).

Температура на границе тропосферы и стратосферы (внизу)

возврата инфракрасного излучения на землю, происходящего из-за возрастающего парникового эффекта (Philipona 2004, Wang 2009). Анализ спектральных данных высокого разрешения позволяет исследователям количественно оценить роль каждого из парниковых газов в увеличении инфракрасной радиации, направленной к земле. (Evans 2006). Результаты приводят авторов к заключению, что «эти экспериментальные данные должны положить конец возражениям скептиков о том, что якобы не существует экспериментального подтверждения связи между ростом уровня парниковых газов в атмосфере и глобальным потеплением». Если возрастающий парниковый эффект является причиной глобального потепления, следует ожидать, что ночи будут теплеть быстрее, чем дни, так как парниковый эффект действует днем и ночью. Напротив, если причиной глобального потепления является солнце и рост солнечной радиации, то можно ожидать, что тренд потепления будет выше для дневных температур. В действительности наблюдается снижение числа холодных ночей большее, чем холодных дней, и рост числа теплых ночей больший, чем теплых дней (Alexander 2006, Fan 2010), что соответствует парниковому потеплению (рис. 18.7).

Другие эмпирические результаты, подтверждающие концепцию глобального потепления приведены в табл. 18.1. В этой таблице,

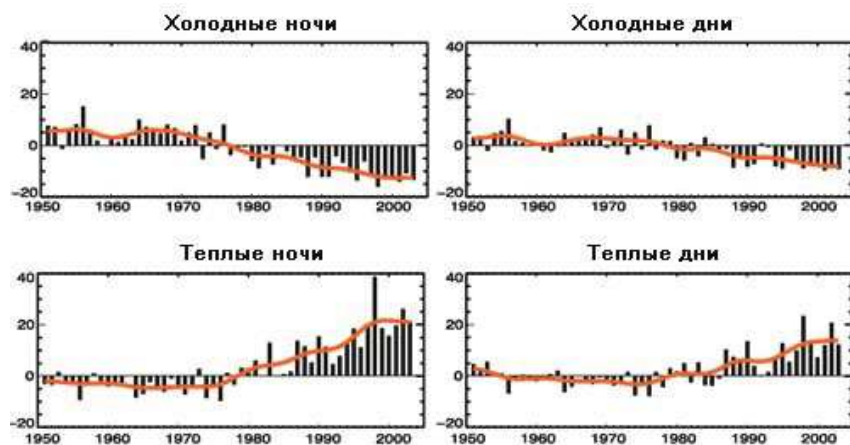


Рис. 18.7. Наблюдаемые тренды (дни по декадам) числа экстремально холодных и теплых дней и ночей в году для периода 1951–2003 гг. Холодными считаются нижние 10%, теплыми – верхние 10% значений (IPCC AR4 FAQ 3.3 adapted from Alexander 2006) [10]

как и во всем 5-м докладе МГЭИК, информация представлена в вероятностных терминах. Для указания оцененной вероятности какого-либо эффекта или результата применены следующие термины: «практически определенно» – вероятность 99–100 %; «весьма вероятно» – 90–100 %; «вероятно» – 66–100 %; «почти также вероятно, как и нет» или «относительно вероятно» – 33–66 %; «маловероятно» – 0–33 %; «весьма маловероятно» – 0–10 %; «исключительно маловероятно» – 0–1 %. Дополнительно также были использованы следующие термины: «чрезвычайно вероятно»: 95–100 %; «скорее вероятно, чем нет» – > 50–100 %; и «крайне маловероятно» – 0–5 %. Кроме того, в таблице даны три оценки: верхняя по 5-му докладу МГЭИК, средняя – по SREX (Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, 2011), нижняя по 4-му предыдущему докладу МГЭИК.

Таблица 18.1

Экстремальные погодные и климатические явления

Явление и направление тренда	Оценка текущих изменений (с 1950 г.)	Оценка антропогенного вклада в наблюдаемые изменения	Вероятность дальнейших изменений	
			Начало XXI в. (2016–2035 гг.)	Конец XXI в. (2081–2100 гг.)
Более теплые дни и ночи или/и меньшее число холодных дней и ночей в большинстве районов суши	Весьма вероятно. Весьма вероятно. Весьма вероятно	Весьма вероятно. Вероятно. Вероятно	Вероятно	Практически определенно. Практически определенно. Практически определенно
Более теплые и более частые жаркие дни в большинстве районов суши	Весьма вероятно. Весьма вероятно. Весьма вероятно	Весьма вероятно. Вероятно. Вероятно (только ночи)	Вероятно	Практически определенно. Практически определенно. Практически определенно
Теплые периоды/волны тепла. Повторяемость и/или продолжительность роста в большинстве районов суши	Средняя степень достоверности. Средняя степень достоверности. Вероятно	Вероятно. Не оценивалось. Скорее вероятно, чем нет	Не оценив	Весьма вероятно. Весьма вероятно. Весьма вероятно

Явление и направление тренда	Оценка текущих изменений (с 1950 г.)	Оценка антропогенного вклада в наблюдаемые изменения	Вероятность дальнейших изменений	
			Начало XXI в. (2016–2035 гг.)	Конец XXI в. (2081–2100 гг.)
Случаи сильных осадков. Увеличение повторяемости, интенсивности и/или количества сильных осадков	Вероятно, больше регионов суши с увеличением, чем с уменьшением. Вероятно. Вероятно	Средняя степень достоверности. Средняя степень достоверности. Средняя степень достоверности	Вероятно над многими районами суши	Весьма вероятно над многими районами суши в средних широтах. Вероятно. Весьма вероятно
Увеличение интенсивности или продолжительности засух	Низкая степень достоверности. Низкая степень достоверности. Вероятно в некоторых районах	Низкая степень достоверности. Средняя степень достоверности. Скорее вероятно, чем нет	Низкая степень достоверности	Вероятно. Средняя степень достоверности. Вероятно
Усиление циклонической активности в тропиках	Низкая степень достоверности. Низкая степень достоверности. Вероятно в районах	Низкая степень достоверности. Низкая степень достоверности. Скорее вероятно, чем нет	Низкая степень достоверности	Скорее вероятно, чем нет. Скорее вероятно, чем нет. Вероятно
Увеличение количества случаев и/или величины экстремально высокого уровня моря	Вероятно. Вероятно. Вероятно	Вероятно. Вероятно. Скорее вероятно, чем нет	Вероятно	Весьма вероятно. Весьма вероятно. Вероятно

Из данных табл. 18.1 следует, что высокая степень вероятности (90–100 %) имеет место для увеличения числа и повторяемости теплых дней и ночей как в современный период, так и особенно к концу XXI в. Притом в 5-м докладе МГЭИК вероятность антропогенного вклада в это увеличение повысилась с 66 до 90 %. Поэтому весьма вероятно, что в глобальном масштабе число холодных дней

и ночей снизилось, а число теплых дней и ночей увеличилось. Вероятно, что повторяемость волн тепла возросла на значительной части территории Европы, Азии и Австралии.

Надежность роста обильных осадков является не такой высокой (66–100 %), но возрастает до 90–100 % к концу XXI в., хотя вероятность антропогенного вклада в рост осадков имеет среднюю степень достоверности. Вероятно, насчитывается большее число участков суши, где увеличилось количество случаев выпадения сильных осадков, чем участков, где количество таких случаев уменьшилось. Повторяемость и интенсивность сильных осадков, вероятно, увеличились в Северной Америке и Европе. На других континентах степень достоверности изменений, касающихся явлений сильных осадков, в лучшем случае, средняя.

Еще ниже вероятность увеличения интенсивности и продолжительности засух, хотя в предыдущем 4-м докладе она и была несколько выше, но по всем оценкам должна увеличиться к концу XXI в. Достаточно вероятен и рост уровня Мирового океана как в современный период, так и на будущее.

Установленные тенденции в основных компонентах климатической системы схематически показаны на рис. 18.8.

В соответствии с этим рисунком доказательства потепления климата Земли следуют из нескольких независимых климатических показателей – от верхней атмосферы до глубин океанов. Они включают в себя изменения температуры поверхности, атмосферы и океана, ледников, снежного покрова, морского льда, уровня моря и водяного пара в атмосфере. Ученые со всего мира многократно провели независимые проверки этих доказательств. Так, росту температуры над сушей хорошо соответствуют положительный тренд температуры над океанами. Повышение температуры воздуха над океаном, измеренное с борта судов, и температуры самой морской поверхности также совпадают, как это следует из многих независимых анализов. Анализ измерений, сделанных метеорологическими радиозондами и спутниками, уверенно указывает на потепление тропосферы – активного слоя атмосферы, где формируется погода.

Более 90 % избыточной энергии, поглощенной климатической системой, по крайней мере, с 1970-х годов, было накоплено в океанах, как это видно из глобальных данных о теплосодержании океана, имеющих с 1950-х годов. По мере потепления океанов, расширяется и сама вода. Это расширение – одна из главных причин независимо наблюдаемого повышения уровня моря за прошлое

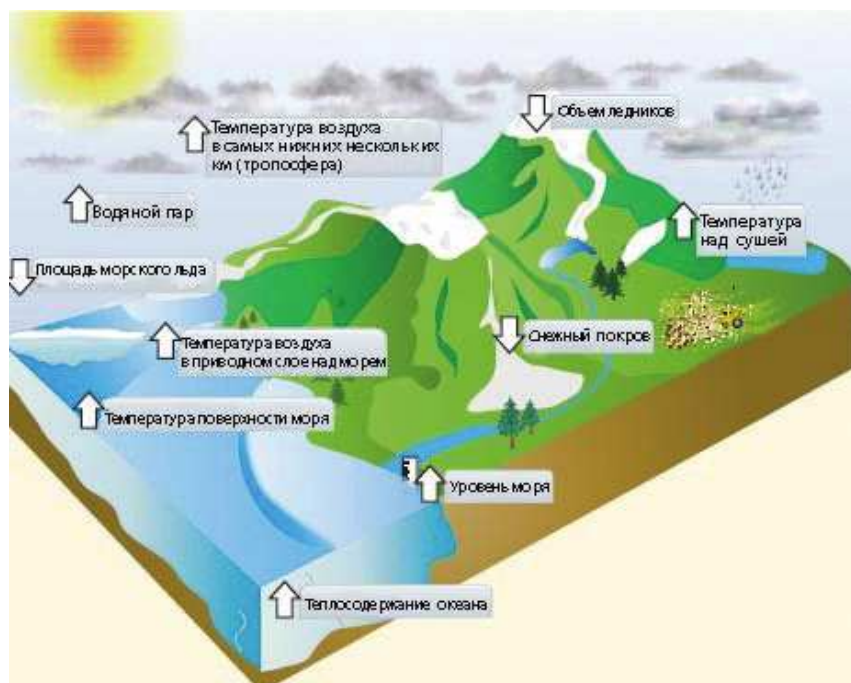


Рис. 18.8. Полученные результаты исследования изменений (направление стрелок показывает знак изменения) в различных компонентах климатической системы

столетие. Таяние ледников и ледовых щитов, как и изменения в накоплении и использовании воды на суше, также способствуют этому. Более теплый мир – это также и более влажный мир, потому что более теплый воздух способен содержать больше водяного пара.

Глобальные исследования показывают, что удельная влажность, которая характеризует количество водяного пара в атмосфере, увеличилась как над сушей, так и над океанами. Замерзшие фрагменты планеты, совокупно именуемые криосферой, воздействуют на локальные изменения температуры и находятся под их воздействием. Количество льда, содержащегося в ледниках в глобальном масштабе, ежегодно уменьшалось в течение более чем 20 лет, и потерянная масса частично способствовала наблюдаемому повышению уровня моря. Снежный покров чувствителен к изменениям в температуре, особенно весной, когда снег начинает таять. Площадь снежного покрова в весенний период уменьшилась во всем Северном полушарии после 1950-х годов. С тех пор, как появились спутниковые данные,

наблюдалось существенное сокращение арктического морского льда, особенно в период его минимальной протяженности, который наступает в сентябре, в конце ежегодного сезона таяния. В отличие от этого, увеличение площади морского льда в Антарктике было менее значительным. Сам по себе любой индивидуальный анализ мог бы быть неубедительным, но анализ этих различных показателей и независимых массивов данных привел все многочисленные независимые исследовательские группы к одинаковому выводу. На всем протяжении от глубоких слоев океанов до верхней границы тропосферы данные о потеплении воздуха и океанов, таянии льда и подъеме уровня морей однозначно указывают на одно и то же: мир потеплел с конца XIX столетия.

Основной обобщающий вывод из исследования показателей глобального климата состоит в том, что крайне вероятно (вероятность 95–100 %), что антропогенное воздействие на климатическую систему было доминирующей причиной наблюдаемого потепления с середины XX в. Влияние деятельности человека проявляется посредством потепления атмосферы и океана, таяния снега и льда, подъема уровня Мирового океана, изменения частоты и интенсивности ряда экстремальных климатических явлений. При этом глобальная температура воздуха за период с 1951 по 2011 г. увеличилась на 0,6 °C, из которых вклад парниковых газов составил +0,9 °C при возможной вариации +0,5...+1,3 °C, вклад аэрозолей, уменьшающих глобальную температуру –0,3 °C (при вариации оценок –0,6...+0,1 °C), вклад естественных внешних факторов (солнечная радиация, вулканизм) ±0,0 °C (при возможной вариации –0,1...+0,1 °C) и внутренние естественные колебания в климатической системе в среднем за 60 лет ±0,0 °C (при вариации –0,1...+0,1 °C). Как сказано в пятом докладе МГЭИК: «Потепление климатической системы является неоспоримым фактом, и начиная с 1950-х годов многие наблюдаемые изменения являются беспрецедентными в масштабах от десятилетий до тысячелетий. Произошло потепление атмосферы и океана, запасы снега и льда сократились, уровень моря повысился, концентрации парниковых газов возросли» [6].

