

**Ю.П. Переведенцев, И.И. Мохов, А.В. Елисеев**

# **ТЕОРИЯ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ**

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию  
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия  
для студентов высших учебных заведений, обучающихся  
по направлению «Гидрометеорология»*



**КАЗАНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ**  
2013

**УДК 551.5**  
**ББК 26.23**  
**П 27**

**Научный редактор –**  
канд. геогр. наук, доц. **Э.П. Наумов**

**Рецензенты:**  
докт. физ.-мат. наук, проф. **Н.С. Сидоренков** (Гидрометцентр РФ)  
докт. геогр. наук **Б.Г. Шерстюков** (ВНИИГМИ-МЦД)

**Коллектив авторов:**  
Ю.П. Переведенцев, И.И. Мохов, А.В. Елисеев,  
К.М. Шанталинский, Н.А. Важнова

**Переведенцев Ю.П.**

**П 27 Теория общей циркуляции атмосферы:** учебное пособие / Ю.П. Переведенцев, И.И. Мохов, А.В. Елисеев и др.; науч. ред. Э.П. Наумов. – Казань: Казан. ун-т, 2013. – 224 с.

**ISBN 978-5-00019-087-6**

Приводятся сведения о структуре общей циркуляции атмосферы, физических механизмах ее поддерживающих, энергетике крупномасштабных атмосферных процессов. Показана роль циркуляционных процессов в формировании погоды и климата. Приводятся примеры численных моделей общей циркуляции атмосферы и их использования в прогнозах погоды и климата. Рассматривается динамика планетных атмосфер Солнечной системы. Представлены результаты моделирования будущих изменений климата Земли с помощью климатической модели промежуточной сложности ИФА РАН.

**Perevedentsev Yu.P.**

**Theory of General Atmospheric Circulation:** A textbook / Yu.P. Perevedentsev, I.I. Mokhov, A.V. Eliseev et al.; ed. by E.P. Naumov. – Kazan: Kazan University, 2013. – 224 pp.

It contains chapters on structure of the general circulation of the atmosphere, physical mechanisms feeding this circulation, and energetics of large scale atmospheric processes. The role which circulation processes play in development of weather and climate regimes is shown. Examples of numerical models of the general circulation of the atmosphere and their application to weather and climate forecasts are included in the textbook as well. Dynamics of the atmospheres of the planets in the Solar System is discussed. The textbook is supported by the results of the modelling of future climate changes with the IAP RAS climate model of intermediate complexity.

**УДК 551.5**  
**ББК 26.23**

**ISBN 978-5-00019-087-6**

© Коллектив авторов, 2013  
© Казанский университет, 2013



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	5
Введение.....	7
Глава I. Атмосферные процессы и их изменения .....	10
1.1. Общие сведения о планете Земля.....	10
1.2. Пространственно-временные масштабы атмосферных процессов.....	13
1.3. Атмосферная турбулентность и ее образование.....	22
Глава II. Общая циркуляция атмосферы.....	28
2.1. Параметры общей циркуляции атмосферы.....	28
2.2. Природа и структура общей циркуляции атмосферы...	36
2.3. Центры действия атмосферы.....	43
2.4. Арктическая осцилляция, североатлантическое и тихоокеанское колебания.....	45
2.5. Эль-Ниньо – Южное колебание.....	56
2.6. Атмосферная циркуляция в тропиках Северного полушария.....	59
2.7. Замкнутые вихри, солитоны и модоны. Блокирующие антициклоны. Планетарные волны.....	65
2.8. Влияние циркуляционных систем на региональные изменения климата.....	70
Глава III. Энергетика атмосферы.....	82
3.1. Баланс углового момента.....	83
3.2. Баланс влаги.....	88
3.3. Баланс энергии.....	90
3.4. Энергетика общей циркуляции атмосферы.....	92
Глава IV. Гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы.....	99
4.1. Моделирование зонального распределения температуры и скорости ветра.....	99
4.2. Спектральная гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы.....	105
4.3. Глобальная спектральная модель Гидрометцентра России.....	118
4.4. Воспроизведение сезонной атмосферной циркуляции модифицированной полулагранжевой моделью атмосферы.....	121

Глава V. Предсказуемость атмосферы и прогнозирование погоды..	126
5.1. Предсказуемость погоды и климата.....	126
5.2. Прогнозирование погоды с помощью гидродинамиче- ских моделей.....	132
Глава VI. Особенности циркуляции планетарных атмосфер Солнечной системы.....	148
6.1. Зональная циркуляция в атмосфере планет и ее под- держание.....	148
6.2. Термодинамический режим атмосфер планет Солнеч- ной системы.....	150
Глава VII. Моделирование изменений климата с помощью климатической модели промежуточной сложности ИФА РАН.....	168
7.1. Моделирование метеорологических и океанических процессов с помощью КМ ИФА РАН.....	168
7.2. Климатические изменения в XX – XXIII вв., оценен- ные с использованием климатической модели ИФА РАН.....	182
Литература.....	197
Приложения.....	209

## ПРЕДИСЛОВИЕ

На протяжении ряда лет студентам-метеорологам в российских университетах читается фундаментальный курс «Теория общей циркуляции атмосферы». Несмотря на значительное количество научных публикаций в последние годы по динамике атмосферы, особенно по направлению численного моделирования крупномасштабных атмосферных процессов, практически отсутствует отечественная учебная литература. Исключением являются учебное пособие Ю.П. Переведенцева, П.Н. Белова «Теория общей циркуляции атмосферы и климата» (Казань, КГУ, 1987) и учебник профессора РГГМУ Л.Т. Матвеева «Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли», изданный Гидрометеоиздатом в 1991 г. Однако с того времени произошли большие изменения как в самой науке об атмосфере Земли и планет Солнечной системы, так и в технологии обучения студентов. В частности, произошел переход на многоуровневую подготовку специалистов, где большая роль отводится самостоятельной работе студентов, особенно в магистратуре.

Действительно, в последние годы достигнут значительный прогресс в создании глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, расширилась информационная база исследований. Усилился процесс внедрения достижений математического моделирования крупномасштабных процессов в практику прогнозирования метеорологических полей и погоды.

Таким образом, возникла необходимость обобщения обширного материала, касающегося динамики атмосферных процессов различного масштаба, результатов моделирования компонентов ОЦА и их использования при прогнозе погоды и климата. Кроме того, желательно отразить достижения теоретической метеорологии в области фундаментальных основ динамики и энергетики геофизических сред, их взаимодействия между собой на различных временных интервалах.

Особый интерес представляет динамика атмосферы планет Солнечной системы, экспериментальное и теоретическое изучение которых насчитывает лишь несколько десятилетий.

В основу лекционного курса положены сведения из геофизической гидродинамики, динамической метеорологии, достижения отечественных и зарубежных исследований в области численного моделирования процессов общей циркуляции атмосферы и климата, а

также прикладные вопросы численного прогнозирования погоды и климата, роли атмосферных движений в состоянии окружающей природной среды. Научно-методической основой данной книги послужили программы дисциплин «Теория общей циркуляции атмосферы» и «Теория климата», составленные одним из ее авторов, под которую подбирался материал из различных литературных источников.

Для более глубокого ознакомления с программой курса в конце книги приводится список рекомендованной литературы. В Приложении представлены осредненные за период 1961 – 2010 гг. высотно-зональные разрезы и карты распределения температуры воздуха и скорости ветра, построенные по данным реанализа для различных уровней Северного и Южного полушарий.

Публикация осуществлена в рамках проекта TEMPUS JPHES-159352 "Development of qualification framework in meteorology", финансируемого при поддержке Европейской Комиссии. Содержание данной публикации является предметом ответственности авторов и не отражает точку зрения Европейской Комиссии.

## ВВЕДЕНИЕ

К определению общей циркуляции атмосферы (ОЦА) можно подходить с двух позиций. Наиболее известным является следующее: «Под общей (глобальной) циркуляцией атмосферы понимают совокупность воздушных течений (ветров) такой горизонтальной протяженности (масштаба), которая сравнима с размерами материков и океанов. К ОЦА относятся такие системы воздушных потоков, как западный перенос в умеренных широтах обоих полушарий, пассатные ветры субтропиков, муссоны, струйные течения, системы движения в планетарных волнах, циклонах и антициклонах» (Матвеев, 1991).

Х.П. Погосян (1972) также считает, что ОЦА есть совокупность основных видов движений, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях в тропосфере, стратосфере и мезосфере, крупномасштабные воздушные течения играют важную роль в формировании погоды и климата Земли.

А.С. Монин (1982) под общей циркуляцией атмосферы понимает статистический ансамбль крупномасштабных компонент состояний атмосферы, под которыми понимаются пространственные неоднородности глобальных полей, описывающих состояние атмосферы, которые имеют масштабы много больше эффективной толщины атмосферы  $H = P_s / g \rho_s \sim 10$  км. Таковыми являются глобальные циркуляции – зональная и муссонные – и синоптические процессы, т.е. волны Россби – Блинной, баротропные с типичными горизонтальными масштабами порядка  $L_o = \sqrt{gH} / f$  (масштаб Обухова) и бароклинные с масштабами порядка радиуса деформации Россби  $L = NH / f$  (Монин, 1982). Здесь  $P_s$  – давление у Земли,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\rho_s$  – плотность атмосферного воздуха у Земли,  $N$  – частота Брента-Вайсяля,  $f$  – сила Кориолиса.

Таким образом, к определению ОЦА можно подойти как с точки зрения синоптической метеорологии (классическое определение), так и с позиций статистической гидромеханики, как и в теории климата.

Известны рассуждения на эту тему выдающегося ученого Э.Н. Лоренца – автора фундаментальной книги «Природа и теория общей циркуляции атмосферы», изданной Гидрометеиздатом еще в 1970 г. Во введении к этой книге он пишет: «Термин «общая циркуляция атмосферы» многие понимают по-разному. Для одних – это

некоторое осредненное по времени состояние атмосферы, где сохранены все географические особенности локального характера. Для других – некоторое состояние атмосферы в данный момент (глобальное по протяженности), причем климатические колебания обуславливают изменения погоды. Иногда это набор некоторых синоптических особенностей атмосферной циркуляции, проявляющихся постоянно или почти постоянно, включая внутритропическую зону конвергенции, струйные течения, большинство полустационарных циклонических и антициклонических центров, а также зимние и летние муссоны. Для некоторых это – количественные статистические характеристики циркуляции».