Однако, помимо глобальных показателей климатической системы, таких как глобальная поверхностная температура, уровень Мирового океана и других, интерес представляет и распределение установленных закономерностей по Земному шару, то есть интересно посмотреть в каком месте планеты, например, теплее больше, а в каком меньше или даже не теплее. В настоящее время наиболее распространенным методом оценки климатических изменений

является модель линейного тренда и коэффициент тренда, характеризующий скорость изменения за период (например, за 10 лет). На рис. 2 Приложения приведено пространственное распределение коэффициентов линейных трендов изменения температуры в стратосфере и тропосфере по данным спутниковых измерений за период 1979–2005 гг. (Science, 2006).

Из анализа пространственного распределения коэффициентов трендов следует, что разогрев тропосферы в средних широтах с 1979 по 2005 г. происходил быстрее, чем в экваториальной и полярных областях. За тот же период стратосфера, напротив, постоянно остывала, причем в средних широтах скорость остывания была больше, чем в экваториальном и полярных широтных поясах. По этим данным группа американских ученых под руководством Куан Фу (Qiang Fu) составила карту, на которой скорости потепления тропосферы и охлаждения стратосферы над определенными участками земной поверхности сравниваются с глобальными средними значениями трендов, принятых за эталонные. Согласно расчетам, эти противоположно направленные тенденции вызвали увеличение высоты тропосферы, наиболее выраженное в средних широтах, с максимумами вблизи 30° широты в обоих полушариях. Но именно здесь располагаются струйные течения, которые сместились к полюсам примерно на 1° за указанный период, что означает расширение тропической конвективной ячейки Хэдли на 2° . Вполне вероятно, что эти сдвиги являются частью отклика глобальной атмосферной циркуляции на повышение содержания в атмосфере парниковых газов.

Если же рассматривать тренды не за последние четверть века, а за весь период с начала XX в., то практически вся территория планеты будет представлена трендами роста температуры с разными коэффициентами, как показано на рис. 3 Приложения из 5-го оценочного доклада МГЭИК.

На этом рисунке ячейки сетки, для которых статистическая значимость тренда достигает 10 %, показаны знаком «+». Белым цветом показаны области в которых недостаточно данных для надежной пространственно-временной оценки столетнего тренда. Вследствие естественной изменчивости климата тренды, рассчитанные на основе коротких рядов наблюдений, в значительной степени зависят от дат начала и окончания периода и в целом не отражают долгосрочные климатические тенденции. Одним из примеров является тот факт, что темпы потепления за последний 15-летний период (1998–2012 гг.) равны 0,05 (от $-0,05$ до $0,15$) $^\circ\text{C}$ за десятилетие, который начинается с мощного явления Эль-Ниньо, ниже темпов,

рассчитанных с 1951 г. (1951–2012 гг.), равных 0,12 (0,08–0,14) °C за десятилетие. Как следует из пространственного распределения коэффициентов трендов, наиболее значительные темпы роста до 2,5 °C за 112 лет наблюдаются на суше и на азиатской территории России. В то время как над океанами скорости трендов намного ниже и есть даже области с отрицательными тенденциями в северной Атлантике.

Если сравнить нынешнее потепление с известной климатической аномалией 950–1250 гг. на основе реконструкции значений приземной температуры в континентальном масштабе, то с высокой степенью достоверности можно говорить о наличии аналогичных периодов в несколько десятилетий и такой высокой температуры. Хотя в прошлом эти региональные теплые периоды не были столь согласованными в разных регионах планеты, как при потеплении в конце XX в. (высокая степень достоверности).

Степень достоверности в отношении изменения количества осадков, осредненного по всем районам суши в глобальном масштабе с 1901 г., является низкой за период до 1951 г. и средней – за последующий период. В среднем в средних широтах в Северном полушарии количество осадков увеличилось с 1901 г. (средняя степень достоверности до 1951 г. и высокая степень – после). Для других широт осредненные по площади долгосрочные положительные и отрицательные тренды характеризуются низкой степенью достоверности, как следует из рис. 4 Приложения. В настоящее время существует средняя степень достоверности того, что имело место значительное антропогенное воздействие на изменение режимов выпадения осадков в глобальном масштабе, включая увеличение их количества в средних–высоких широтах Северного полушария.

Если же сравнить период наибольшего потепления (1980–1999 гг.) с периодом первого потепления в XX в. (1911–1930 гг.), которое в большей степени было сформировано не антропогенными, а естественными причинами, то полученные разности между климатическими нормами за 20-летия будут косвенно характеризовать вклад антропогенного потепления. Разности климатических средних за 1980–1999 гг. и 1911–1930 гг., рассчитанные в пунктах наблюдений на суше, приведены в виде их пространственных распределений для Северного полушария на рис. 5 Приложения.

Из анализа рисунков следует, что разности могут быть как положительными, так и отрицательными, хотя положительные в сумме преобладают. Наибольшие разности, достигающие 3 °C и более имеют место в зимний период и наблюдаются на азиатской территории

России и в центральной части Северной Америки. Летом увеличение температуры меньше, но концентрируется примерно в тех же частях полушария, что и зимой. Осадки в период последнего антропогенного потепления также в сумме увеличились в Северном полушарии, но не столько значительно и имеют место отдельные области их уменьшения.

Основной вывод из анализа пространственного изменения таких главных климатических характеристик как температура воздуха и осадки состоит в том, что эти изменения неодинаковы по территории планеты, хотя в целом температура растет, но темпы роста разные и особенно существенный рост имеет место на территории России и в зимний период.

Важность изучения современного и будущего климата России определяется Климатической Доктриной Российской Федерации, подготовленной в 2009 г. (распоряжение Президента РФ от 17.12.2009 № 861_рп «О Климатической Доктрине Российской Федерации». <http://www.kremlin.ru/news/6365> или <http://президент.рф/acts/6365>, см. также http://www.climatechange.ru/files/Climate_Doctrine.doc). В соответствии с этим документом изменение климата является одной из важнейших международных проблем XXI в., которая выходит за рамки научной проблемы и представляет собой комплексную междисциплинарную проблему, охватывающую экологические, экономические и социальные аспекты устойчивого развития Российской Федерации. Глобальное изменение климата создает для Российской Федерации (с учетом размеров ее территории, географического положения, исключительного разнообразия климатических условий, структуры экономики, демографических проблем и геополитических интересов) ситуацию, которая предполагает необходимость заблаговременного формирования всеобъемлющего и взвешенного подхода государства к проблемам климата и смежным вопросам на основе комплексного научного анализа экологических, экономических и социальных факторов. В климатической доктрине сформулированы: цель и принципы политики в области климата, дано содержание этой политики, в том числе и с учетом особенностей РФ при решении проблемы изменения климата, а также показана ее реализация в виде основных направлений и объектов.

Научной основой климатической доктрины являются оценочные доклады об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. В 2008 г. Росгидрометом при участии специалистов Российской академии наук и высших учебных заведений был

опубликован первый такой доклад, а в 2014 г. – второй [4]. В докладах приводятся результаты исследования как современных изменений климата на территории РФ, так и даются их оценки на будущее. Экспериментальные данные по измерению концентрации CO_2 на станциях наблюдений на территории РФ согласуются с международными и дают увеличение концентрации на конец 2014 г. в 395 ppm (рис. 18.9).

Во временном ряду среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха в отклонениях от нормы за период, рекомендуемый ВМО (1961–1990 гг.), осредненных по территории России (рис. 18.10), как и во временном ряду глобальной температуры (рис. 18.2), период с начала 1980-х характеризуется наиболее интенсивным потеплением практически до конца XX в.

Но в данном случае для аппроксимации ряда средней температуры России более подходит модель ступенчатых изменений с датой перехода от одного стационарного режима к другому в 1988 г. и при различии средних температур до и после 1987 г. примерно 1°C . Для отдельных сезонов года также имеет место увеличение температуры с 1980-х годов, которое особенно наглядно проявляется зимой и весной при увеличении климатической нормы до 2°C зимой и до $1,5^\circ\text{C}$ весной. Летом и осенью это увеличение температуры меньше – до 1°C .

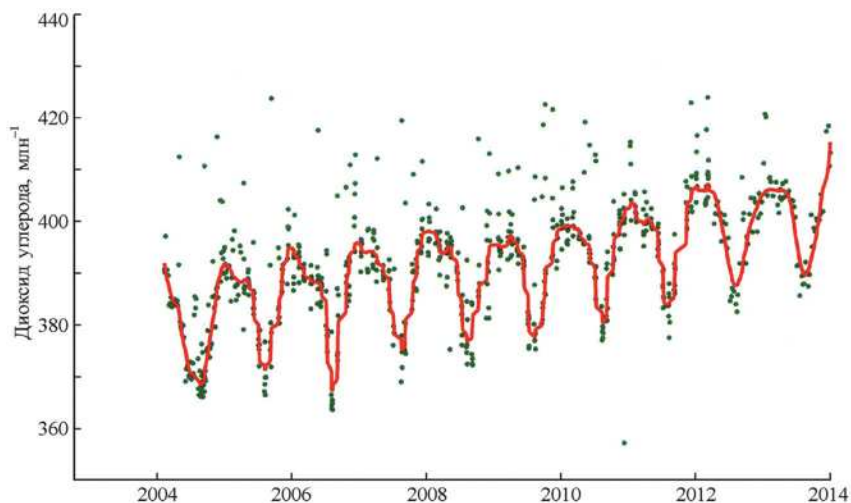


Рис. 18.9. Данные еженедельных измерений концентрации CO_2 на станции Новый Порт за период с 2004 по 2013 г.

Распределение коэффициентов линейных трендов среднегодовой и сезонных температур воздуха по территории России за период 1976–2012 гг. показано на рис. 6 Приложения. Из рассмотрения распределений следует, что среднегодовая температура воздуха увеличивается практически по всей территории России и более всего в районе Таймыра и севера Восточной Сибири, наименьшие коэффициенты трендов имеют место на юге Западной Сибири.

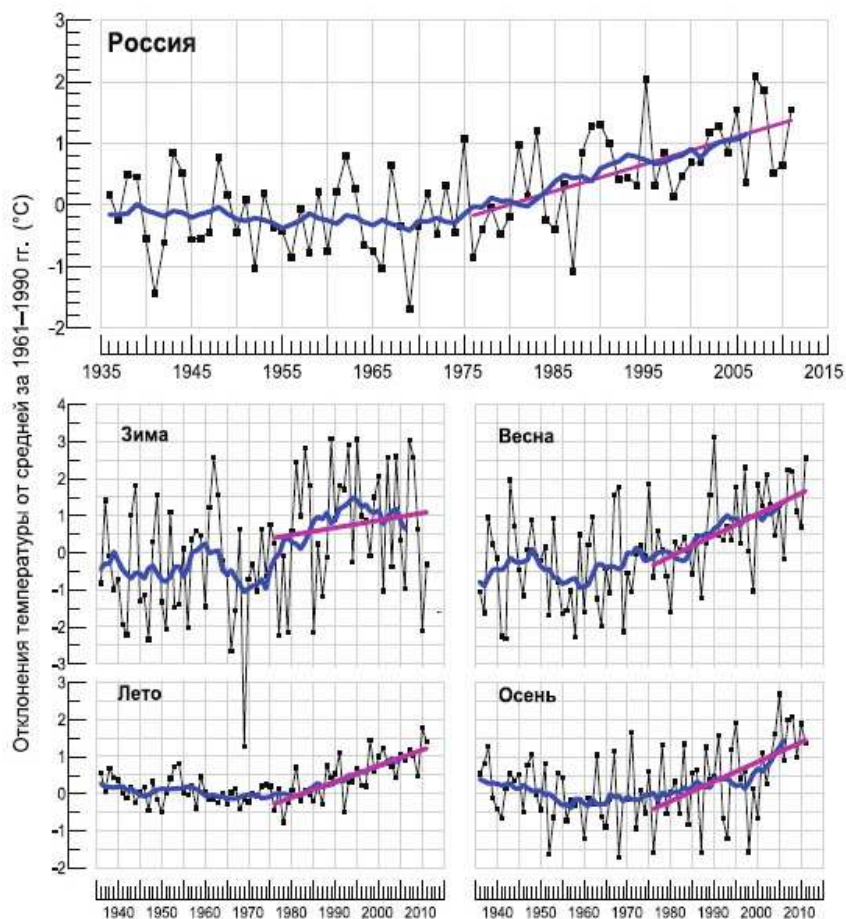


Рис. 18.10. Средняя температура приземного слоя воздуха на территории России, 11-летние средние и линейный тренд (Источник: Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 г. – М.: Росгидромет, 2012. www.meteorf.ru)

По сезонам года наиболее равномерный рост температуры по всей территории имеет место летом, наименее равномерный – зимой, когда наблюдаются области понижения температуры на Северо-Востоке и на юге Сибири, также как и отсутствие значимых трендов на всей южной половине Сибири. Весной и осенью отсутствие трендов наблюдается в центральной и южной частях Сибири, хотя осенью и имеют место самые большие повышения температуры со скоростью до $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет на Северо-Востоке.

По сравнению с оценками 2008 г., среднегодовая скорость потепления в целом для России не изменилась ($0,43\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), но стали заметнее межсезонные различия трендов. Во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно уменьшилась (от $0,35$ до $0,18\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). В результате в целом за год и во все сезоны, кроме зимы, локальные оценки трендов положительны практически на всей российской территории и в целом для России уверенно указывают на продолжающееся потепление. С другой стороны, для температуры зимних сезонов на юге Западной Сибири уже в течение нескольких лет отмечается некоторая тенденция к похолоданию (до $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), которая постепенно распространяется на всю Азиатскую часть России.