Теория ОЦА развивалась на базе гидродинамики и динамической метеорологии, по мере накопления аэрологических данных появилась возможность изучать циркуляционные процессы в трехмерном пространстве. В последние десятилетия прогресс произошел из-за активного использования численных экспериментов с помощью ЭВМ при изучении физики и динамики многомасштабных атмосферных процессов. Был разработан ряд моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА), которые были дополнены океаническим блоком, и возникли более сложные модели – МОЦАО.

В настоящее время математическое моделирование стало основным инструментом изучения и прогнозирования циркуляции атмосферы. В нашей стране известны модели ОЦА, разработанные в ИВМ РАН, ИФА РАН, ГГО им. А.И. Воейкова, Гидрометцентре РФ. Эти модели позволяют воспроизводить поля метеорологических величин, моделировать отдельные объекты ОЦА и прогнозировать погоду на различные сроки.

В развитие теории общей циркуляции атмосферы в нашей стране значительный вклад внесли И.А. Кибель, Е. Н. Блинова, А.М. Обухов, А.С. Монин, Г.И. Марчук, В.П. Дымников и др. За рубежом активно работали в этом направлении Э.Н. Лоренц, Дж. Смагоринский, Д. Чарни, Н. Филлипс, И. Минц и др.

В настоящее время МОЦАО активно используются при разработке сценариев развития климата в XXI-XXII столетиях. При этом они усложняются за счет учета углеродного цикла и процессов, происходящих в биосфере, на подстилающей поверхности, в почве и т.д. До этого при моделировании климата будущего использовались различные сценарии выбросов парниковых газов в атмосферу.

Согласно (Погосян, 1972; Угрюмов, 2006), циркуляция атмосферы определяется рядом факторов, среди которых: лучистая энергия Солнца, неравномерно распределенная на земном шаре; сила Кориолиса; распределение материков и океанов; сила трения на границе подстилающая поверхность - атмосфера.

# Глава I. АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

## 1.1. Общие сведения о планете Земля

Согласно геофизическим данным, современная Земля состоит из следующих разнородных слоев (оболочек) (Монин, 1972):

1. Атмосфера – внешняя газовая оболочка, ограниченная снизу твердой или жидкой подстилающей поверхностью.
2. Гидросфера (в основном Мировой океан) – водная оболочка, частично покрывающая твердую Землю.
3. Земная кора (слой А) средней толщиной 33 км.
4. Мантия с нижней границей на глубине 2920 км.
5. Ядро.

Краткая характеристика этих геосфер дана в книге (Павлов, 2006). Поверхность Земли, называемая геоидом, – условная поверхность, наиболее близкая к не возмущенной ветрами и течениями поверхности Мирового океана, очень близка к эллипсоиду вращения с экваториальным радиусом  $r_э = 6378,16$  км и полярным радиусом  $r_п = 6356,78$  км. Средний радиус Земли (радиус равновеликой сферы) составляет 6371 км, сжатие  $e = \frac{r_э - r_п}{r_э} = \frac{1}{298,258}$ . Отклонения геоида от этого референц-эллипсоида нигде не превосходят 100 м.

Масса Земли (М) равна  $5,98 \cdot 10^9$  триллионов т, средняя масса  $1 \text{ см}^3$  вещества Земли равна 5,52 г. Средняя плотность земной коры принимается равной  $2,8 \text{ г/см}^3$ , в глубоких недрах Земли плотность выше.

Момент инерции Земли составляет треть от произведения ее массы на квадрат ее среднего радиуса.

Ускорение силы тяжести на поверхности измеряют в единицах измерения  $1 \text{ см/с}^2$  (гал). Ускорение силы тяжести на экваторе в среднем равно  $g_э = 978,049$  гал, на полюсах центробежное ускорение отсутствует и полное ускорение силы тяжести  $g_п$  оказывается больше, чем на экваторе:  $\frac{g_п - g_э}{g_э} \approx \frac{1}{189}$ .

Отклонения ускорения силы тяжести в различных точках поверхности Земли от их стандартных значений на поверхности рефе-



ренц-эллипсоида называются гравитационными аномалиями, они могут достигать десятков и даже сотен миллигал.

Земля обладает магнитным полем. Единицей измерения магнитной индукции служит гаусс (Гс). Измерения показали, что Земля является магнитом с южным полюсом (к которому притягивается северный конец стрелки компаса) около Гренландии ( $73^\circ$  с.ш.,  $100^\circ$  з.д.) и северным полюсом в австралийском секторе Антарктики ( $68^\circ$  ю.ш.,  $143^\circ$  в.д.). Величина индукции геомагнитного поля максимальна у магнитных полюсов (она равна 0,7 Гс у антарктического и 0,6 Гс у гренландского полюсов) и минимальна вдоль магнитного экватора. Согласно (Павлов, 2006), в соответствии с моделью намагниченного бруса в северном полушарии расположен южный магнитный полюс ( $\varphi = 78,2^\circ$ ,  $\lambda = 68,8^\circ$  з.д.), а в южном – северный  $\varphi = 78,2^\circ$ ,  $\lambda = 111,2^\circ$  в.д.).

Измерения в скважинах и шахтах на разных глубинах континентальной земной коры показывают, что температура растет с глубиной со скоростью порядка 30 град/км, что приводит к возникновению геотермического потока тепла, который на суше имеет значения  $(1,2 \div 1,6) \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·с. Земля ежегодно теряет за счет теплопотерь порядка  $10^{28}$  эрг.

На планете Земля за длительный период ее эволюции сформировалась белково-нуклеинокислотная жизнь. Суммарная биомасса составляет 2 – 3 триллиона т, 98 – 99 % ее находится на суше, в основном это растительность лесов, и 34 млрд. т – в океане (из них две трети – зоопланктон, около трети – донные животные, 5 % – водоросли и 3 %, или 1 млрд. т, – рыбы и кальмары). Всего на Земле обитает 35 типов наземных и водных растений и животных (Монин, 1980).

Скорость вращения Земли вокруг своей оси постоянно меняется. В далеком прошлом Земля вращалась быстрее и продолжительность суток составляла  $\sim 5$  часов, что естественно влияло на характер ОЦА. В современный период нестабильности вращения Земли много внимания уделял Н.С. Сидоренков (Сидоренков, 2004). В течение последних трех столетий это происходило следующим образом. С начала XVIII до середины XIX в. скорость вращения Земли менялась мало. Со второй половины XIX в. по настоящее время наблюдаются значительные нерегулярные флуктуации угловой скоро-

сти вращения с характерными временами порядка 60 – 70 лет. Быстрее всего Земля вращалась в 1870 г., когда длительность суток была на 0,003 с короче эталонных, а медленнее всего – в 1903 г. (земные сутки были длиннее эталонных на 0,004 с). С 1903 – 1934 г. происходило ускорение вращения Земли, с конца 30-х гг. до 1972 г. наблюдалось замедление, а с 1973 г. по настоящее время Земля ускоряет свое вращение. Колебание угловой скорости вращения Земли, наблюдавшееся в XX в. (с 1903 по 1972 г.) часто называют 60 – 70-летним. В XIX в. колебание примерно того же периода было зафиксировано с 1845 по 1903 г.

С 1955 г. – с момента использования атомных часов – колебания скорости вращения Земли стали регистрировать с периодами более одного месяца. Скорость вращения Земли бывает наименьшей в апреле и ноябре, а наибольшей – в январе и июле. Январский максимум значительно меньше июльского. Разность между минимальной величиной отклонения длительности земных суток от эталонных в июле и максимальной в апреле и ноябре составляет 0,001 с.

Данные о вращении Земли используются в гидрометеорологии. Так, данные о сезонных колебаниях угловой скорости вращения Земли позволяют определять колебания момента импульса ветров. Сезонная неравномерность вращения Земли отражает работу межполушарной тепловой машины и может использоваться в качестве показателей разности температур, интенсивности циркуляции воздуха и обмена влагой между Северным и Южным полушариями.

Десятилетние флуктуации скорости вращения Земли и вековое движение полюса применяются для расчета изменений масс льда в Антарктиде, Гренландии и воды в Мировом океане.

По десятилетним флуктуациям скорости вращения Земли можно следить и в какой-то степени прогнозировать колебания климата.

По приливным колебаниям скорости вращения Земли Н.С. Сидоренков прогнозирует эволюцию синоптических процессов в атмосфере.

В ряде работ выявлена связь скорости вращения Земли (СВЗ) с колебаниями погоды и климата разных временных масштабов. СВЗ увеличивается в периоды потепления климата и уменьшается в периоды похолодания. Взаимосвязь осредненной за пятилетия темпера-

туры воздуха северного полушария (в зоне 25 – 85° с.ш.) со среднегодовой продолжительностью суток в XX в. характеризуется отрицательным коэффициентом корреляции, по абсолютной величине превышающим 0,90. Заметна связь суммарной ледовитости морей сибирского шельфа и среднегодовой продолжительности суток: знаки аномалий тех и других показателей совпадают в 100% случаев (период 1936 – 1995) (Гудкович, Ковалев, Никифоров, 2004). В работе (Переведенцев и др., 2012) обнаружена достаточно высокая связь между годовыми аномалиями температуры воздуха Северного полушария и аномалиями продолжительности суток ( $r = 0,66$ ).

## **1.2. Пространственно-временные масштабы атмосферных процессов**

Атмосфера находится в непрерывном движении. Движение воздуха относительно земной поверхности (ветер) порождается неравномерным распределением давления в горизонтальной плоскости. В установлении движения воздуха огромную роль играют отклоняющая сила вращения Земли и сила трения (Матвеев, 2000).

Для атмосферы характерны процессы с широким диапазоном пространственных и временных масштабов. Пространственные масштабы определяются размерами или длиной волны возмущений, а временные – временем их существования или периодом колебаний. Все наблюдаемые в атмосфере процессы принято делить на микро-, мезо- и макромасштабные. Одна из наиболее известных классификаций масштабов, приведенная в таблице 1.1, была предложена в 1975 г. I. Orlanski (Калинин, 2001).