Тренд годовых сумм осадков за период 1976–2012 гг. на большей части территории России положителен. В среднем по России он составляет $0,8\text{ мм/месяц}$ за 10 лет (рис. 18.11). Оценки наблюдаемых изменений осадков на территории России получены на основе двух разных массивов – ИГКЭ и ГГО, которые несколько

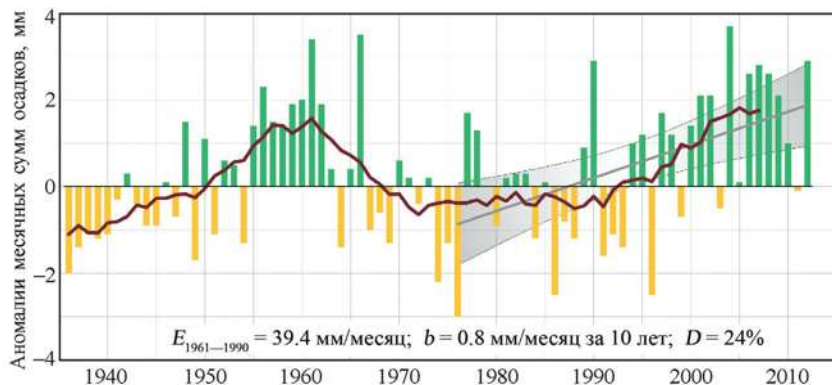


Рис. 18.11. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Российской Федерации за 1936–2012 гг. (по массиву данных ИГКЭ)

различаются между собой, так как осадки в массиве ГГО получены из суточных данных с учетом всех поправок. Аномалии рассчитаны как отклонения от среднего за 1961–1990 гг. На рис. 18.11 сглаженная кривая получена 11-летним скользящим осреднением, а линейный тренд и его 95 %-ный доверительный интервал оценены по данным за 1976–2012 гг.; b – коэффициент регрессии, D – вклад в суммарную дисперсию, %.

Оценки изменений количества осадков чувствительны к учету дополнительных поправок (прежде всего, аэродинамических) к исходным данным измерений. За период с 1976 по 2010 г. оценка тренда годовых сумм осадков с учетом указанных поправок положительна (0,3 мм/месяц за 10 лет). При этом, как и в оценках без учета этих поправок, максимальное сезонное увеличение сумм осадков приходится на весну. Его значение составляет 1,6 мм/месяц за 10 лет. За период 1936–2010 гг. отмечается увеличение годовых сумм осадков практически на всей Европейской части России (ЕЧР), а также в Центральной Сибири (рис. 7 Приложения). В Западной и Восточной Сибири, а также в Прибайкалье, Забайкалье, Приамурье и Приморье преобладают площади с отрицательными значениями трендов. Далее на восток увеличение количества годовых осадков наблюдается лишь местами в узкой прибрежной полосе Охотского моря и на Сахалине. Количество твердых осадков уменьшается на большей части территории России. Количество жидких и смешанных осадков увеличивается практически повсеместно, особенно на ЕЧР. Продолжительность выпадения интенсивных осадков в целом по территории России за период 1976–2010 гг. увеличилась.

Следующим важным индикатором изменения климата является снежный покров. На значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и юге Дальнего Востока, в центральных и северо-восточных областях ЕЧР за период 1966–2012 гг. обнаружена тенденция увеличения максимальной за зиму высоты снежного покрова. В то же время в Забайкалье из-за сокращения количества твердых осадков и значительного повышения температуры весной наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова. Увеличивается максимальный за зиму запас воды в снеге (по данным маршрутных наблюдений в поле) на севере Восточно-Европейской равнины, в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. В Западной Сибири (по данным маршрутных наблюдений в лесу) наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге. Уменьшается продолжительность залегания снежного

покрова в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. На северо-востоке Сибири в последние годы при резких межгодовых колебаниях преобладают поздние даты установления и ранние даты схода снежного покрова. На большей части территории России, за исключением степных зон Северного Кавказа и Западной Сибири, а также южной муссонной части Дальнего Востока, наблюдается уменьшение продолжительности существования ледяной корки под снежным покровом и ее максимальной толщины. В последние четыре десятилетия, по данным спутниковых наблюдений, площадь снежного покрова в переходные сезоны года на территории России уменьшается.

На территории России сток рек в решающей степени зависит от климата на водосборе, в первую очередь от разности количества осадков и испарения. Доминирующей тенденцией изменения годового стока рек России (то есть ежегодно возобновляемых водных ресурсов) является его увеличение. Как следует из рис. 18.12, в конце 1980-х годов норма стока ступенчато увеличилась на 4,8 % [4].

При этом увеличение речного стока было характерно для всех федеральных округов России. Наибольшее его увеличение произошло на крупнейших реках бассейна Северного Ледовитого океана. Существенной особенностью современных изменений водного режима рек России является значительное увеличение водности в меженные периоды, особенно зимой. Также увеличилась межгодовая изменчивость стока, в результате чего наблюдаются как аномально

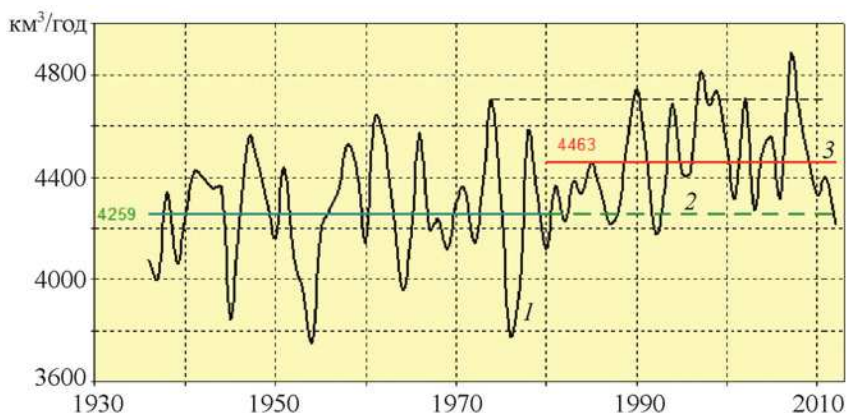


Рис. 18.12. Долговременные изменения суммарного годового стока рек Российской Федерации (1). Показаны нормы за 1936–1980 гг. (2) и 1981–2012 гг. (3)

многоводные, так и аномально маловодные годы и сезоны. Современные изменения максимального стока рек в России определяются условиями его формирования. Для значительной части ЕЧР, где максимальные расходы формируются в период весеннего половодья, в последние десятилетия произошло существенное его уменьшение. В регионах, где максимальные расходы формируются дождевыми паводками (Черноморское побережье Кавказа, бассейны Кубани и Амура), в конце прошлого – начале нынешнего столетия отмечались катастрофические наводнения, не наблюдавшиеся ранее. Во время экстремального наводнения 2013 г., произошедшего в результате выпадения продолжавшихся около двух месяцев интенсивных дождей на Дальнем Востоке России и на северо-востоке Китая, максимальные расходы воды на участке Среднего и Нижнего Амура длиной более 1000 км превысили исторические максимумы за более чем столетний период гидрологических наблюдений.

Увеличение поступления солнечной радиации, наблюдаемое по наземным данным во многих регионах земного шара в последнее десятилетие XX в., с разной степенью отчетливости проявилось практически на всей территории России. Изменения, происходящие в начале XXI в., не столь крупномасштабны и однозначны. На Европейской части России, особенно в центральных и южных районах, сохраняется положительная тенденция, которая наблюдается и на территории зарубежной Европы. На ряде станций значения стабилизировались на определенном уровне, хотя и не достигли максимальных значений, наблюдаемых в 1960-х годах. В некоторых регионах Азиатской части России возобновилась тенденция к уменьшению прямой и суммарной радиации. Наиболее ярко это проявляется в Средней Сибири.

Анализ рядов скорости ветра по данным 1457 метеорологических станций России за 1977–2011 гг. показал, что на большей части территории России (особенно на ЕЧР и в Западной Сибири) скорость ветра продолжает уменьшаться, особенно зимой и весной. Эта тенденция согласуется с уменьшением скорости приземного ветра на всех континентах земного шара. Исключением являются высокие широты обоих полушарий (выше 75°), где, напротив, скорость приземного ветра увеличивается. Увеличивается скорость ветра и над океанами.

Вследствие наблюдающегося глобального потепления возможны изменения частоты и (или) интенсивности некоторых экстремальных явлений, причем сравнительно небольшие по величине изменения средних значений могут приводить к значительным

изменениям статистики экстремумов. Так годовые минимумы и максимумы температуры воздуха увеличиваются на большей части территории России и максимум повышения имеет место на западе ЕЧР. Усиление морозов отмечается в Северо-Кавказском федеральном округе, на юге Западной Сибири и Забайкалья; уменьшение годовых максимумов – на Южном Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке. Во все сезоны преобладает увеличение числа суток с аномально высокой температурой воздуха (наиболее заметное летом на АЧР) и уменьшение числа суток с экстремально низкой ночной температурой воздуха. Суммарное число дней с морозом убывает в целом за год и в переходные сезоны почти повсеместно, особенно осенью. Число волн жары, их продолжительность и интенсивность в западной части России во все сезоны имеют положительную тенденцию, а аналогичные характеристики волн холода – тенденцию к уменьшению. Отмечается увеличение показателей засухливости на большей части земледельческой зоны России. В большинстве регионов увеличивается число дней с экстремально малыми значениями влагосодержания пахотного слоя почвы.

Также, как и для глобальной температуры воздуха для средней температуры России с помощью применения физико-математических моделей климата было осуществлено разделение на естественную и антропогенную компоненты и результаты показаны на рис. 18.13, где серые линии – данные наблюдений, черная – расчет по моделям, серый цвет – диапазон разброса оценок по ансамблю моделей.

18.2. Оценки будущего климата

Существуют три основных метода прогнозирования или оценки будущего климата:

- сценарии изменений и математические модели климата;
- использование климатических палеоаналогов;
- использование установленных закономерностей во времени для экстраполяции.

В настоящее время наиболее распространенным является метод, основанный на сценариях будущих оценок парниковых газов и других радиационно-активных веществ, которые и вносят основной вклад в современное изменение климата. Они изменяют радиационное воздействие на планету и вызывают климатические изменения в очень длительных временных масштабах. В связи с тем, что используются сценарные оценки при моделировании возможного

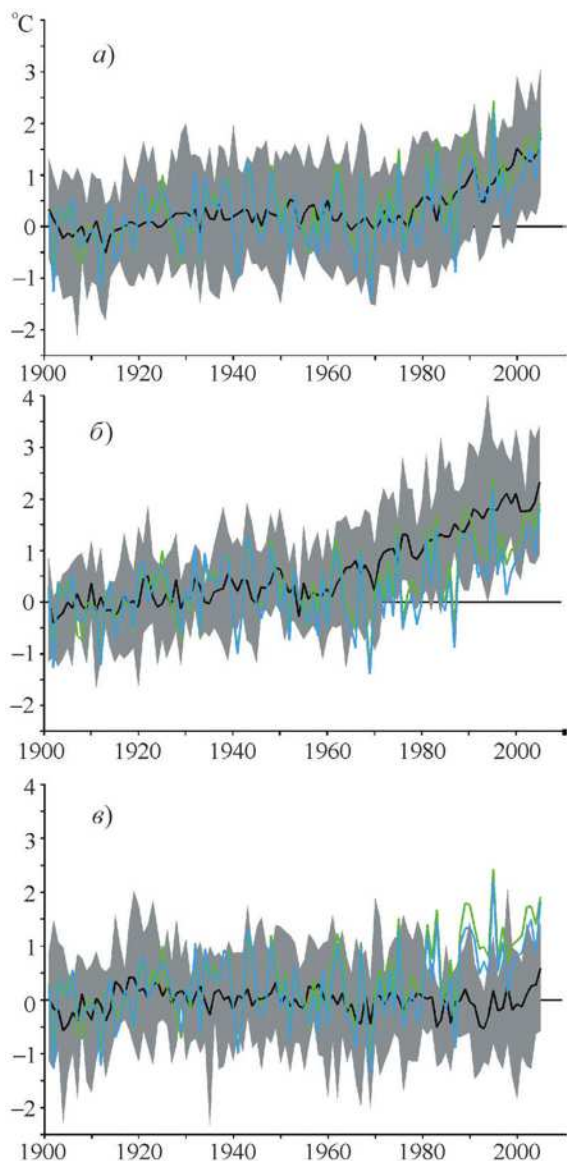


Рис. 18.13. Аномалии относительно базового периода 1901–1930 гг. среднегодовой температуры приземного воздуха на территории России по данным наблюдений и по ансамблям расчетов с моделями CMIP5: *a* – с учетом влияния естественных и антропогенных факторов, *б* – только антропогенных, *в* – только естественных

состояния будущего климата вместо термина «прогноз» или «предсказание» следует употреблять термин «перспективная оценка» или «проекция». Антропогенное будущее воздействие имеет свою неопределенность, также как и естественные природные процессы, так как эмиссия парниковых газов зависит от многих факторов, таких как: использование новых видов топлива, новых технологий, состояние мировой экономики, народонаселение, политика в области ограничения выбросов и т. д. Поэтому информация о климате будущего может быть получена лишь при определенных предположениях о том, как будут протекать базовые климатические и социально-экономические процессы, то есть в рамках некоторых сценариев. Даже в рамках заданного сценария информация о значениях гидрометеорологических величин в конкретный момент времени в отдаленном будущем не может быть сколько-нибудь надежной в прогностическом смысле из-за известной стохастичности динамики климатической системы Земли. Она присуща и социально-экономическим процессам. Можно пытаться получить лишь перспективные оценки вероятностных распределений параметров климата в рамках заданного сценария. В силу нелинейности большинства климатических зависимостей требуется достаточно детальная информация о будущих оценках его факторов. Например, нужны сведения о вероятностных распределениях экстремальных значений метеорологических величин, о длительности периодов экстремально высоких и низких значений и о самих значениях в эти периоды, о характеристиках годового хода среднесуточной температуры и других. Информации лишь о средних значениях недостаточно.

Представления о климате будущего можно разделить на две основные группы:

- исследовательские предположения, то есть принимаемые экспертом для оценки последствий в каком-либо конкретном случае (например, увеличение средней температуры на столько-то градусов по сравнению с современной);

- предположения об изменении климата, полученные в рамках заданного сценария мирового социально-экономического развития, которому соответствуют определенные глобальные антропогенные эмиссии парниковых газов в атмосферу; такая «траектория» эмиссий, поданная на вход выбранной модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), позволяет вычислить будущие концентрации ПГ в атмосфере и соответствующий климат будущего.

Во втором случае предположение о климате будущего есть результат выбора сценария мирового социально-экономического

развития, определяющего траекторию эмиссий парниковых газов, и расчетной МОЦАО, а в силу стохастичности климата – еще и конкретного «прогона» модели.