Таблица 1.1

## Шкала масштабов метеорологических явлений (по I. Orlanski, 1975)

Линейный масштаб (L)	Временной масштаб (T)					Название	
	1 мес	1 сут	1 ч	1 мин			
$10^4$ км	Длинные волны, струйные течения					МАКРОМАСШТАБ	$\alpha$
		Циклоны, антициклоны, поля облаков					$\beta$
$2 \cdot 10^3$		Ложбины, гребни, фронты				МЕЗОМАСШТАБ	$\alpha$
200 км			Местные ветры, облачные полосы				$\beta$
20 км			Кучевые облака, возмущения потоков за препятствиями	Зоны турбулентности ясного неба			$\gamma$
2 км				Торнадо, смерчи		МИКРОМАСШТАБ	$\alpha$
200 м				Термики			$\beta$
20 м					Турбулентные вихри вблизи земной поверхности		$\gamma$

Таблица 1.2

## Временные и пространственные масштабы атмосферных движений

Горизонтальный масштаб	Время жизни	Пространственно-временной масштаб				Атмосферные явления
		Хромов, Пет- росянц (2004)	Pielke (2002)	Orlansky (1975)	Thuris, Bomstein (1996)	
>10 тыс. км	-1 мес.	глобальный	синопти- ческий	макро-α	макро-α	элементы общей циркуляции атмосферы
2 – 10 тыс. км	1 нед. – 1 мес.	синопти- ческий		макро-β	макро-β	циклоны, антициклоны
200 – 2000 км	1 сут. – 1 нед.			мезо-α	макро-γ	фронты, тропические цикло- ны
20 – 200 км	1 ч. – 1 сут.	мезо	мезо	мезо-β	мезо-β	низкоуровенные струйные течения, скопления кучево- дождевых облаков, горные ветры и волны, морской бриз
2 – 20 км	- 1 ч.	масштаб кон- вективных облаков	микро	мезо-γ	мезо-γ	кучево-дождевые облака, «турбулентность ясного не- ба», гравитационные волны, городская циркуляция
200 м – 2 км	30 мин. – 1 ч.	микро		микро-α	мезо-δ	кучевые облака, торнадо

Как отмечено в (Калинин, 2001), временные и пространственные масштабы атмосферных процессов и явлений не связаны какой-либо жесткой зависимостью. В любой классификации явлений по масштабам важны не столько размеры метеорологических объектов, сколько соотношение действующих сил. Так, для циклонов и антициклонов (макромасштабных объектов) наибольшее значение имеет равновесие между силой Кориолиса и силой барического градиента. Источником их кинетической энергии является потенциальная энергия горизонтальных контрастов температуры, а вертикальные скорости частиц малы в сравнении с горизонтальными. Для мезомасштабных явлений важнейшую роль играет сила плавучести, а влияние силы Кориолиса заметно уменьшается. Источники их энергии – потенциальная энергия статической неустойчивости или кинетическая энергия более крупномасштабных движений, а вертикальные скорости нельзя считать малыми в сравнении с горизонтальными.

В докладе (Киктев, Муравьев, Казначеева, Куликова, 2012) представлена схема временных и пространственных масштабов атмосферных движений, разработанная Н.Ф. Вельтищевым и В.М. Степаненко в 2006 г. (табл. 1.2).

Детальная классификация колебаний во времени метеорологических величин – скорости движения воздуха, температуры, давления, влажности и т.д. – представлена в работе (Монин, 1969). Согласно этой классификации, весь спектр периодов колебаний (от долей секунды до десятков тысячелетий) можно разбить на девять интервалов.

1. Микроклиматические колебания с периодами от долей секунды до минуты. Наибольший вклад в них вносит мелкомасштабная турбулентность. Кроме турбулентности, в число микрометеорологических колебаний входят также акустические и короткопериодные гравитационные волны.

2. Мезометеорологические колебания с периодами от минут до часов, в которых интенсивные колебания метеовеличин относительно редки. Поэтому в спектрах в этом интервале обычно имеется широкий и глубокий минимум. Этот минимум соответствует периоду  $\tau$  порядка 20 мин и масштабу  $L$  порядка эффективной толщины атмосферы  $H \sim 10$  км. Этот минимум отделяет квазидвумерные (квазигоризонтальные) синоптические неоднородности с масштабами  $L \gg H$  от существенно трехмерных микрометеорологических неоднородностей с масштабами  $L < H$ .

3. Синоптические колебания с периодами от многих часов до нескольких дней, с максимумом энергетических спектров около  $\tau = 4$  суток. В этот интервал попадают также суточные колебания. В высокочастотной части синоптического интервала происходит каскадная передача энергии по спектру от крупномасштабных движений к мелкомасштабным вследствие гидродинамической неустойчивости квазигоризонтальных синоптических движений.

4. Глобальные колебания с периодами от недель до месяцев, представляющие наибольший интерес для проблем долгосрочного прогноза погоды. Из них наиболее изучен так называемый «цикл индекса», т.е. цикл колебаний планетарной циркуляции между состоянием интенсивного зонального течения со слабым меридиональным перемешиванием и более слабого зонального течения с интенсивным меридиональным перемешиванием. Период «цикла индекса» близок к двум неделям.

5. Сезонные колебания – колебания с годовым периодом и их гармониками.

6. Междугодовые колебания с периодами порядка нескольких лет. Среди них 26-месячный ритм колебаний в экваториальной стратосфере, 11-летний цикл солнечной активности.

7. Внутривековые колебания, ярким примером которых служит потепление в первой половине XX в.

8. Междувекковые колебания, из которых известны потепление после конца ледникового периода (65 в. до н.э.), приведшее к так называемому «климатическому оптимуму» в 40–20 вв. до н.э., с последующим ухудшением климата в так называемый «субатлантический период» (10 в. до н.э. – 3 в. н.э.), его улучшением в 4–10 вв. н.э., вновь ухудшением в 13–14 вв., улучшением в 15–16 вв. и ухудшением в 17–19 вв. («малый ледниковый период»).

9. Ледниковые периоды плейстоцена: гюнц (500–475 тыс. лет до н.э.), миндель (425–325 тыс. лет), рисс (200–125 тыс. лет), вюрм (60–29 тыс. лет до н.э.), во время которых средняя температура приземного слоя воздуха на Земле понижалась примерно на  $10^{\circ}$ .

На рис. 1.1 представлена схема распределения плотности спектра колебаний температуры за длительное время, полученная Митчеллом. В частности, показаны колебания с периодами 100 тыс. лет, 22 и 41 тыс. лет, совпадающие с колебаниями параметров земной орбиты и наклона земной оси. Присутствуют колебания с периодами

порядка десятков и сотен миллионов лет, создаваемые орогенными и тектоническими процессами и дрейфом континентов.

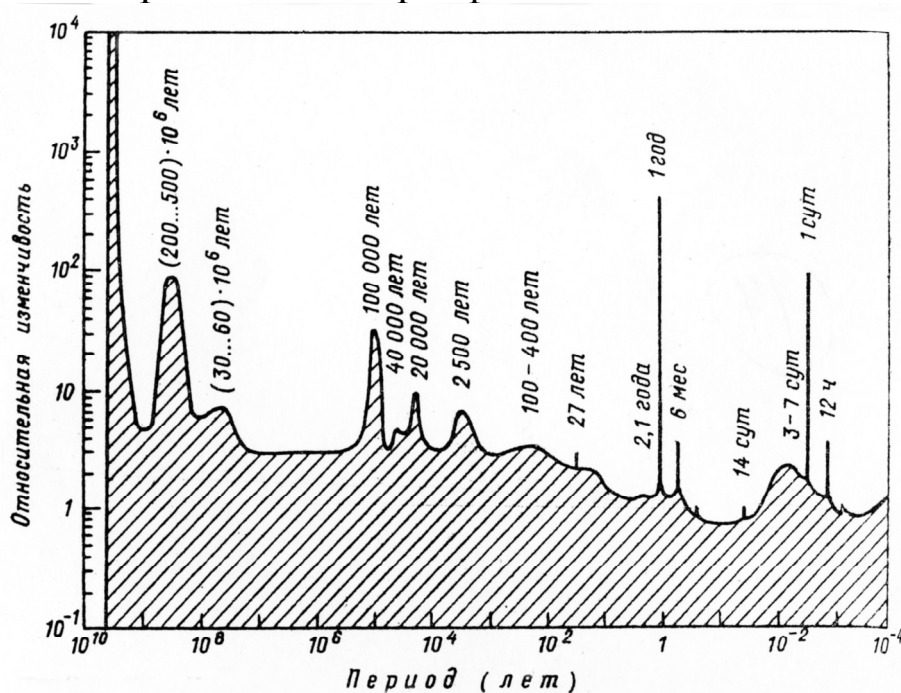


Рис. 1.1. Плотность спектра колебаний температуры нижней атмосферы по периодам от 1 часа до возраста Земли, по Митчеллу

В работе (Алоян, 2008) рассмотрен энергетический спектр  $F(\omega)$  атмосферных движений и газовых примесей. В энергетическом спектре флуктуаций скорости ветра в приземном слое обнаруживаются три максимума функции в различных частотных диапазонах:

1. Высокочастотный экстремум соответствует трехмерным турбулентным возмущениям. Для него характерны линейные масштабы от 10 до 300–400 м. С высотой над поверхностью Земли экстремум смещается в область более низких частот.

2. Низкочастотный экстремум имеет характерный период  $T = 5\text{--}10$  суток. Это время существования крупномасштабных вихрей, для которых характерна «плоская турбулентность», когда горизонтальный размер вихрей много больше вертикального ( $L \gg H$ ).

3. Промежуточный узкий пик максимума в этом спектре соответствует частоте суточного хода и не вносит заметного вклада в энергетику атмосферных процессов.

В основу этой классификации явлений крупного, промежуточного и малого масштабов положены преимущественно горизонтальные размеры систем движения. Интервал частот от  $\omega_T$  до  $\omega_M$  на рис. 1.2 представляет собой мезомасштабный диапазон, соответствующий пространственным масштабам от единиц до тысяч километров.



Основной особенностью этого диапазона является его переходный характер. Возмущения обладают частично свойствами трехмерной турбулентности и частично – свойствами квазидвухмерных крупномасштабных образований. Явления такого масштаба слишком малы, чтобы можно было изучать их посредством наблюдений на существующей сети станций, и слишком велики для того, чтобы исследовать их по данным локальных измерений на метеорологических мачтах.

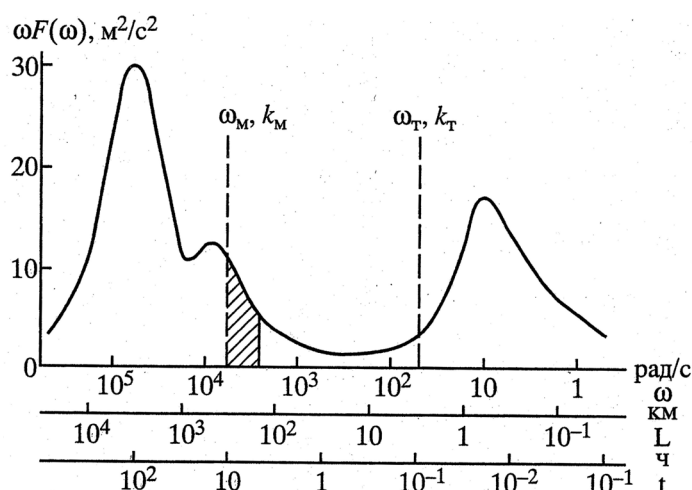


Рис. 1.2. Энергетический спектр флуктуаций скорости ветра в приземном слое

На энергетику мезопроцессов влияют следующие основные факторы:

- 1) бароклинная неустойчивость, способствующая образованию молодых циклонов, тропических циклонов, бризов и т.д.;
- 2) конвективная неустойчивость, ячеистая облачная структура;
- 3) орографические и термические неоднородности подстилающей поверхности.

На фоне атмосферной динамики протекает ряд физико-химических процессов, связанных с переносом примесей и аэрозолей в атмосфере.

Пространственные масштабы атмосферных движений меняются в пределах семи–восьми порядков – от мелких вихрей сантиметровых размеров до движений крупных воздушных масс с континентальными размерами. Пространственная изменчивость газовых примесей и аэрозолей также характеризуется широким разнообразием масштабов (табл. 1.3).

Таблица 1.3

## Характерные масштабы атмосферных процессов

Явления	Масштаб (км)
Загрязнение городского воздуха	1-100
Региональное загрязнение воздуха	10-1000
Кислотные осадки	100-2000
Загрязнение воздуха токсичными веществами	0,1-100
Разрушение стратосферного озона	1000-40000
Увеличение парниковых газов	1000-40000
Взаимодействие аэрозоль-климат	100-40000
Процессы переноса и окисления в тропосфере	1- 40000
Стратосферно-тропосферный обмен	0,1-100
Процессы переноса и окисления в стратосфере	1-40000

Для понимания природы и закономерности поведения сульфатных частиц, взвешенных в атмосфере, следует рассмотреть совместный вклад различных источников этих веществ, учесть процессы переноса, диффузии и выведения частиц, а также изменения их микрофизических и химических свойств. Эти свойства обусловлены процессами нуклеации, конденсации, коагуляции и химической трансформации. В глобальном масштабе сульфатные частицы интенсивно образуются в тропосфере и стратосфере. Они являются основными элементами, приводящими к изменению дисперсного состава аэрозолей в тропосфере и стратосфере. Химический состав частиц существенно изменяется в зависимости от размера, что имеет принципиальное значение для физики аэрозолей и химии атмосферы.

А.Е. Алоянном построена глобальная численная модель переноса и трансформации паров серной кислоты в тропосфере Северного полушария.

## Постановка задачи

Рассматривается численная модель глобального переноса многокомпонентных малых примесей и аэрозолей и образование сульфатных облаков в Северном полушарии. Модель рассматривается применительно к сферической Земле в системе координат  $(\lambda, \Psi, z)$ , где  $\lambda$  – долгота,  $\Psi$  – дополнение до широты,  $z$  – высота от подстилающей поверхности.

Основные уравнения для скорости изменения концентрации газовых примесей и аэрозолей имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \Psi} \frac{\partial C_i}{\partial \lambda} + \frac{U}{a} \frac{\partial C_i}{\partial \Psi} + w \frac{\partial C_i}{\partial z} = F - P_{\text{нукл}} - P_{\text{конд}} + P_{\text{фотох}} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial C_i}{\partial z} + \frac{1}{a^2 \sin^2 \Psi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \mu \frac{\partial C_i}{\partial \lambda} + \\ + \frac{1}{a^e \sin \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \mu \sin \Psi \frac{\partial C_i}{\partial \Psi}, \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \Psi} \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial \lambda} + \frac{U}{a} \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial \Psi} + (w - w_g) \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial z} = F_{\text{аэроз}} + P_{\text{конд}} + P_{\text{коаг}} + P_{\text{нукл}} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial z} + \frac{1}{a^2 \sin^2 \Psi} \times \\ \times \frac{\partial}{\partial \lambda} \mu \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial \lambda} + \frac{1}{a^2 \sin \varphi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \mu \sin \Psi \frac{\partial \varphi_{(k)}}{\partial \Psi}. \end{aligned} \quad (1.2)$$

Здесь  $C_i (i = \overline{1, N_g})$ ,  $\varphi_k (k = \overline{1, N_a})$  – концентрации газовых примесей и аэрозолей,  $N_g$  и  $N_a$  – число газовых компонент и аэрозольных функций соответственно,  $(u, v, w)$  – компоненты вектора скорости ветра в направлении  $\lambda, \Psi, z$  соответственно,  $w_g$  – скорость гравитационного оседания,  $a$  – средний радиус Земли,  $\mu, v$  – коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно,  $F_g$  и  $F_{\text{аэроз}}$  – источники газовых примесей и аэрозолей,  $P_{\text{нукл}}$ ,  $P_{\text{конд}}$ ,  $P_{\text{коаг}}$ ,  $P_{\text{фот}}$  – операторы, описывающие процессы нуклеации, конденсации и фотохимической трансформации.

Уравнения (1.1) и (1.2) рассматриваются в области  $D_t = G \times [0, T]$ , где  $G = S \times [0, H]$ ;  $S = \{(\lambda, \Psi): 0 \leq \lambda \leq \pi, 0 \leq \Psi \leq \pi/2\}$ ,  $H$  – верхняя граница расчетной области,

$$\begin{aligned} \varphi(0, \Psi, z, t) &= \varphi(2\pi, \Psi, z, t), \\ \varphi(\lambda, \Psi, z, t) &= \varphi(\lambda + \pi, \Psi, z, t), \\ \varphi(\lambda, \eta + \Psi, z, t) &= \varphi(\lambda + \pi, \pi - \Psi, z, t), \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \Psi} &= 0 \text{ при } \Psi = \pi/2. \end{aligned}$$

Для определения коэффициентов горизонтального турбулентного обмена используется метод Смагоринского. Метеорологические

характеристики в пограничном слое рассчитываются с помощью параметризации планетарного пограничного слоя атмосферы.

### 1.3. Атмосферная турбулентность и ее образование

В гидромеханике турбулентным движением, в отличие от упорядоченного, ламинарного, принято называть неупорядоченное, хаотичное, неустойчивое движение, в котором наблюдается постоянное пульсирование всех гидродинамических полей во времени и в пространстве. Изменение характеристик указанных движений происходит случайным образом, ввиду чего турбулентные процессы можно описывать лишь статистически с помощью методов теории случайных функций.

С целью более строгого разграничения ламинарных и турбулентных движений в физической гидродинамике дано более четкое определение турбулентных потоков, в основу которого положены следующие отличительные признаки (Шакина, 1973):

- 1) завихренность в турбулентном потоке распределена случайным образом во времени и пространстве;
- 2) большую роль играют диссипативные силы и диффузия;
- 3) энергия передается от одного масштаба к другому в непрерывном каскадном процессе.

В атмосфере турбулентные течения имеются всегда. Роль их в динамике атмосферы весьма велика, особенно в процессах переноса тепла, влаги, количества движения, различного рода примесей, при обмене энергией между движениями разных масштабов, при взаимодействии океана и атмосферы. Поэтому турбулентность является одним из факторов, под влиянием которых формируются погода и климат.

Для практических нужд важно знать, при каких обстоятельствах образуется турбулентность, т.е. когда ламинарное движение переходит в турбулентное. В гидромеханике опытным путем установлено, что это событие произойдет, если число Рейнольдса ( $Re$ ), представляющее собой отношение сил инерции к силам вязкости, будет больше так называемого критического числа Рейнольдса, приблизительно равного 2300, т.е.

$$Re = \frac{VL}{\nu} > Re_{кр}, \quad (1.3)$$

где  $V$  – характерный масштаб скорости,  $L$  – характерный масштаб длины,  $\nu$  – коэффициент кинематический вязкости.

Возмущения, возникающие в потоке при условиях  $Re < Re_{кр}$ , быстро затухают. Так как в атмосфере значения числа  $Re$  велики, то в ней наблюдается широкий спектр масштабов турбулентных движений.

В температурно-неоднородной среде для анализа условий возникновения турбулентности привлекается безразмерный критерий Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \quad (1.4)$$

где  $T$  – абсолютная температура,  $\gamma_a$  – адиабатический градиент,  $\gamma$  – действительный вертикальный градиент температуры,  $\partial v / \partial z$  – вертикальный градиент средней скорости ветра,  $g$  – ускорение силы тяжести.

Число  $Ri$  характеризует собой отношение архимедовых сил к силам инерции, оно получено Ричардсоном при анализе уравнения баланса турбулентной энергии. Принято считать, что, если  $Ri < Ri_{кр}$ , турбулентность имеет условия для своего образования и развития, в случае же выполнения неравенства  $Ri > Ri_{кр}$  турбулентность не должна развиваться. По мнению Ричардсона,  $Ri_{кр} = 1$ , однако в научной литературе по этому вопросу до сих пор нет единого мнения. Так, в ряде работ, посвященных исследованию условий возникновения турбулентности в устойчиво стратифицированных средах в результате потери гидродинамической устойчивости волн, используется значение  $Ri_{кр} = 1/4$  (Переведенцев, Богаткин, 1978).

Согласно многочисленным проведенным исследованиям, турбулентные потоки возникают там, где имеют место большие контрасты в полях температуры и скорости ветра. Соответствующие ситуации наиболее часто создаются при движении потоков вблизи земной поверхности, особенно в условиях орографически неоднородной местности, в облаках, во фронтальных зонах, в области струйных течений и т.д.

Исходя из роли физических факторов, принято выделять турбулентность термического, динамического и орографического происхождения.