Физические процессы, которые не являются важными в прогностических моделях общей циркуляции на срок 5–7 суток и даже при долгосрочном прогнозировании становятся определяющими при моделировании климата. Особенно это касается динамики океанической циркуляции, изменения ландшафта подстилающей поверхности и эволюции снежно-ледового покрова. Изучение этих процессов потребует значительных усилий, прежде чем появится возможность воспроизводить многие аспекты климата реалистично. Вместе с тем, несмотря на сложность физических процессов, имеется определенная уверенность в том, что существующие модели климата обеспечивают полезную перспективную оценку его изменения. Уже в настоящее время многие модели позволяют удовлетворительно моделировать климат, что показывает сопоставление результатов моделирования с данными наблюдений. Моделирование вполне в состоянии воспроизвести наблюдаемые крупномасштабные изменения, произошедшие в приземной температуре воздуха за двадцатое столетие. Эта крупномасштабная согласованность между результатами моделирования и наблюдениями придает уверенность в оценках темпов потепления, рассчитанных и на XXI в. Моделирование наблюдаемой естественной изменчивости (например, явления Эль-Ниньо, муссонной циркуляции, северо-атлантического колебания) также улучшилось. С другой стороны, систематические ошибки все еще слишком велики. Одним из факторов, ограничивающих уверенность в перспективной оценке изменения климата, является неопределенность внешнего воздействия (например, будущей концентрации атмосферной двуокиси углерода и других парниковых газов и аэрозольных нагрузок). Как и в случае с прогнозами на средние сроки и долгосрочными прогнозами, перспективные оценки климата по ансамблю моделей также являются чрезвычайно важными. Ансамбли позволяют выделить более четко статистически значимый сигнал изменения климата.

Применение палеоаналогов для оценки будущего климата обычно основывается на двух известных потеплениях: климатический оптимум голоцена (5–6 тыс. лет назад) и Микулинское межледниковье (около 125 тыс. лет назад) [11]. Последовательность применения метода палеоаналогов состоит в следующем:

- составляется календарь будущих изменений содержания CO_2 и других парниковых газов;

- реконструируется содержание CO_2 в прошлом;
- по признаку одинаковости концентраций декларируется соответствие прошлого и будущего климата;
- реконструируется климат прошлого: температура и условия увлажнения в отклонениях от современного;
- осуществляется корректировка (уменьшение) аномалий из-за неравновесной реакции современного антропогенного увеличения CO_2 по сравнению с установившимся режимом потепления в прошлом.

В связи с тем, что причины потепления климата в плейстоцене и голоцене были обусловлены механизмом орбитальных изменений Миланковича и прежде всего увеличением приходящей радиации, ростом температуры, а затем уже увеличением CO_2 , а не антропогенными эмиссиями парниковых газов, то имеют место два этапа применения метода:

- оценка глобальной (или полушарной) температуры на основе сценариев будущих изменений радиационных свойств атмосферы, подстилающей поверхности и солнечной постоянной;
- оценка региональных климатических изменений (пространственные аномалии полей) на основе пространственных закономерностей климата прошлого.

Вместе с тем, необходимо помнить о точности воспроизведения пространственного распределения температур в прошлом палеометодами. Так, если палеоботаническими методами в периоды прошлых потеплений получено увеличение градиентов зональной температуры с широтой, как и в энергобалансовой модели М.И. Будыко, то методы изотопного анализа дают другие результаты. Так полученные реконструкции зональных температур по изотопно-кислородному составу льда [3, 11] показали для зимних температур в Сибири существенные не положительные, а отрицательные аномалии. Поэтому для прошлого климата нельзя однозначно утверждать, что наибольшее потепление было в высоких широтах. Известные потепления XX в.: 1930–40-х годов и 1980–90-х годов также имели различную пространственную структуру. Если более раннее потепление получило название «потепление Арктики» и развивалось преимущественно в высоких широтах, то потепление конца XX в. затронуло в основном средние и высокие материковые широты.

Третий метод оценки будущего климата на основе установленных закономерностей во времени является самым ненадежным и применяется в лучшем случае для экстраполяции на период в несколько лет. Как правило, используется аппроксимация временного

ряда трендом и далее экстраполируется сам тренд, что достаточно опасно, так как он может в любое время или прекратиться, или сменить знак. Поэтому в качестве еще одного вида экстраполяции иногда принимают данные последнего года наблюдений с учетом случайных вариаций межгодовых колебаний, то есть допускают, что климатическая норма в ближайшем будущем будет равна последнему из наблюдаемых значений.

Таким образом, как в сценарных оценках, так и в методе палеоаналогов, основным инструментом для оценки будущего климата являются физико-математические модели общей циркуляции атмосферы и океана с включением в них биологических, химических и других блоков. В связи с тем, что такие модели созданы или создаются в разных странах и разными учеными, необходимо было выбрать наилучшие из них. Для этой цели в 1990 г. был создан международный проект по сравнению моделей климата AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) [17], в рамках которого проводится целенаправленное сравнение глобальных моделей общей циркуляции атмосферы (Global Atmospheric General Circulation Models – AGCMs), разработанных различными группами исследователей в различных странах мира, как между собой, так и с данными наблюдений.

Сами же сценарии SRES были разработаны в конце XX в. группой экономистов, составивших целый набор из 40 таких сценариев, который подробно описан в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДЦВ или SRES – Special Report on Emission Scenarios). В нем были предложены 4 «основные сюжетные линии» (storyline), в которых будущий мир качественно описывался по-разному. Эти 4 основные линии породили четыре семейства сценариев: A1, A2, B1 и B2 [18].

В семействе сценариев A1 основная линия и сценарии предполагают быстрый экономический рост, быстрое внедрение новых эффективных технологий, а также рост народонаселения до середины XXI столетия и последующее его уменьшение. Основными чертами развития будут существенное уменьшение региональных различий в доходах на душу населения, усиление культурных и социальных взаимодействий, а также создание новых возможностей. Сценарии этого семейства делятся на три группы, различающиеся по энергетическому «акценту»: A1FI – интенсивное использование ископаемого топлива, A1T – интенсивное использование иных видов топлива, A1B – сбалансированное использование всех видов топлива.

В семействе A2 основная линия описывает весьма неоднородный мир. Регионы (и страны) ориентируются на свои силы, на сохранение местных особенностей. Темпы рождаемости в разных регионах сближаются очень медленно, что приводит к продолжению роста населения планеты. Экономическое развитие будет в основном регионально ориентированным, а рост подушного дохода и технологические изменения будут более фрагментированными, чем для других семейств сценариев.

В семействе B1 основная линия описывают такой же конвергирующий мир с такой же динамикой народонаселения, как и основная линия семейства A1. Однако при этом предполагаются быстрые изменения в экономической структуре в пользу обслуживающего и информационного компонентов при сокращении материалоемкости и при внедрении чистых и ресурсосберегающих технологий. Упор будет делаться на глобальных решениях экономических и социальных проблем, на поддержании окружающей среды в устойчивом состоянии, включая меры по улучшению положения в области равноправия (регионов, стран). При этом новых инициатив в области регулирования климата не предполагается.

В семействе B2 основная линия описывает мир, в котором упор делается на локальных решениях в области поддержания устойчивости экономики, социальной сферы и окружающей среды. Глобальное народонаселение будет неуклонно увеличиваться с темпом меньшим, чем для A2. Темп развития экономики будет средним. Изменения в технологиях будут более медленными и более разнообразными, чем для основных линий семейств B1 и A1. Хотя сценарии этого семейства также направлены на защиту окружающей среды и социальную справедливость, они ориентируются в этом отношении на региональные уровни.

На основе этих качественных, словесных описаний будущего мира шестью группами специалистов в области математического моделирования были разработаны сорок сценариев, дающих разные траектории эмиссий климатически активных веществ в атмосферу. Разработчики считают, что все эти сценарии являются одинаково обоснованными. Если бы каждому из сценариев была приписана, пусть субъективно, вероятность его реализации, их можно было бы использовать для построения вероятностного прогноза климата XXI в. Однако никаких конкретных вероятностей определено не было. Поэтому разброс оценок эмиссий, а после соответствующего модельного пересчета и концентраций ПГ и параметров климата в будущем невозможно интерпретировать в вероятностных терми-

нах, в частности говорить о надежности прогноза. Разброс оценок достаточно велик. На рис. 18.14 изображены траектории антропогенных эмиссий диоксида углерода, метана, закиси азота и диоксида серы для шести сценариев, представленных в SRES. Это так называемые «иллюстративные сценарии». Они включают сценарии-маркеры (marker scenario), отражающие основные черты четырех групп сценариев A1B, A2, B1 и B2, а также два дополнительных для групп A1FI и A1T. Рис. 18.14 показывает, что к 2100 г. эмиссии, соответствующие разным сценариям, могут отличаться в несколько раз, а то и на порядок и более.

Такие значительные различия в траекториях эмиссий неизбежно порождают существенное расхождение траекторий концентраций, особенно в конце рассматриваемого периода времени – в 2100 г., что,

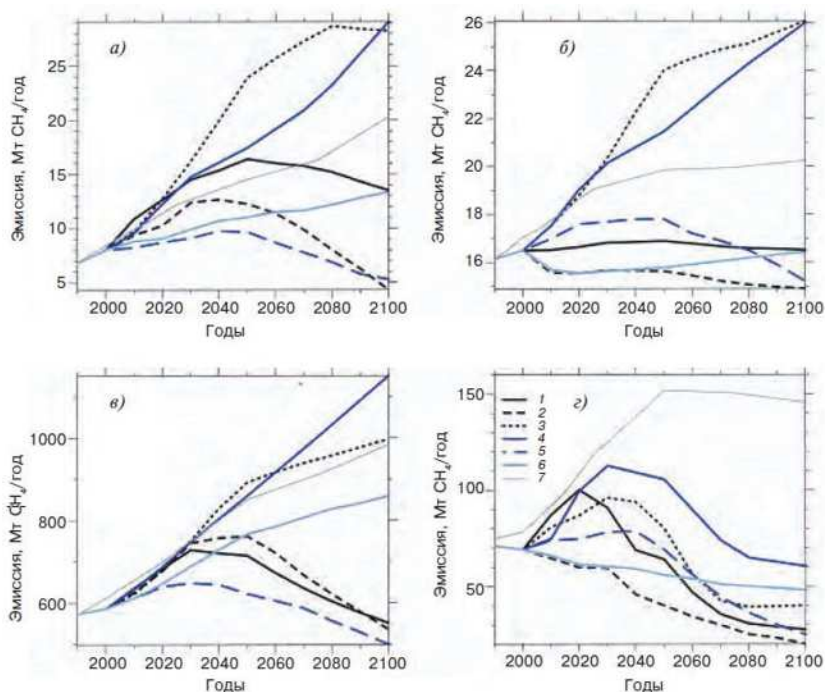


Рис. 18.14. Траектории антропогенных эмиссий CO₂ (а), N₂O (б), CH₄ (в) и SO₂ (г) в XXI в., соответствующие шести иллюстративным SRES-сценариям A1B (1), A1T (2), A1FI (3), A2 (4), B1 (5), B2 (6). Для сравнения показан сценарий IS92a (7) (Climate Change 2001, 2001, p. I_65)

в свою очередь, приводит к существенным различиям в климате. На рис. 18.15 приведены соответствующие траектории концентраций для CO_2 , CH_4 и N_2O и представлены соответствующие изменения средней температуры земной поверхности. Видно, что разброс значений в конце XXI в. весьма большой, так же, как и вертикальные отрезки, указывающие на разброс значений температуры, который возникает при использовании одного и того же сценария по разным моделям. Это естественно-научная составляющая неопределенности. МГЭИК специально отмечает, что до 2100 г. диапазон температуры, получающийся при использовании какого-либо одного сценария и разных климатических моделей, примерно равен диапазону температуры, получающемуся при разных сценариях при использовании какой-либо одной климатической модели. Кроме изменений климата, соответствующих сценариям SRES, часто рассматриваются

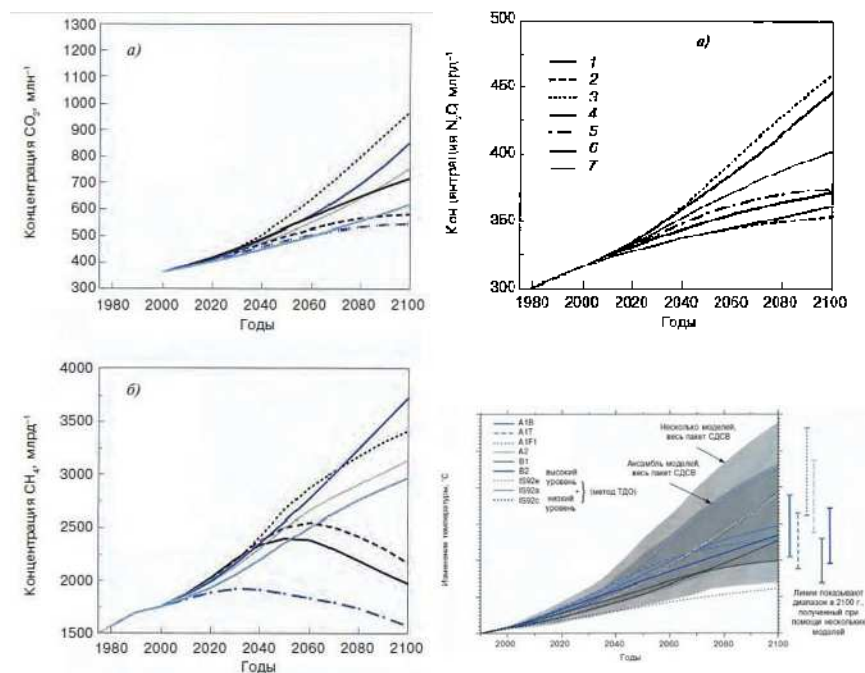


Рис. 18.15. Траектории концентраций для CO_2 (а), CH_4 (б) и N_2O (в), соответствующие сценариям A1B (1), A1T (2), A1FI (3), A2 (4), B1 (5), B2 (6) и IS92a (7) и траектории глобальной средней температуры в приповерхностном слое, соответствующие сценариям A1B, A1T, A1FI, A2, B1, B2, IS92a, IS92b и IS92c (Climate Change 2001)

сценарии, относящиеся не к эмиссиям, а к концентрациям ПГ. Например, задается рост концентрации ПГ на заданный процент в год.