Термическая турбулентность имеет конвективную природу, в связи с чем она чаще всего возникает в приземном слое атмосферы (ПСА) в теплое время года, достигая максимального развития в околополуденные часы. Особенно благоприятные условия для развития термической турбулентности создаются при вторжении холодных

воздушных масс на теплую подстилающую поверхность. Термическая турбулентность имеет хорошо выраженный суточный ход.

Динамическая турбулентность возникает в потоках, отличающихся большими вертикальными и горизонтальными градиентами скорости ветра. Из синоптической практики хорошо известно, что наиболее благоприятная обстановка для образования турбулентных зон складывается при прохождении углубляющихся циклонов или ложбин и связанных с ними фронтов, особенно холодных фронтов 2-го года.

Орографическая турбулентность возникает над горами, под влиянием которых происходит деформация воздушных потоков. Наблюдения показывают, что при скорости ветра более 5 м/с, дующего поперек препятствий, на подветренных склонах образуются зоны орографической турбулентности.

Как известно, при математическом исследовании ламинарных течений используются уравнения Навье-Стокса. Однако в случае турбулентных движений, когда все характеристики изменяются в пространстве и времени случайным образом, возникает необходимость в преобразовании уравнений гидродинамики с целью статистического описания турбулентных полей. Первый шаг в этом направлении был сделан Рейнольдсом, который ввел правила осреднения гидродинамических величин, что позволило ему получить систему уравнений для описания осредненных турбулентных течений.

Уравнения Рейнольдса в обозначениях Эйнштейна для несжимаемой жидкости имеют следующий вид:

$$\frac{\partial \overline{v_j}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} (\overline{v_j v_k}) - X_j + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x_j} = \nu \frac{\partial^2 \overline{v_j}}{\partial x_k^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_k} \left( -\overline{\rho v_j v_k} \right), \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial \overline{v_j}}{\partial x_j} = 0, \quad (1.6)$$

где  $x_j$  и  $x_k$  – декартовы координаты,  $v_j$  и  $v_k$  – компоненты скорости,  $X_j$  – компоненты массовых сил,  $P$  – давление,  $\rho$  – плотность,  $t$  – время,  $\nu$  – кинематический коэффициент вязкости, индексы  $j, n = 1, 2, 3$  обозначают номера осей, по которым осуществляется дифференцирование, черта сверху означает операцию осреднения, штрихами обозначены пульсации.

В полученных Рейнольдсом осредненных уравнениях, в отличие от уравнений Навье-Стокса, содержатся члены вида  $-\overline{\rho v'_j v'_k}$ , которые называются турбулентными напряжениями. Эти дополнительные члены появились ввиду нелинейности исходных уравнений Навье-

Стокса и представляют собой «как бы суммарный эффект всех беспорядочных отклонений от их осредненного значения».

Так как число уравнений (4) оказалось меньше числа искомых функций (10), то в дальнейшем усилия исследователей были направлены на поиски путей замыкания уравнений Рейнольдса. Трудом Буссинеска, Прандтля, Кармана и других ученых была создана так называемая полуэмпирическая теория турбулентности, в основе которой лежат гипотезы о связи напряжений Рейнольдса со средними значениями гидродинамических величин, понятие о пути перемешивания и т.д. С помощью методов полуэмпирической теории турбулентности удалось правильно описать высотное распределение скоростей в виде логарифмической кривой при течениях в трубах, в приземном слое атмосферы при безразличной стратификации и т.д.

Следует заметить, что авторы полуэмпирической теории в своих построениях пользовались определенными аналогиями между молекулярным и турбулентным обменом. В частности, понятие пути смешения введено Прандтлем по аналогии с длиной свободного пробега молекул. Однако между турбулентными и молекулярными процессами имеются принципиальные различия, на что указывается в специальной литературе.

В 1942 г. А.Н. Колмогоров предложил новый способ замыкания системы осредненных уравнений, включающих в себя уравнения движения и уравнения баланса турбулентной энергии. На основании гипотезы приближенного подобия и соображений размерности он представил скорость диссипации энергии турбулентности в тепло  $\varepsilon$ , коэффициент турбулентного обмена  $K_T$ , входящие в указанные уравнения, в следующем виде:

$$K_T = \alpha_T K, \quad K = l\sqrt{b}, \quad \varepsilon = c \frac{b^{3/2}}{l}, \quad (1.7)$$

где  $\alpha_T$ ,  $c$  – безразмерные константы, определяемые экспериментально,  $l$  – путь смешения,  $b$  – кинетическая энергия турбулентности  $\left( b = \frac{u'^2 + v'^2 + w'^2}{2} \right)$ .

В настоящее время для получения распределения метеорологических величин и характеристик турбулентности в ПСА при выполнении условий стационарности и горизонтальной однородности используют следующую систему уравнений (Динамическая метеорология, 1976).

### Уравнения движения

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega_z (v - v_g) = 0, \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega_z (u - u_g) = 0, \quad (1.9)$$

где  $u$  и  $v$  – горизонтальные составляющие скорости ветра,  $u_g$  и  $v_g$  – составляющие геострофического ветра,  $2\omega_z$  – параметр Кориолиса,  $z$  – вертикальная координата.

### Уравнение баланса турбулентной энергии

$$k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{T} \alpha_T \frac{d\theta}{dz} \right] - c \frac{b^2}{k} + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} = 0, \quad (1.10)$$

где  $\alpha_b$  – безразмерная константа.

Уравнение (1.10) записано с учетом соотношения (1.7), причем величина пути смещения  $l$  представляется в условиях стратифицированной атмосферы в виде обобщенной формулы Кармана

$$l = -\bar{x} \frac{\psi}{\partial \psi / \partial z}, \quad (1.11)$$

где  $\bar{x} = 2 x c^{1/4}$ ,  $x = 0,4$ ,  $\psi = \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \alpha_T \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ .

Потенциальная температура  $\theta$  определяется из уравнения притока тепла. Таким образом, система уравнений оказывается замкнутой. Она находит различные приложения.

В.А. Шайдманом (1990) решена задача восстановления вертикальных профилей метеовеличин и параметров турбулентности для пограничного слоя атмосферы, сформированного над крупным городом с многоэтажной застройкой, лесопарками, сложной системой магистралей и площадей. Численные эксперименты проводились для г. Москвы. В результате выявилось, что в городских районах наблюдается уменьшение степени устойчивости термической стратификации и скорости приземного ветра. В то же время отмечался рост к центру города величин турбулентного потока тепла, динамической скорости, максимального коэффициента турбулентности. Значения последнего в центральной части города достигли  $30 \text{ м}^2/\text{с}$ , для наветренной стороны  $12 \text{ м}^2/\text{с}$ , для подветренной  $20 \text{ м}^2/\text{с}$ . Более строгий подход к количественному описанию ПСА над городской застройкой осуществляется путем решения нестационарной трехмерной задачи с использованием эволюционных уравнений для составляющих скорости, потенциальной температуры, кинетической энергии турбулентности, скорости ее диссипации, соотношения



Колмогорова и др. Город представлен областью  $40 \times 40 \text{ км}^2$  в центре региона  $100 \times 140 \text{ км}^2$ , шаг по пространству 10 км, по времени – 60 с. В «городских» узлах регулярной сетки шероховатость 1,2 м и 2,2 м («остров шероховатости»), в пригородных – 0,2 м. На уровне 2 м температура в городе на 3 К выше, чем в пригороде. Верхняя граница расчетной области – изобарическая поверхность 850 гПа, на которой задается ведущий поток (20 и 10 м/с) и постоянное значение температуры. Рассчитывались характеристики ПСА при скорости ведущего потока 20 м/с и городской шероховатости 1,2 м. Распределение динамической скорости  $v^*$ , в основном, определялось воздействием «острова шероховатости», дополнительное влияние «острова тепла» привело к увеличению  $V^* \sim$  на 20 %, в наибольшей степени в наветренной части города, где величина  $v^*$  достигла значения 0,85 м/с. В подветренной части значение  $v^*$  уменьшилось до 0,62 м/с. Горизонтальное распределение приземного турбулентного потока тепла практически такое же, как при воздействии «острова тепла» – в наветренной части города при адвекции холода отмечались положительные  $Q_0$  порядка  $15 \text{ Вт/м}^2$ , а в подветренной части при адвекции тепла – отрицательные  $Q_0$  порядка  $-10 \text{ Вт/м}^2$ . Эффект замедления воздушного потока сохранился как и в случае «острова шероховатости», минимум скорости ветра смещался в подветренную часть города. При воздействии только «острова шероховатости» максимальное замедление приходилось на центр города и составило 3 м/с. При воздействии только «острова тепла» воздушный поток, переходя на «остров тепла», увеличивал свою скорость примерно на 1,0 м/с, затем, перевалив на подветренную сторону, уменьшал ее примерно на такую же величину. Распределение коэффициента турбулентности симметрично относительно центра города, где  $K_{(z)}$  достигал на высоте 200 м максимального значения порядка  $20 \text{ м}^2/\text{с}$ , что вдвое больше  $K_{\text{max}}$  в наветренной пригородной зоне. Динамическое и термическое воздействие города проявлялось в профиле ветра вплоть до высот, больших 1000 м, где на интенсивность турбулентного перемешивания городская застройка уже не оказывала влияния. Полученное в численных экспериментах отношение скоростей ветра в городе и пригороде близко к экспериментальным данным.

## ГЛАВА II. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

### 2.1. Параметры общей циркуляции атмосферы

Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) представляет собой составную часть климатической системы атмосфера – океан – деятельный слой суши (АОС) и является, наряду с тепло- и влагооборотом, одним из основных климатообразующих факторов (Монин, 1982; Хромов, Петросянц, 2001). Существует несколько качественно различных определений ОЦА (Лоренц, 1970; Динамическая метеорология, 1976): 1) осредненное по времени состояние атмосферы с сохранением локальных географических особенностей; 2) глобальное состояние атмосферы в момент времени с погодообразующим воздействием климатических колебаний; 3) набор квазипостоянных синоптических колебаний; 4) комплекс статистических характеристик (Муравьев, 2006). В отечественной метеорологии ОЦА понимают и как систему крупномасштабных воздушных течений (Хромов, Петросянц, 2001), и как «статистический ансамбль крупномасштабных компонент состояний атмосферы» (Монин, 1982).