Все описанные выше сценарии антропогенного воздействия на глобальный климат – так называемые «неполитические» (non-climate policy scenarios), то есть в их основе лежат предположения о мировом социально-экономическом развитии без каких-либо специальных мер по регулированию антропогенного воздействия на глобальный климат. Сейчас внимание экспертов все более переключается на «политические» сценарии (climate-policy scenarios). Они обычно исходят из такого регулирования глобальной антропогенной эмиссии парниковых газов, которое приводит к ограничению роста их концентраций в атмосфере или даже к их уменьшению.

МОЦАО подразделяются на модели минимальной сложности (minimal complexity models), средней сложности (reduced complexity models) и полномасштабные. Сложность моделей нарастает по мере увеличения детальности описания модельными переменными процессов, происходящих в климатической системе Земли. В том числе увеличивается временное и пространственное разрешение этого описания [5, 13]. В рис. 18.16 в виде таблицы приведены те полномасштабные МОЦАО, которыми наиболее часто сейчас пользуются исследователи для расчетов параметров климата будущего. Эти модели имеют разное временное и пространственное разрешение (обычно – $5 \times 5^\circ$, сейчас ближе к $1 \times 1^\circ$), также иногда используют разные геодезические проекции. Когда целью работы является получение региональной оценки последствий изменения климата, исследователи обычно пользуются каким-либо определенным сценарием антропогенного воздействия на климат (чаще – из семейств SRES) и средним по множеству прогонов какой-либо МОЦАО расчетным климатом. В последнее время стало популярным не только осреднение по прогонам, но и по совокупности МОЦАО, что дает «мультимодельный ансамблевый климат».

Обычно сценарные оценки используются в прикладных исследованиях следующим образом. С помощью разных климатических моделей (МОЦАО), исходя из разных сценариев антропогенного воздействия на глобальный климат, рассчитывается набор реализаций климата будущего. Для каждого такого климата вычисляется прикладной климатический индекс (например, сумма эффективных температур). Если изначально для каждой пары «сценарий–модель» была определена вероятность ее реализации, то и для разных вычисленных значений изучаемого прикладного климатологического индекса также можно найти вероятность реализации. Далее можно

анализировать полученное вероятностное распределение в целом или же какие-то его характеристики – средние, дисперсию и т. д.

Чаще всего, однако, употребляется несколько более грубый подход. А именно, вычисляется «средний климат» путем осреднения

Название центра, страна	Аббревиатура	Символ модели
Beijing Climate Center, Китай	BCC	CM1
Bjerknes Centre for Climate Research, Норвегия	BCCR	BCM2.0
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis, Канада	CCCma	CGCM3 (T47 resolution)
		CGCM3 (T63 resolution)
Centre National de Recherches Meteorologiques, Франция	CNRM	CM3
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Австралия	CSIRO	Mk3.0
Max Planck-Institut for Meteorology, Германия	MPI-M	ECHAM5-OM
Meteorological Institute, University of Bonn, Германия	MIUB	ECHO-G
Meteorological Research Institute of KMA, Корея	METRI	
Model and Data Groupe at MPI-M, Германия	M&D	
National Centre for Atmospheric Research, США	NCAR	PCM
		CCSM3
UK Meteorological Office, Великобритания	UKMO	HadCM3
		HadGEM1
National Institute of Geophysics and Volcanology, Италия	INGV	SXG 2005
Institute of Atmospheric Physics, Китай	LASG	FGOALS-g1.0
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, США	GFDL	CM2.0
		CM2.1
Goddard Institute for Space Studies, США	GISS	AOM
		E-H
		E-R
Institute for Numerical Mathematics, Россия	INM	CM3.0
Institut Pierre Simon Laplace, Франция	IPSL	CM4
National Institute for Environmental Studies, Япония	MIROC	MIROC3.2 hires
		MIROC3.2 medres
Meteorological Research Institute, Япония	MRI	CGCM2.3.2

Рис. 18.16. Основные полномасштабные МОЦАО, созданные в мировых центрах по моделированию глобального климата

исходных климатов с соответствующими весами, задаваемыми их вероятностями (чаще всего равными весами), а затем для полученного среднего климата оценивается значение изучаемого прикладного климатологического индекса.

Проекции климата до конца XXI в. позволили сделать следующие основные выводы [16, 20]:

1. Продолжающаяся эмиссия парниковых газов будет являться причиной дальнейшего потепления и изменений во всех компонентах климатической системы. Ограничение климатических изменений потребует значительного и непрерывного снижения выбросов парниковых газов.

2. Проекция на следующие несколько десятилетий демонстрирует пространственную картину изменений климата, аналогичную прогнозу на конец XXI в., но с более низкими значениями. Естественная внутренняя изменчивость будет по-прежнему являться главным фактором, оказывающим влияние на климат, особенно в краткосрочной перспективе и в региональном масштабе. К середине XXI в. значения проецируемых изменений будут в большой степени зависеть от выбора сценария эмиссии.

3. Прогнозируемое изменение климата, основанное на сценариях РТК, сходно с прогнозом 4-го доклада МГЭИК (ДО4) как по характеру, так и величине, с учетом различий между сценариями. Суммарный диапазон отклонений между проекциями с высокими RCP уже, чем между сравнимыми сценариями в ДО4, Прогнозы повышения уровня моря выше, чем в ДО4, главным образом благодаря усовершенствованному моделированию вклада материкового льда.

Изменение глобальной приземной температуры в конце XXI в., *вероятно*, превысит 1,5 °C по сравнению с периодом 1850–1900 гг. во всех сценариях РТК, кроме РТК2.6. Оно превысит, *вероятно*, 2 °C в сценариях РТК6.0 и РТК8.5 и, *скорее вероятно, чем нет*, превысит 2 °C в сценарии РТК4.5. Потепление продолжится после 2100 г. согласно всем сценариям РТК, кроме РТК2.6. Потепление будет продолжать демонстрировать изменчивость на интервалах от года до десятилетия и в региональном масштабе не будет однородным (рис. 18.17).

На рисунке выделен диапазон оценки по разным моделям для двух предельных сценариев: РТК2.6 и РТК8.5, серое затенение до 2005 г. характеризует результаты моделирования исторической эволюции с использованием реконструированных данных по внешним воздействиям. Средние значения за 2081–2100 гг. и соответствующие неопределенности показаны для всех сценариев РТК

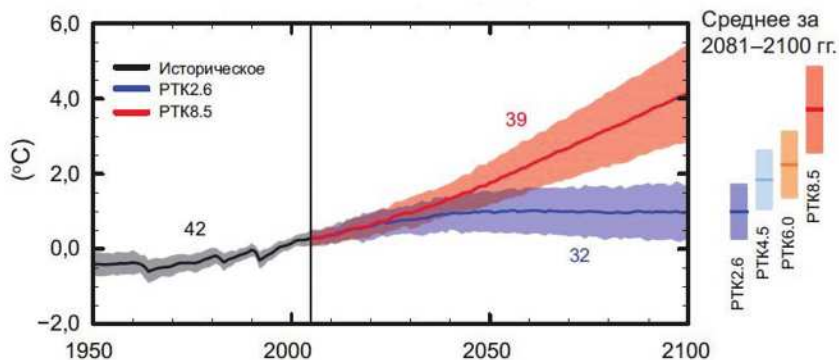


Рис. 18.17. Изменения средней глобальной приземной температуры в будущем

в виде вертикальных столбиков. Указано количество моделей, использованных для расчета средних значений по мультимодельному ансамблю.

Прогнозируемый рост средней глобальной температуры означает с высокой степенью достоверности, что новые уровни потепления по отношению к среднему климату в 1850–1900 гг. будут превзойдены, особенно в сценариях с более высокими уровнями выбросов парниковых газов. Будущее извержение вулкана такого же масштаба, что и извержение вулкана Пинатубо в 1991 г., вызвало бы резкое падение средней глобальной приземной температуры воздуха примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$ в последующем году, при этом восстановление заняло бы несколько последующих лет. Более крупные извержения или несколько извержений, произошедших близко друг к другу по времени, привели бы к более значительным и устойчивым воздействиям. Возможные будущие изменения солнечной радиации могут повлиять на темпы повышения глобальной температуры, но существует *высокая степень достоверности*, что такое влияние будет незначительным по сравнению с влиянием увеличения концентраций парниковых газов в атмосфере.

Будущее пространственное распределение температур в последние 20 лет XXI в. приведено на рис. 8 Приложения для двух предельных сценариев: РТК 2.6 и РТК 8.5. Как следует из рисунков, в обоих сценариях наибольшее увеличение температуры ожидается в высоких широтах северного полушария, а наименьшее – над океанами, причем по сценарию РТК 2.6 в Северной Атлантике даже ожидается некоторое понижение температур. Величина наибольшего

прироста температур по сценарию РТК 2.6 будет достигать 3–4 °С, а по наиболее неблагоприятному сценарию РТК 8,5 – 9–10 °С.

Изменение среднего количества годовых сумм осадков (в %) также на период 2081–2100 гг. по сравнению с периодом 1986–2005 гг. показано на рис. 9 Приложения. Как видно из пространственного распределения осадков, по сценарию РТК 2.6 их изменения (как в сторону увеличения, так и уменьшения) не будут выходить за пределы 20 %, в то время как по неблагоприятному сценарию РТК 8.5 – достигают 50 %. Причем наибольший рост осадков ожидается в высоких широтах обоих полушарий и в районе экватора.

Увеличение уровня Мирового океана на середину и конец XXI в. в зависимости от сценарных значений увеличения глобальной температуры показано в табл. 18.2. Из данных таблицы следует, что уровень моря будет увеличиваться в течение всего XXI в. и к концу этот рост в среднем составит от 40 до 63 см в зависимости от сценария, а предельный от 26 до 82 см.

Относительно будущего состояния криосферы весьма вероятно, что протяженность и толщина морских льдов в Арктике будут продолжать сокращаться и что снежный покров в Северном полушарии в весеннее время года будет уменьшаться в XXI в. по мере повышения средней глобальной приземной температуры. Объем ледников будет продолжать уменьшаться. Изменение климата затронет процессы углеродного цикла, что приведет к повышению содержания CO₂ в атмосфере (высокая степень достоверности). Дальнейшее поглощение углерода океаном вызовет повышение

Таблица 18.2

Прогнозируемое изменение средней глобальной приземной температуры воздуха и повышение глобального среднего уровня моря в середине–конце XXI в. по сравнению с базовым периодом 1986–2005 гг.

	Сценарий	2046–2065 гг.		2081–2100 гг.	
		Среднее	Вероятный диапазон	Среднее	Вероятный диапазон
Изменение средней глобальной приземной температуры, °С	РТК2.6	1,0	0,4–1,6	1,0	0,3–1,7
	РТК4.5	1,4	0,9–2,0	1,8	1,1–2,6
	РТК6.0	1,3	0,8–1,8	2,2	1,4–3,1
	РТК8.5	2,0	1,4–2,6	3,7	2,6–4,8
Повышение среднего уровня моря, м	РТК2.6	0,24	0,17–0,32	0,40	0,26–0,55
	РТК4.5	0,26	0,19–0,33	0,47	0,32–0,63
	РТК6.0	0,25	0,18–0,32	0,48	0,33–0,63
	РТК8.5	0,30	0,22–0,38	0,63	0,45–0,82

кислотности океана. Поглощение океаном антропогенного CO_2 будет продолжаться до 2100 г. во всех четырех сценариях РТК, при этом более значительное поглощение отмечается в сценариях с более высокими концентрациями (весьма высокая степень достоверности). Меньше ясности в отношении будущей динамики поглощения углерода сушей. Большинство моделей прогнозируют дальнейший рост поглощения углерода сушей по всем сценариям РТК, однако некоторые модели показывают и потери углерода вследствие совокупного эффекта от изменения климата и изменений в землепользовании. Исходя из данных моделей системы Земля, с высокой степенью достоверности можно считать, что в XXI в. обратная связь между климатом и углеродным циклом будет положительной; то есть изменение климата будет частично препятствовать увеличению стоков углерода на суше и в океан, вызванному повышением концентрации CO_2 в атмосфере. В результате в атмосфере будет оставаться больший объем антропогенного CO_2 .

Совокупные выбросы CO_2 в значительной мере определяют повышение средней глобальной приземной температуры к концу XXI в. и в дальнейшем. Большинство аспектов изменения климата будут отмечаться в течение многих столетий, даже если выбросы CO_2 прекратятся. Это является отражением существенной инерции изменения климата в течение многих столетий, порожденной прошлыми, настоящими и будущими выбросами CO_2 . Большая доля антропогенного изменения климата, обусловленного выбросами CO_2 , является необратимой во временных масштабах от нескольких столетий до тысячелетия, за исключением случая значительного чистого удаления CO_2 из атмосферы в течение длительного периода. После полного прекращения чистых антропогенных выбросов CO_2 приземные температуры будут оставаться повышенными и примерно постоянными на протяжении многих столетий. Вследствие длительных временных масштабов переноса тепла с поверхности океана в его глубинные слои повышение температуры океана будет длиться веками. В зависимости от сценария, около 15–40 % выброшенного CO_2 будет сохраняться в атмосфере в течение более 1000 лет.

Изменения средней сезонной температуры на территории России в XXI в. будут характеризоваться повышением температуры зимой на территориях всех федеральных округов и, кроме Северо-Кавказского и Южного, будет заметно превышать ее повышение в летний сезон [4]. Россия остается регионом мира, где потепление климата в течение XXI в. будет существенно превышать среднее гло-

бальное потепление. Абсолютный годовой максимум температуры как показатель экстремальности летней температуры воздуха может заметно увеличиться, в первую очередь, на юге ЕЧР. В то же время следует ожидать заметного смягчения температурного режима в холодное время года, в основном из-за повышения наиболее низкой температуры воздуха на севере ЕЧР, а в конце XXI в. – и на ее юге, где зимы станут бесснежными. Оценки будущих норм среднесезонных температур лета и зимы за три периода XXI в.: 2011–2030 гг., 2041–2060 гг. и 2080–2099 гг. показаны на рис. 10 Приложения как средние по ансамблю из 31 модели и по одному сценарию RCP4.5. Основной вывод состоит в том, что зимние температуры будут расти в большей степени, чем летние и рост зимних температур будет более интенсивным на севере страны.

Если же рассматривать разные сценарии и отдельные федеральные округа Российской Федерации, то по сценарию RCP2.6 рост зимней температуры в ближайшие 20 лет (2011–2030 гг.) варьирует от 0,9 °C в Кавказском ФО до 2,0 °C в Уральском ФО, а по сценарию RCP8.5 от 1,0 °C в Кавказском ФО до 2,1 °C в Уральском и Северо-Западном ФО, то есть на ближайшую перспективу отличие в сценариях небольшое. Если же рассматривать последние 20 лет XXI в., то рост зимних температур по сценарию RCP2.6 будет уже от 1,4 °C в Кавказском ФО до 3,1 °C в Северо-Западном ФО, а по сценарию RCP8.5 – от 4,4 до 9,2 °C в тех же ФО, то есть очень существенным как по величине, так и по территории. Летние температуры растут не так значительно и в ближайшие 20 лет как по сценарию RCP2.6, так и по сценарию RCP8.5 их рост будет достаточно однороден по территории России, варьируя всего от 1,3 до 1,5 °C. В конце XXI в. по сценарию RCP2.6 территориальные вариации прироста летней температуры останутся также небольшими, от 1,8 до 2,0 °C, а по сценарию RCP8.5 – более существенными, от 5,6 (Дальневосточный ФО) до 6,4 °C (Уральский ФО). При этом по абсолютной величине разные сценарные оценки на конец XXI в. расходятся уже более чем в 3 раза [12, 19].

В течение всего XXI в. для всех сценариев отмечается устойчивая тенденция увеличения количества осадков в зимний период на всей территории России (рис. 11 Приложения).

В летний период увеличение средних за сезон сумм осадков ожидается на большей части территории России, за исключением южных регионов, где к концу этого века ожидается уменьшение осадков до 25 % по сравнению с концом XX в. Изменения осадков будут заметно различаться для разных федеральных округов зимой

по величине, а летом как по величине, так и по знаку. Так увеличение зимних осадков в ближайшие 20 лет по территории страны и по сценарию RCP2.6 составит всего от 3 до 10 %, а по сценарию RCP8.5 – от 5 до 11 % в Сибирском ФО. В конце столетия прирост осадков по RCP2.6 будет варьировать от 5–6 % на юге ЕТР до 13–14 % в Сибири, а по сценарию RCP8.5 уже от 15 до 54–56 % в Сибири.

Изменение летних осадков в будущем считается не столь большим, как зимних. Так, в ближайшие 20 лет по всем сценариям осадки или не будут расти или их рост в отдельных ФО достигнет всего 4–5 %. В конце XXI в. прирост летних осадков ожидается до 7–8 % в Сибири по сценарию RCP2.6, а по сценарию RCP8.5 осадки будут даже уменьшаться до 23 % в Кавказском ФО и увеличиваться до 18 % в Дальневосточном ФО.

По изменению других показателей климатической системы в будущем получены следующие выводы. В ближайшие десятилетия нет оснований ожидать каких-либо значительных изменений годового стока основных рек России в результате изменения климата. Для большей части территории страны наиболее вероятно незначительное (в пределах 5 %) увеличение годового стока, что находится в пределах его естественной изменчивости. Как показывают модельные расчеты, проведенные в рамках современных представлений о будущем климате в XXI в., водный режим рек России в ближайшие два десятилетия по своим основным параметрам будет близким к наблюдавшемуся в последние 30–35 лет. Ожидаемое повышение температуры воздуха зимой позволяет полагать, что наблюдающийся увеличенный зимний сток рек сохранится и в ближайшие два-три десятилетия. При этом относительная доля весеннего стока в годовом стоке будет уменьшаться. На водосборах Лены и Енисея, а также рек Чукотки ожидается значимое увеличение стока. Площади, занятые приповерхностной многолетней мерзлотой, по сценариям RCP4.5 и RCP8.5 сократятся соответственно на 20 ± 7 и 25 ± 8 % к середине XXI в. и на 31 ± 12 и 56 ± 18 % к его концу. Модельные оценки однозначно указывают на уменьшение площади морского льда в российской Арктике и прилегающих к ней районах Северного Ледовитого океана на протяжении XXI в. и позволяют говорить о возможности исчезновения там многолетнего льда уже в первой половине этого века.

Помимо будущих оценок изменений различных показателей климатической системы рассматривается также и воздействие изменений климата на природные системы суши и океана в разных регионах планеты, а также на различные отрасли экономики, что в итоге позволяет разработать меры по противодействию или адаптации

жизнедеятельности и различных отраслей экономики к изменениям климата. К таким прикладным показателям климатических изменений относятся водные ресурсы суши, моря России, оледенение арктических островов и горное оледенение, многолетняя мерзлота, природные экосистемы суши, углеродный баланс почв, засухи и опустынивания. В качестве объектов на которые направлено воздействие и которые требуют адаптации рассматриваются: здоровье населения, строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс, возобновляемые источники энергии, хозяйственные объекты, расположенные на вечной мерзлоте, гидроэнергетика и водное хозяйство, морская деятельность в Арктике, сельское хозяйство, лесное хозяйство [12].

Основные выводы, полученные при оценке изменения климата для России в настоящем и будущем состоят в следующем. Текущее изменение климата России в целом следует охарактеризовать как продолжающееся потепление со скоростью, более чем в два с половиной раза превышающей скорость глобального потепления. При этом тенденция к замедлению потепления, наблюдаемая в глобальном масштабе, для территории России пока не прослеживается. Изменение климата не сводится лишь к повышению средней температуры воздуха у поверхности Земли, но проявляется во всех компонентах климатической системы, в том числе в изменениях гидрологического режима, ледяного покрова российских морей, экстремальности климата. Также и в течение всего XXI в. Россия останется регионом мира, где потепление климата существенно превышает среднее глобальное потепление. Ожидаются значительные изменения других климатических характеристик, причем в разных регионах России эти изменения могут существенно различаться.

Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата на территории России обуславливают многочисленные и, зачастую, важные отрицательные и положительные последствия для природных и хозяйственных систем, для населения страны. Увеличивается суммарный годовой сток рек; одновременно он перераспределяется по сезонам в пользу межени, увеличивается его межгодовая изменчивость. В основном деградирует оледенение арктических островов и горное оледенение. На равнине область протаявшей с поверхности многолетней мерзлоты увеличивается, а температура многолетнемерзлых пород повышается. Увеличивается вегетационный период, повышается первичная продуктивность экосистем. Наблюдается продвижение древесной растительности в горные тундры и продвижение темнохвойной тайги на территории, занимаемые лиственничниками

на равнине. Опустынивание по климатическим причинам на территории РФ не происходит, при снижении хозяйственной нагрузки (выпаса скота) наблюдается скорее обратный процесс – остепнение. Увеличиваются интенсивность засух и охват ими территории, при этом долговременных трендов повторяемости засух не обнаружено.

Все рассмотренные оценки будущих климатических характеристик Земли и России основаны на применении МОЦАО. Кроме этих общеизвестных оценок будущего климата, можно привести также два альтернативных прогноза, которые в большей степени учитывают не антропогенную, а естественную составляющую климата. Это прогнозы В.В. Клименко (Московский энергетический институт) [7, 8, 9] и Х.И. Абдусаматова (Пулковская астрономическая обсерватория РАН) [1, 2].

В.В. Клименко, исследуя историю климата за последние 2–3 тыс. лет, установил, что по Северному полушарию наблюдается доминирование примерно 2400-летнего цикла климатических колебаний, а также выявляются еще четыре гармоники – примерно 1100, 850, 640 и 500 лет, а 2400-летний цикл имеет к тому же солнечное происхождение. Синхронность в колебаниях температуры и солнечной активности и прогноз спада солнечной активности до конца XXII в., показан на рис. 18.18.

Полученная им сглаженная кривая естественного климата к началу XX в. достигает своего исторического минимума, самого глубокого за последние 5 тыс. лет, и это означает, что потепление XX столетия обусловлено в значительной мере короткопериодными, в первую очередь антропогенными, факторами и осуществляется на фоне явной тысячелетней тенденции естественного климата к похолоданию.

Снижение температуры за счет влияния тысячелетних циклов составило более 1 °С в течение последней тысячи лет, что вдвое превышает достигнутое в XX столетии повышение температуры. В результате он полагает, что в результате сложения большого количества антропогенных и естественных факторов потепления избежать, конечно, не удастся. Однако, это потепление будет носить хотя значительный, но не катастрофический характер и составлять чуть больше 1,5 °С в течение XXI в. (рис. 18.19).

Прогноз Х.И. Абдусаматова, приведенный в его монографии «Солнце диктует климат Земли» (2009) также основывается на преобладании в колебаниях климата пока еще естественной составляющей. Монография посвящена самой актуальной проблеме глобальных климатических изменений и их основных причин. В качестве определяющей причины указаны циклические изменения поступающей

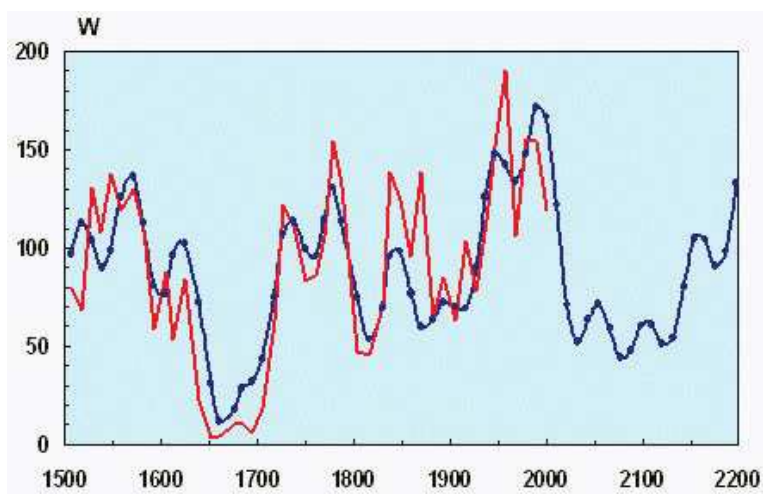
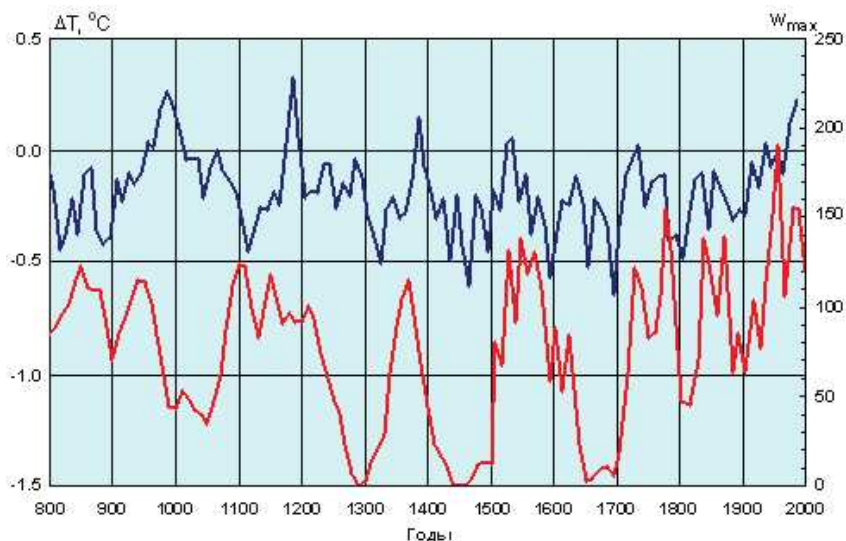


Рис. 18.18. Изменение солнечной активности и среднеполушарной температуры в 800–2000 гг. (верхний график) и история и прогноз максимальных чисел Вольфа (нижний график)

к верхней границы атмосферы Земли солнечной энергии – солнечной постоянной. Определены закономерности формирования циклов солнечной светимости, которые взаимоскоррелированы с вариациями диаметра Солнца и с пятнообразовательной активностью. Показано,

что изменения климата Земли имеют циклический характер и протекают параллельно с циклическими вариациями солнечной постоянной. Именно воздействие циклически изменяющейся солнечной постоянной, а не антропогенное воздействие, связанное с выбросами в атмосферу парниковых газов (в первую очередь углекислого газа) определяют тенденции изменения климата (рис. 18.20). Делается вывод, что в ближайшее время (через 50 лет) следует ожидать не глобального потепления, а глубокого похолодания, вплоть до малого



Рис. 18.19. Глобальная температура и ее будущая экстраполяция до конца XXI в. на основе сценариев и МОЦАО (5, 4, 3) и по прогнозу В.В. Клименко (2)

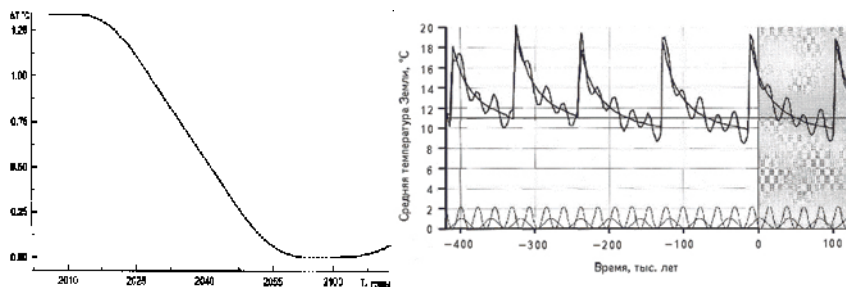


Рис. 18.20. Прогноз сценария глубокого похолодания климата к середине XXI в. (слева) и теоретический температурный прогноз климата на следующие 120 тыс. лет (справа)

ледникового периода типа маундеровского. Это связано и с тем, что мы уже находимся на ветви спада 100-летнего естественного цикла колебаний температуры (рис. 18.20) и естественный фактор будет преобладать над антропогенным.