Под крупными масштабами понимают характерные размеры для тропосферы, стратосферы и мезосферы в целом, материков и океанов; порядка тысяч километров, охватывающих планетарный масштаб (зональные переносы, струйные течения и длинные волны) и синоптический (циклоны и антициклоны) (Погосян, 1972). Основное свойство таких процессов (макропроцессов) заключается в квазигеографичности движений: ускорения Кориолиса значительно превышает относительное ускорение. В работе (Монин, 1982) крупномасштабные компоненты ОЦА определяются как пространственные неоднородности глобальных полей, описывающих состояние атмосферы с масштабами много больше эффективной толщины атмосферы ( $H = P_s / g\rho_s \sim 10$  км). Крупномасштабные процессы подразделяются Мониным на 1) глобальные циркуляции (зональные и муссонные) и 2) синоптические процессы (волны Россби – Блинной), баротропные с характерными размерами порядка масштаба Обухова

$$L_o = (g H)^{1/2} / f$$

и бароклинные с размерами порядка радиуса деформации Россби  $L = NH / f$ , где  $f$  – параметр Кориолиса,  $N$  – частота Брента-Вейселя, индекс  $s$  означает приземную характеристику.

Изучение глобальной циркуляции может быть качественное и количественное. Качественное изучение дает объяснение главных причин обнаруженных особенностей наблюдаемой циркуляции в основных синоптических понятиях (воздушные массы, фронты, струйные течения) (Пальмен, Ньютон, 1973). Количественное исследование проводится на основе строгого решения системы физически обоснованных уравнений. Для количественного анализа атмосферной циркуляции используются физические величины, с помощью которых выражаются основные законы сохранения момента импульса, массы и энергии. Эти величины в качестве зависимых переменных содержатся в известных системах уравнений гидротермодинамики и могут использоваться в самых разных комбинациях: ветер, температура, давление, влажность; ежедневные синоптические карты со всей синоптической информацией, дополненные средними картами и разрезами полей давления и ветра, или же производные от этих переменных – как энтропия и завихренность, зональные и вихревые составляющие кинетической и доступной потенциальной форм энергии, меридиональные переносы тепла и влаги и т.д. (Муравьев, 2006).

Лоренц сформулировал правила отбора статистических характеристик для анализа ОЦА. Состояние атмосферы может быть описано как многокомпонентный процесс в координатах долготы, широты, высоты и времени. Основные свойства, характерные для процессов ОЦА, располагаются в порядке осредненных по независимым переменным, начиная с зонально осредненных величин. В первой группе – свойства, наиболее полно отражающиеся при осреднении по времени и долготе. Это дает представление о зональных циркуляциях, типа западного переноса и пассатов. Вторая группа содержит свойства, сохраняющиеся при осреднении только по времени. Это позволяет выделить такие явления, как муссонные циркуляции, Исландский и Алеутский минимумы зимой. Третья группа формируется из осреднений только по долготе, что дает информацию о таких явлениях, как колебания индекса зональности, восточные ветры в полярных областях, квазидвухлетняя цикличность ветра в тропиках. Четвертая группа выделяется только синоптическим масштабом – никаких осреднений не производится, благодаря чему можно анализировать такие синоптические феномены, как мигрирующие вихри, ложбины и гребни на высотах, главные фронты, внутритропическую зону конвергенции (ВЗК), тропопаузу, струйные течения.

ОЦА находится в состоянии постоянной эволюции. Наиболее обоснованный путь анализа особенностей ОЦА заключается в использовании балансовых соотношений для влажности, момента количества движения и энергии. При таком подходе на основании данных о притоке тепла в атмосферу и о свойствах основных сред системы требуется выяснить рабочие механизмы преобразования разных видов энергии, переносов энергии и момента и с помощью полученных соотношений выявить природу и эволюцию возникающих циркуляционных форм. Выявленные циркуляционные формы, которые в синоптической метеорологии называются индивидуальными синоптическими положениями, необходимо сгруппировать по наиболее существенным и типичным чертам.

Представления об основных процессах ОЦА были заложены в работах В. Бьеркнеса и Россби еще в 1930 – 1940-х гг. Бьеркнес установил, что зональная циркуляция неустойчива по отношению к малым незональным возмущениям, которые вырастают в синоптические вихри. Россби предположил, что синоптические вихри в сумме, или статистически, могут переносить момент импульса в широтные зоны с наибольшими западными ветрами – струйными течениями, т.е. действовать как отрицательная вязкость, питая осредненную зональную циркуляцию кинетической энергией. Сами синоптические вихри образуются вследствие бароклинной неустойчивости осредненной зональной циркуляции, питаясь ее потенциальной энергией.

Существует удобная синоптическая картина пространственно-временных масштабов атмосферных явлений, составленная Г. Фортом и модифицированная К. Оямой. Упрощенная схема Аракавы учитывает на прямой закона ( $-5/3$ ) пять основных элементов со следующими характерными пространственно-временными масштабами (Гандин, Дубов, 1968):

- 1) облачные конвективные явления Бенара ( $10^3 \text{ м}, 10^2 \text{ с}$ );
- 2) конвективные движения, приводящие к кучевой облачности ( $10^4 \text{ м}, 10^3 \text{ с}$ );
- 3) мезомасштабные движения ( $10^5 \text{ м}, 10^4 \text{ с}$ );
- 4) волны Россби масштаба циклонов ( $10^6 \text{ м}, 10^5 \text{ с}$ );
- 5) ультрадлинные волны ( $10^7 \text{ м}, 10^6 \text{ с}$ ).

Классификацию крупномасштабных процессов земной атмосферы можно конкретизировать, используя особенности земной поверхности, понятия энергетических переносов и разных видов неустойчивости (Борисенков, 1960). Согласно (Ван Мигем, 1977), квази-

горизонтальные атмосферные движения подразделяются на три класса: 1) квазистационарные планетарные волны, волновые числа  $n = 1 - 4$ , длина волн на широте  $45^0$  равна 3300 - 7000 км. Волны  $n = 2, 3$  наиболее устойчивые, переносят максимальное количество кинетической и потенциальной энергии. При этом волны с  $n = 2$  формируются под влиянием географического распределения материков и океанов, а  $n = 3$  – под влиянием орографии (распределения основных горных массивов) и неадиабатики, т.е. источников и стоков энергии, порожденных поступлением атмосферного тепла и трением. 2) Длинные движущиеся и неустойчивые волны с волновыми числами  $n = 5 - 10$ , с длинами волн 5500 – 2800 км на широте  $45^0$ . При этом волны с  $n = 6, 7, 8$  характеризуются возмущениями с максимальной скоростью роста. Эти волны возникают под влиянием бароклинной неустойчивости циркуляционного потока и ответственны за основные бароклинные процессы в атмосфере: переход доступной потенциальной энергии (ДПЭ) зонального течения в доступную потенциальную энергию вихрей и доступной потенциальной энергии вихрей – в турбулентную кинетическую энергию. 3) Быстро движущиеся волновые возмущения умеренных широт с волновыми числами  $n > 10$ , длины волн на широте  $45^0$  меньше 2800 км. Эти короткие и неустойчивые волны являются циклонами и антициклонами.

В каждый данный момент в атмосфере существуют и взаимодействуют движения всех масштабов. Положительная турбулентная вязкость приводит к диссипации кинетической энергии среднего течения, причем эта энергия переходит в нерегулярные движения, а от них – в энергию молекулярных движений и в конечном счете преобразуется в тепло. При наличии отрицательной вязкости последовательность событий должна быть обратной: среднее течение получает энергию от нерегулярных движений, а энергия среднего течения остается в определенных пределах за счет диссипативного влияния других процессов.

На рис. 2.1 представлены расчетные данные об интенсивности и направленности энергетического взаимодействия между волнами различных масштабов в свободной атмосфере (Киктев, Муравьев, Казначеева, Куликова, 2012).

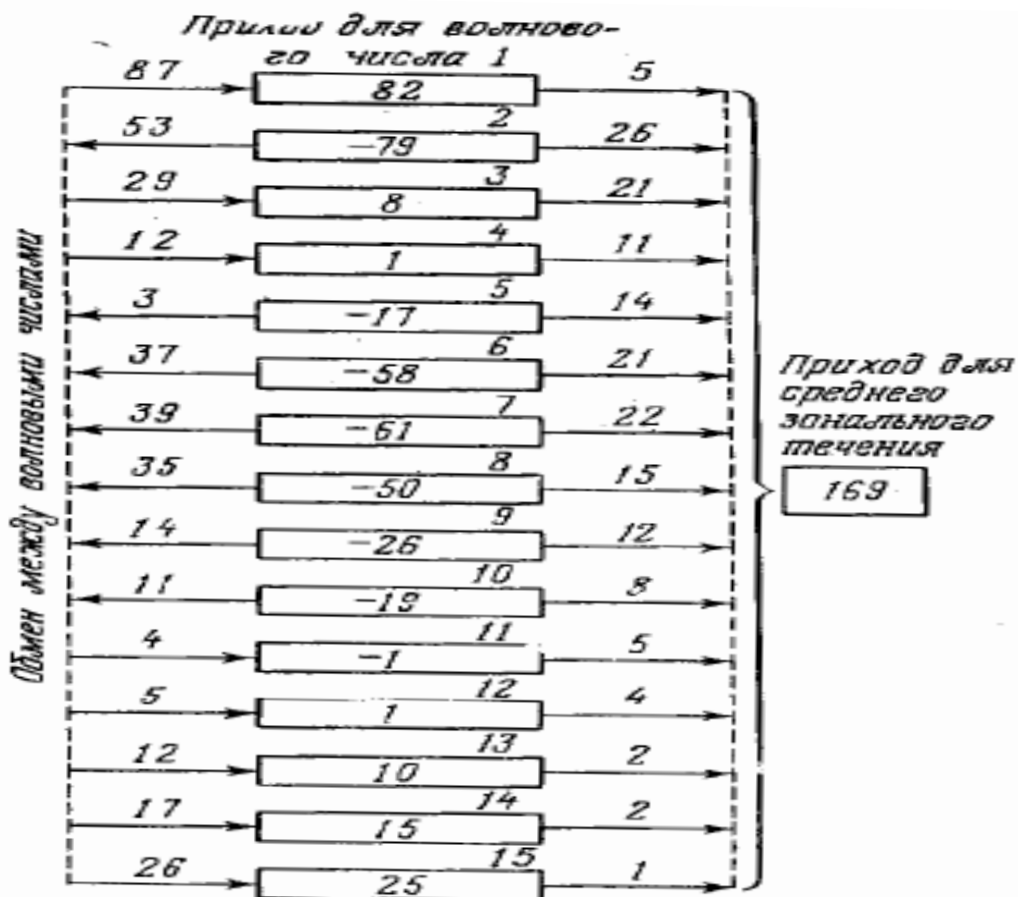


Рис. 2.1. Диаграмма обмена кинетической энергией между различными волновыми числами в атмосфере по фактическим измерениям на уровне 5 км (500мб) над всем северным полушарием

Результаты посчитаны по ежедневным наблюдениям на всех метеорологических зондирующих станциях в течение 9 лет. Числа в прямоугольниках показывают приход или потерю кинетической энергии каждой из 15 гармоник, использованных в анализе. Обмен между волновыми числами показан числами слева от прямоугольников. Поток энергии от 15 волновых чисел к среднему течению показан числами справа от прямоугольников.