На основе исследования вариаций интегрального потока солнечного излучения Х.И. Абдусаматов выявил квазидвухвековую составляющую в вариациях солнечной постоянной, скоррелированной с соответствующим уровнем вариации солнечной активности. Исследуя сальдо среднегодового энергетического баланса Земли он установил, что приходные и расходные части тепловой мощности планеты вследствие термической инерции Мирового океана находятся в несбалансированном состоянии. Это состояние является основным для климатической системы и формируется за счет накопленного в Мировом океане избытка или дефицита поступающей солнечной энергии. Благодаря входу Солнца с 1990 г. в фазу спада квазидвухвекового цикла, Земля как планета и в дальнейшем будет иметь отрицательное сальдо теплового баланса и глубокий минимум температуры следует ориентировочно ожидать в 2060-х годах вследствие термической инерции Мирового океана. Именно эта причина и вызвала остановку роста глобальной температуры в XXI в.

Основной вывод состоит в том, что пока окончательно не поняты все механизмы колебаний климата, возможны и большие неопределенности в его прогнозах и оценках на будущее.

Литература

1. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. – СПб.: Изд-во «Logos», 2009. – 197 с.
2. Абдусаматов Х.И. Глубокий минимум мощности солнечного излучения приведет к Малому ледниковому периоду. – СПб.: Изд-во «Нестор-История», 2013. – 246 с.
3. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. – М., 1992, Т. 1. – 420 с. Т. 2. – 246 с.
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: Общее резюме. – М., 2014. – 61 с.
5. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений. – М.: Наука, 2006. – 173 с.
6. Изменение климата, 2013 г. Физическая научная основа: Резюме для политиков. Доклад Рабочей группы I МГЭИК. Техническое резюме / под ред. Томас Ф. Стоккер, Дахэ Цинь, Джан-Каспер Платтнер, Мелинда М.Б. Тигнор, Симон К. Аллен, Джудит Бошунг, Александер Науэлс, Юй Ся, Винсент Бекс, Паулин М. Мидглей, МГЭИК, Женева, Швейцария 2013. – 222 с.

7. *Клименко В.В.* О главных климатических ритмах голоцена // Доклады РАН. 1997. Т. 357, № 3. – С. 399–402.
8. *Клименко В.В.* Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. – М.: Изд-во МЭИ, 2004. – 144 с.
9. *Клименко В.В.* Климат: непрочитанная глава истории. – М.: МЭИ, 2009. – 408 с.
10. МГЭИК 2007: Изменение климата, 2007 г. Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Пачаури Р.К., Райзингер А. и основная группа авторов (ред.)). МГЭИК, Женева, Швейцария. – 104 с.
11. *Николаев В.И., Женони Л., Якумин П. и др.* Изотопно-геохимические исследования позднелейстоценовой мегафауны Северной Евразии. – М., 2000. – 95 с.
12. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу / В.М. Катцов, Н.В. Кобышева, В.П. Мелешко и др. / под ред. д.ф.-м.н. Катцова В.М., д.э.н., проф. Порфирьева Б.Н.; Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – М.: ДАРТ: Главная геофизическая обсерватория, 2011. – 252 с.
13. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. – Казань: Казанск. гос. ун-т, 2009. – 503 с.
14. About the WCRP CMIP5 Multi-Model Dataset Archive at PCMDI: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php
15. Atmospheric Model Intercomparison Project: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/index.php>
16. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Edited by Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley Cambridge University Press. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sro Paolo, Delhi, Mexico City. 1552 pp.
17. *Gates, W.L.*, 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 1962–1970.
18. http://www.mad.zmaw.de/IPCC_DDC/html/SRES_AR4/index.html.
19. <http://voeikovmgo.ru/ru/izmenenie-klimata-v-rossii-v-xxi-veke?id=613> – Раздел «Изменение климата в России (модели CMIP 5)» с официального сайта ФГБУ «Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова».
20. IPCC Standard Output from Coupled Ocean-Atmosphere GCMs: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/standard_output.html#Experiments.
21. *Taylor, K.E., Stouffer, J.R., Meehl, G.A.*, 2012. An overview of CMIP5 and experiment design. Bull. American Meteorological Society. April 2012, p. 485–498.

ПРИЛОЖЕНИЕ

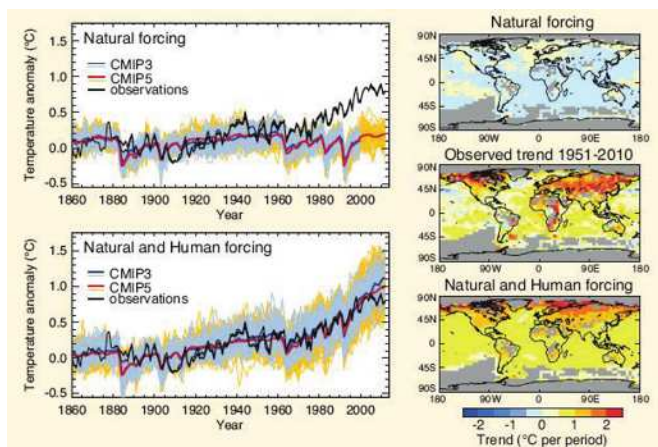


Рис. 1. Разделение колебаний глобальной температуры и пространственного распределения трендов на естественные и антропогенные составляющие [16]

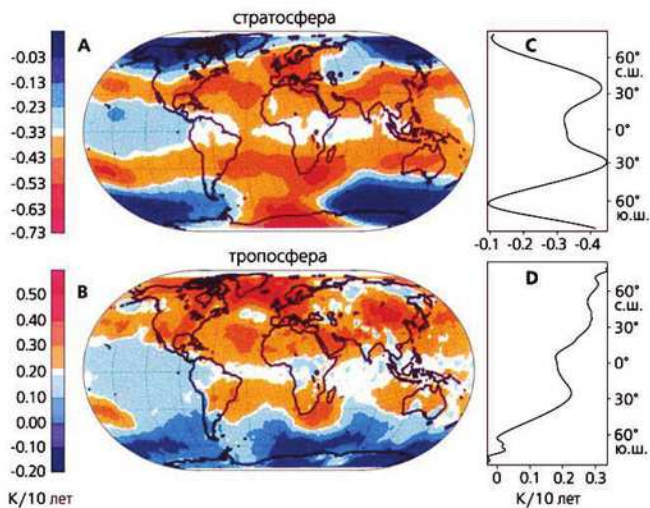


Рис. 2. Глобальные и широтные распределения тенденций изменения температуры атмосферы за период с 1979 г. по 2005 г. по данным дистанционного зондирования со спутников. А и С – стратосферные тренды с глобальным средним значением -0.33 К за десятилетие; В и D – тропосферные тренды с глобальным средним значением $+0.20$ К за десятилетие

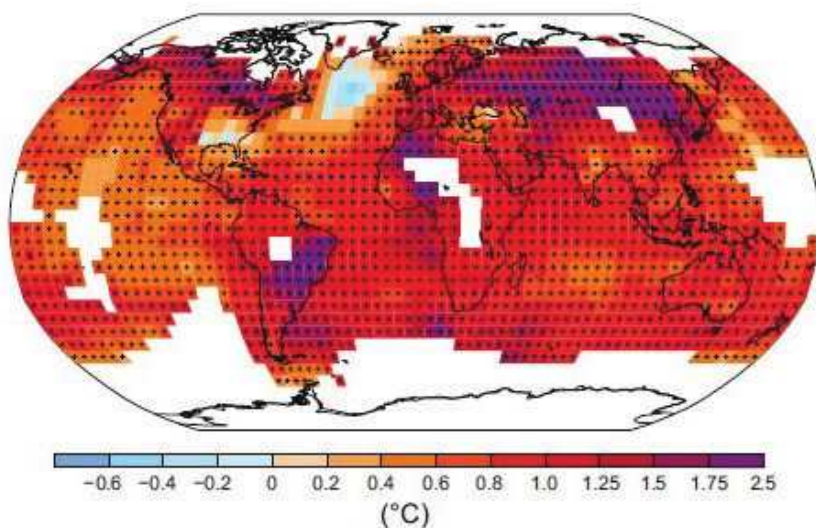


Рис. 3. Карта наблюдаемого с 1901 г. по 2012 г. изменения приземной температуры, составленная согласно трендам температуры, определенным посредством метода линейной регрессии [16]

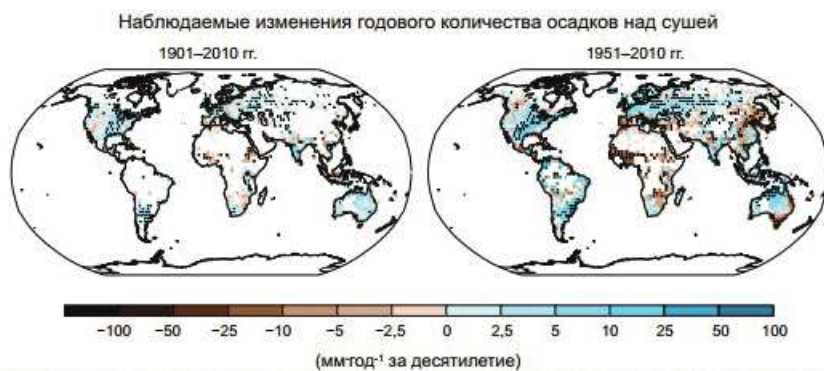
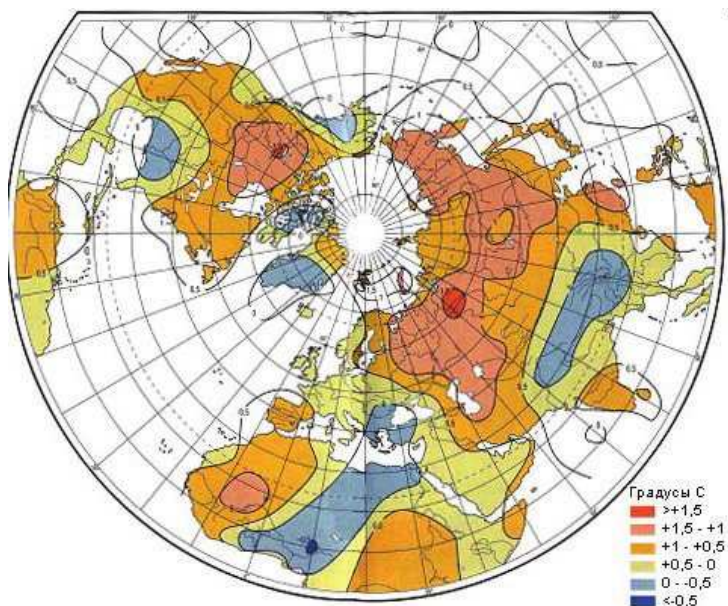


Рис. 4. Карты наблюдаемого изменения количества осадков с 1901 по 2010 гг. и с 1951 по 2010 гг. [16]

а)



б)

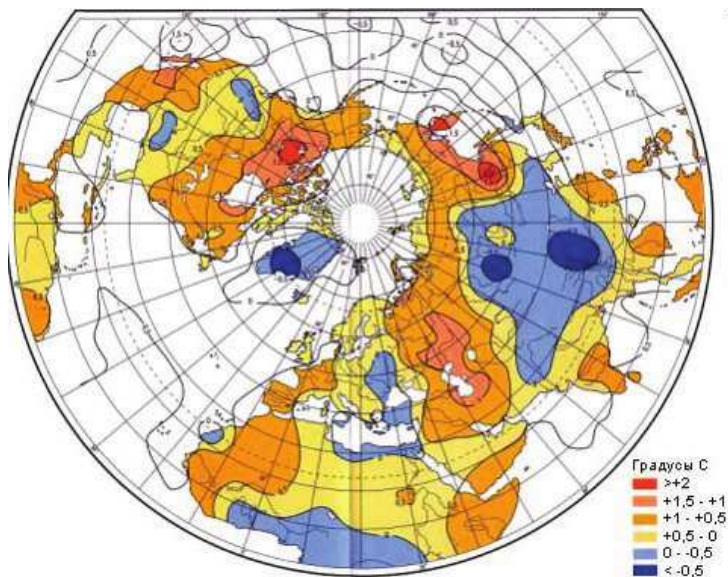
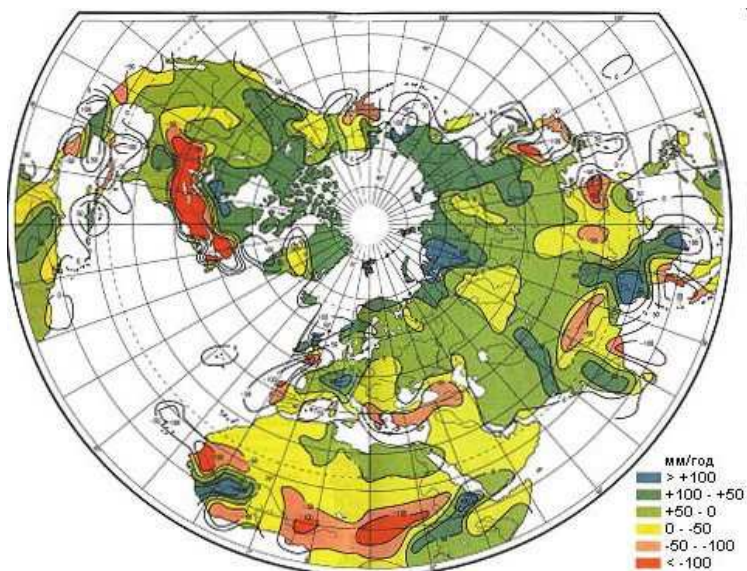


Рис. 5 (начало). Пространственные распределения разностей средних за 1980–1999 гг. и 1911–1930 гг. для среднегодовой температуры (а), летней температуры (б), зимней температуры (в) и годовых сумм осадков (г)

б)



г)

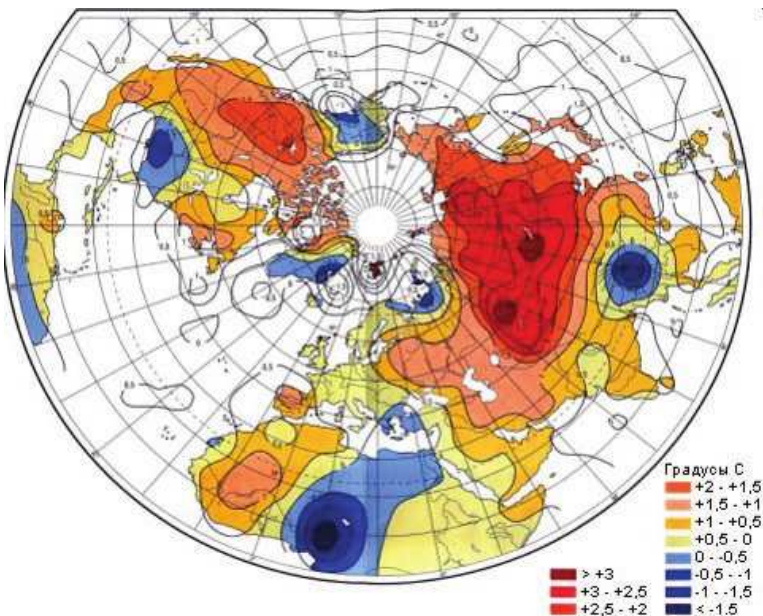


Рис. 5 (окончание). Пространственные распределения разностей средних за 1980–1999 гг. и 1911–1930 гг. для среднегодовой температуры (а), летней температуры (б), зимней температуры (в) и годовых сумм осадков (г)

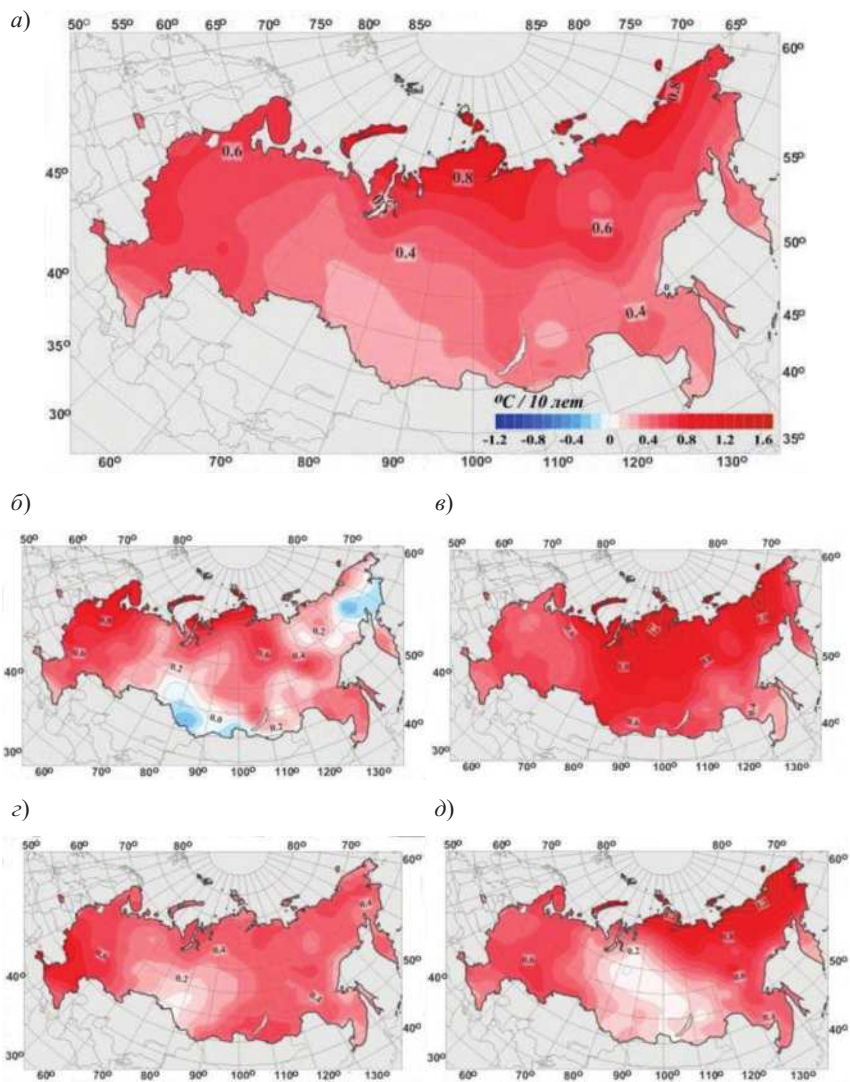


Рис. 6. Географическое распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой (а) и средней сезонной температуры (б—д) на территории России за 1976—2012 гг.: б) зима; в) лето; г) весна; д) осень.
Оценки получены по данным наблюдений на сети Росгидромета

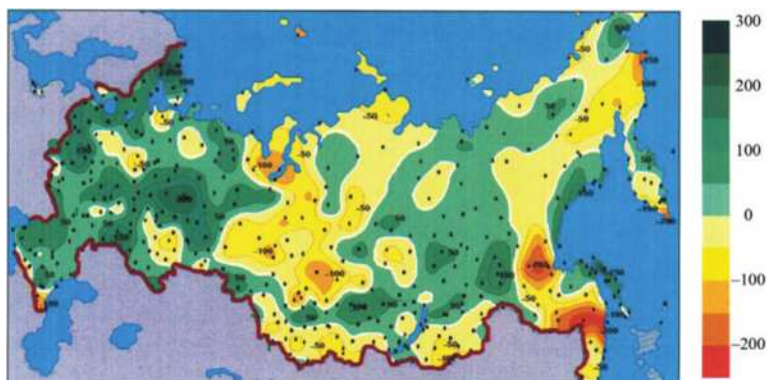


Рис. 7. Временные изменения годового количества осадков (мм за 75 лет) на территории России за период с 1936 по 2010 г. Оценки получены по массиву ГГО. Точками обозначены станции, по данным которых построена карта

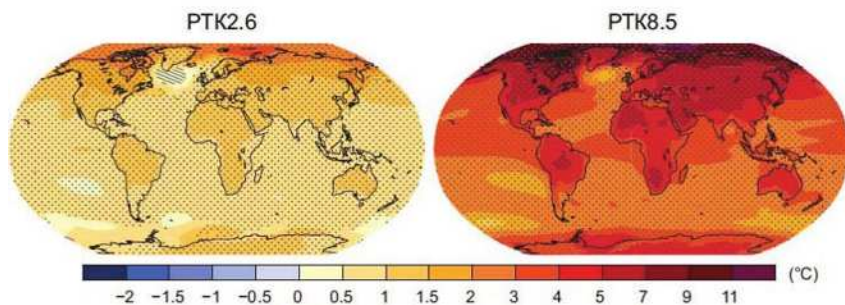


Рис. 8. Будущее изменение температуры в последние 20 лет XXI века по сравнению со средней температурой периода 1986–2005 гг.

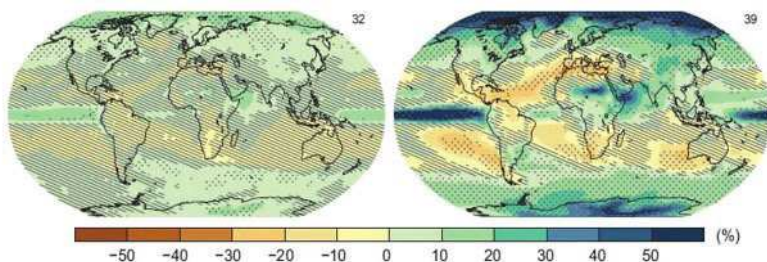


Рис. 9. Будущее изменение осадков в последние 20 лет XXI века по сравнению со средними осадками периода 1986–2005 гг. по сценариям РТК 2.6 (слева) и РТК 8.5 (справа), по ансамблю моделей, где цифрами показано число моделей, использованных для усреднения.

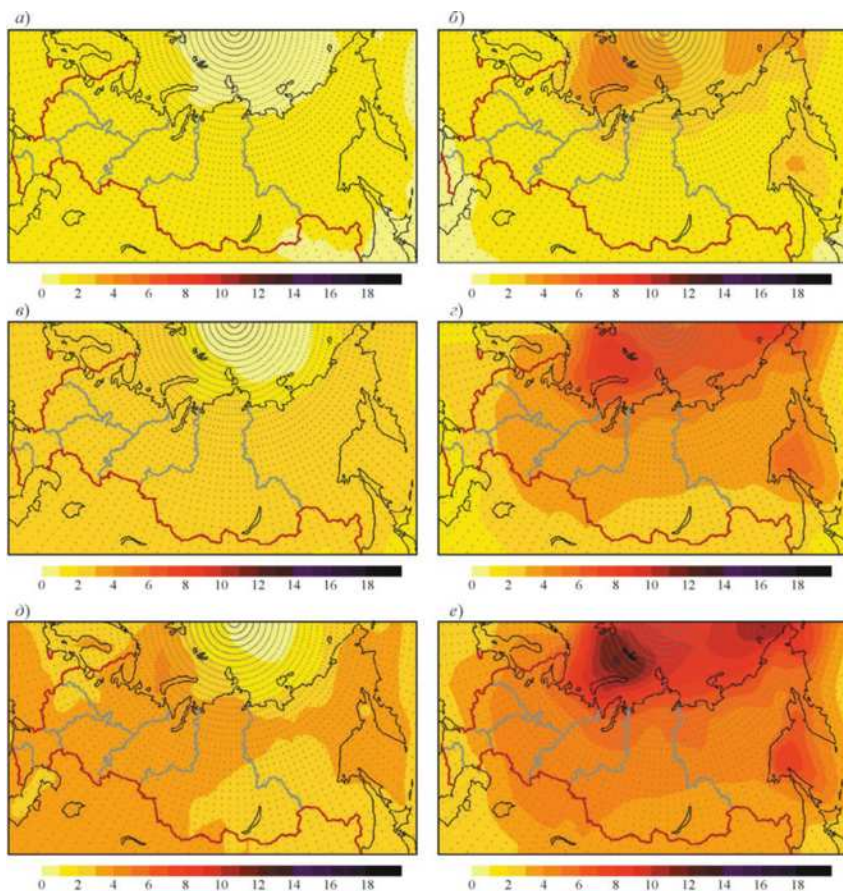


Рис. 10. Изменения средней сезонной температуры приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в периоды 2011–2030 (а, б), 2041–2060 (в, г) и 2080–2099 гг. (д, е) по отношению к концу XX в. летом (а, в, д) и зимой (б, г, е) по оценкам ансамбля из 31 модели CMIP5 для сценария RCP4.5

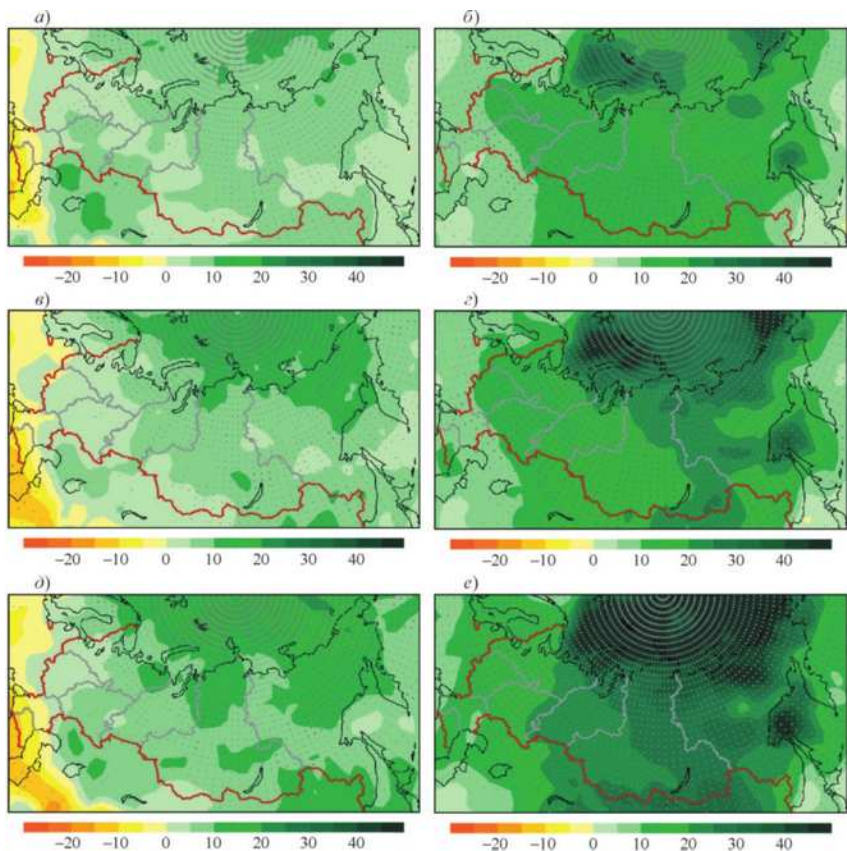


Рис.11. Изменения средних сезонных сумм осадков в периоды 2011–2030 (*а, б*), 2041–2060 (*в, г*) и 2080–2099 гг. (*д, е*) по отношению к концу XX в. летом (*а, в, д*) и зимой (*б, г, е*) по оценкам ансамбля из 31 модели СМIP5 для сценария RCP4.5.

Мелкими точками показаны регионы, где более 66 % моделей дают одинаковый знак изменений, крупными – районы, в которых ансамблевые оценки согласуются по знаку в 90 % моделей

Учебное издание

Владимир Алексеевич Лобанов

ЛЕКЦИИ ПО КЛИМАТОЛОГИИ
ЧАСТЬ 2

ДИНАМИКА КЛИМАТА
(Книга 2)

*Начальник РИО А.В. Ляхтейнен
Редакторы Л.Ю. Киреева, Н.И. Афанасьева
Компьютерная верстка М.В. Ивановой*