Видно, что перенос энергии к другим волновым числам происходит из центральной полосы (волновые числа от 5 до 11 включительно). Эта энергия передается как к более низким, так и к более высоким волновым числам. Потеря затем восполняется трансформацией потенциальной и тепловой энергий в кинетическую в этой центральной полосе. В правой части диаграммы показана передача кинетической энергии каждой волной зональному течению. Видно, что все 15 волновых номеров питают это течение энергией; таким образом, все

они участвуют в формировании явления отрицательной вязкости. Большая потеря энергии волновым числом 2, возможно, отражает муссонный эффект. Эта энергия, по-видимому, восполняется посредством крупномасштабной конвекции.

Общая циркуляция атмосферы включает ряд крупномасштабных движений: западный перенос масс воздуха, как в тропосфере, так и стратосфере, циркуляцию воздуха в системе внетропических циклонов и антициклонов, оказывающую большое влияние на межширотный воздухообмен; связанную с системой циклонов и антициклонов муссонную циркуляцию.

Параметрами ОЦА служат (Климат России, 2001):

- индексы зональной и меридиональной циркуляции А.Л. Каца;
- индексы Южного и Североатлантического колебаний;
- момент импульса зональных ветров атмосферы;
- параметры центров действия атмосферы (ЦДА) – их координаты и давление в центре;
- повторяемость ЦДА;
- число дней с блокирующими антициклонами, координаты, давление и геопотенциал в их центре;
- параметры планетарной высотной фронтальной зоны; положение климатических фронтов.

На рис. 2.2 – 2.4 представлены схемы пространственного расположения наиболее важных структурных объектов атмосферной циркуляции: струйных течений; ячеек Хэдли, Ферреля и полярной ячейки в меридиональном разрезе; приповерхностных ветров; полярного вихря. Рисунки заимствованы из книги Моханакумар (2011).

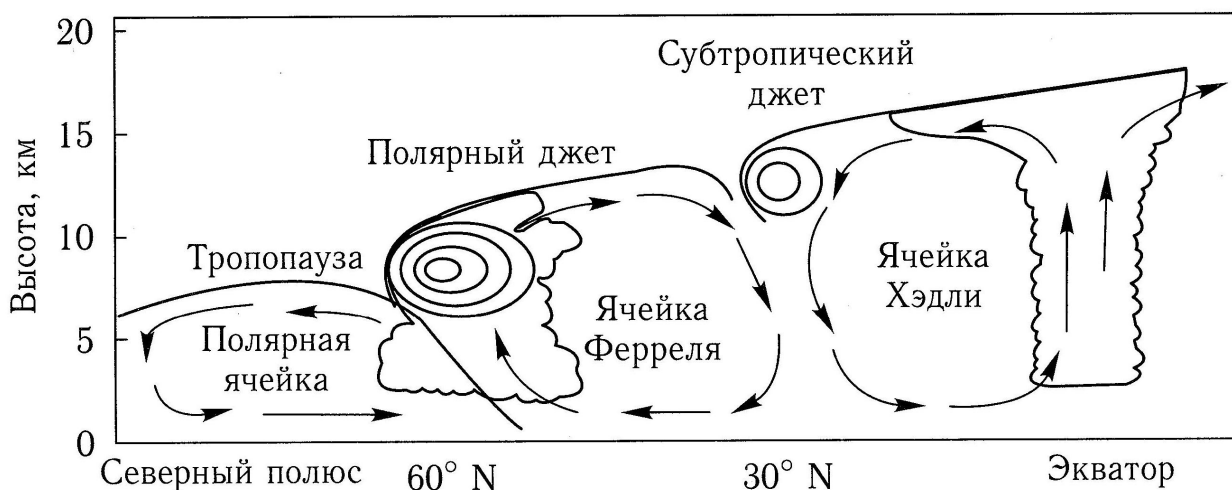


Рис. 2.2. Расположение струйных течений (джетов) в меридиональной циркуляции (Из: National Weather Service, NOAA)

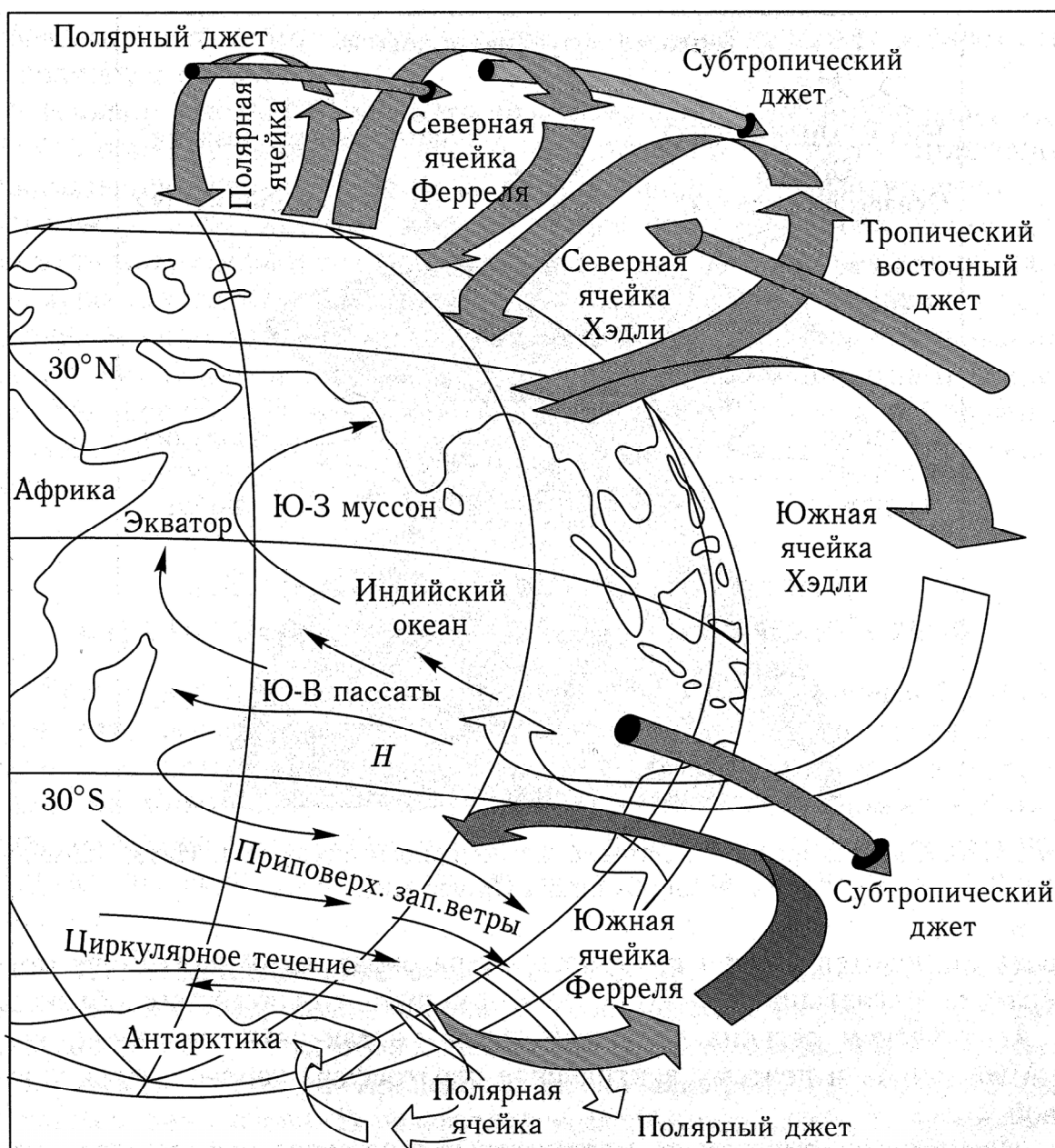


Рис. 2.3. Схема, иллюстрирующая структуру меридиональной циркуляции воздуха (толстые плоские серые стрелки), струйные течения (толстые объемные серые стрелки) и приповерхностные ветры (тонкие стрелки) в период лета в Северном полушарии (Из: RMIT University)

Полярный вихрь (ПВ) представляет собой сильный циркумполярный поток воздуха, возникающий в период зимней полярной ночи в нижней и средней стратосфере. Из-за боковой изоляции воздух внутри вихря зимой сильно охлаждается (температура опускается ниже  $-80^{\circ}\text{C}$  в Антарктиде). В Арктическом регионе ПВ не так четко выражен, как в Антарктике. Согласно (Kodera and Kuroda, 2000), после 1970-х гг. ПВ демонстрирует постоянную тенденцию к усилению. Возникновение озоновых дыр происходит в основном из-за невоз-



возможности проникновения богатого озоном среднеширотного воздуха в полярную область (Моханакумар, 2011).

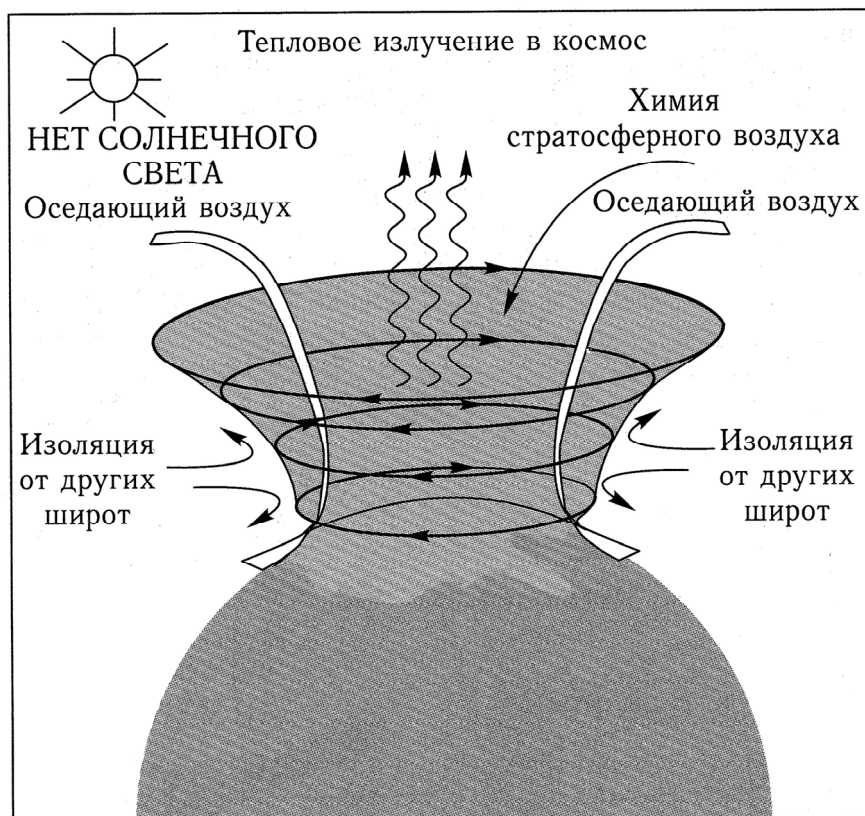


Рис. 2.4. Схематическое представление полярного вихря (Из: Hays, deMenocal, Columbia University)

Согласно (Гилл, 1986), циркуляция в тропиках подвержена сильным изменениям с различными временными масштабами и не является стационарной. Так, в широтной зоне от  $5^\circ$  до  $25^\circ$ , где температура поверхности моря высока ( $>26^\circ\text{C}$ ) образуются тропические циклоны. Вероятность образования ураганов наиболее высока в летних условиях, когда развивается интенсивная конвекция. Выделяются «восточные волны», которые распространяются на восток со скоростями около 8 м/с и часто бывают связаны с внутритропическими зонами конвергенции (ВЗК). ВЗК представляет собой узкие участки конвергенции, соответствующие преимущественно зонально ориентированным линиям активной конвекции. По снимкам со спутников их можно определить как линии мощных облаков в окрестности экватора. Обычно они находятся на широтах максимальной температуры поверхности моря и испытывают вместе с максимумом температуры сезонную миграцию.

Существенную роль в атмосфере играют так называемые внутрисезонные колебания, или осцилляции Маддена-Джулиана. Это колебания в диапазоне периодов 30 – 50 сут., вначале обнаруженные для зональной компоненты скорости ветра в верхней тропосфере в тропических широтах. Исследования показали, что внутрисезонные колебания наблюдаются и на других широтах, они воспроизводятся моделями ОЦА, влияют на перенос субстанций, облачность, модулируют высокочастотные процессы. На эту часть спектра в компонентах скорости ветра в слое 300 – 100 гПа, так же как и на годовой ход, приходится значительная часть дисперсии (Бардин, 2011).

## 2.2. Природа и структура общей циркуляции атмосферы

Рассмотрим вкратце схему общей циркуляции атмосферы. На рис. 2.5 представлена осредненная зонально и по времени картина зональной компоненты скорости ветра в координатах широта – высота. В тропосфере в умеренных и высоких широтах преобладают западные ветры, в низких широтах – слабые восточные. Маленькие скорости ветра в тропиках есть следствие формальной операции осреднения пассатной (восточной) и муссонной (западной) систем циркуляции, создающих в разных регионах тропической зоны движения воздуха, направленные в противоположные друг другу стороны (Кислов, 2001). Как видно из рис. 2.5, во внетропической стратосфере происходит сезонная перестройка циркуляции – зимние западные потоки уступают место восточным в летний период.

В экваториальной стратосфере отчетливо проявляется квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции, открытая в начале 60-х гг. (Сидоренков, 2002). Квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в экваториальной атмосфере объясняют взаимодействием волн Кельвина и смешанных Россби – гравитационных волн с зональным ветром в экваториальной стратосфере (Холтон, 1979).

Как известно, крупномасштабные движения во вращающейся атмосфере являются квазистатическими и квазигеострофическими. Составляющие скорости горизонтального ветра легко определяются из геострофического соотношения, которые получаются в результате приравнивания градиента давления и силы Кориолиса (Гилл, 1986):

$$-fv = -\rho^{-1}\partial p / \partial x, \quad fu = \rho^{-1}\partial p / \partial y. \quad (2.1)$$

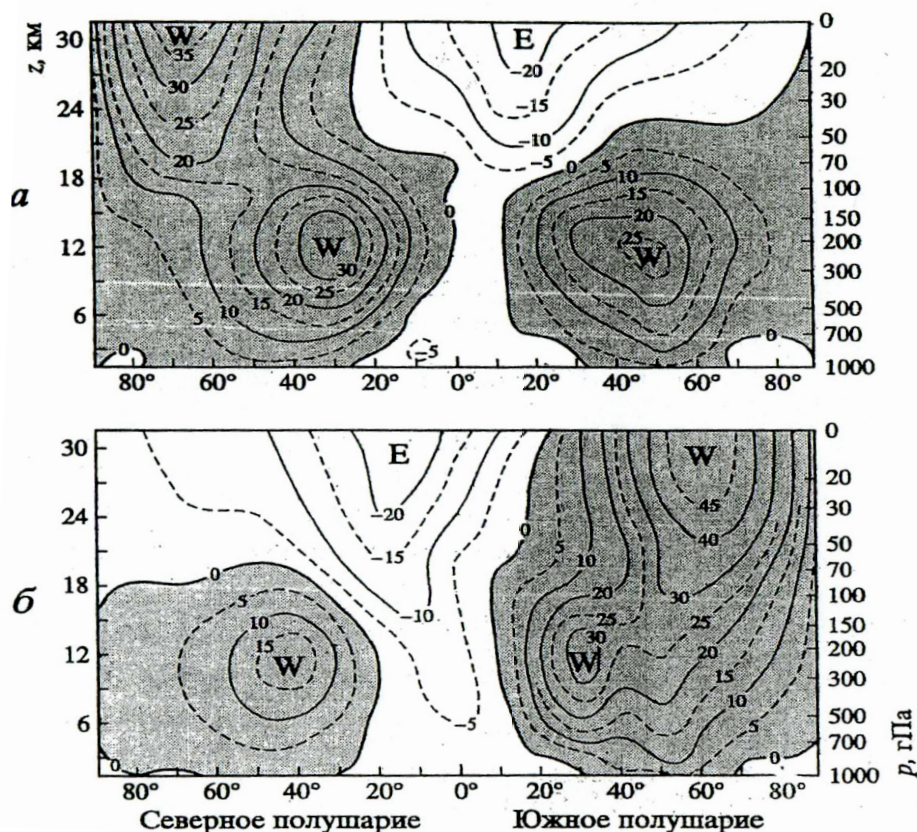


Рис. 2.5. Осредненная зонально и по времени зональная составляющая скорости ветра  $[u]$  за декабрь–февраль (а) и июнь–август (б) (Wells, 1977). W, E – области максимальных скоростей западных и восточных ветров

На изобарической поверхности скорость равна:

$$-fv = -\partial\Phi / \partial x, \quad fu = -\partial\Phi / \partial y. \quad (2.2)$$

С высотой ветер изменяется как по силе, так и направлению, что следует из анализа уравнений термического ветра:

$$f\partial v / \partial z = gT^{-1}(\partial T / \partial x)_p, \quad f\partial u / \partial z = gT^{-1}(\partial T / \partial y)_p. \quad (2.3)$$

Данные соотношения дают связь между градиентом температуры на изобарической поверхности и сдвигом ветра. Если температура уменьшается в направлении полюса, то западные ветры становятся с высотой более сильными.

Рассмотрим механизм формирования зональной циркуляции атмосферы. Главной особенностью движений воздуха в атмосфере (атмосферной циркуляции) является их зональность. В низких широтах ( $|\phi| < 35^\circ$ ) преобладают ветры с восточной составляющей, а в умеренных и высоких ( $|\phi| > 35^\circ$ ) господствуют западные ветры.

Согласно (Сидоренков, 2002), природа зональной циркуляции такова: солнечная радиация греет поверхность Земли тем сильнее, чем меньше широта места. От земной поверхности тепло поступает в

атмосферу. Тепловой баланс тропосферы положителен в экваториальных и тропических областях, но отрицателен в умеренных и полярных областях, т.е. тропосфера непрерывно подогревается в низких широтах и охлаждается в высоких. Нагретый воздух имеет меньшую плотность, чем холодный. Поэтому между экватором и полюсами существует градиент плотности. В поле тяжести такое неоднородное по горизонтали распределение плотности вызывает конвективные движения. Воздух под действием архимедовых сил стремится перемешаться так, чтобы уничтожить градиент плотности. Источники же тепла и холода восстанавливают его. В результате конвективные движения в атмосфере непрерывно поддерживаются. Наблюдения показывают, что эти движения осуществляются не в форме замкнутых между экватором и полюсами ячеек циркуляции, а в виде неупорядоченного, хаотического (турбулентного) перемещения крупных воздушных масс в направлении меридиана. Одни воздушные массы, сформировавшиеся в низких широтах, прорываются далеко к полюсу. Другие, возникшие в высоких широтах, проникают далеко в направлении экватора. Характерные горизонтальные размеры этих воздушных масс – элементов макротурбулентного обмена – составляют тысячи километров. Вертикальная протяженность (толщина) их в сотни раз меньше (примерно 10–20 км).

Макротурбулентное перемешивание порождает потоки всех субстанций и физических величин, имеющих отличный от нуля градиент. Эти потоки стремятся уничтожить градиент, т.е. выравнить распределение величин. Наряду с плотностью, температурой, влажностью, примесями в атмосфере выравнивается абсолютный момент импульса. При отсутствии перемешивания осевая компонента абсолютного момента импульса единицы массы воздуха  $l$  распределена в атмосфере по закону

$$l = \Omega r^2 \sin^2 \theta, \quad (2.4)$$

где  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $r$  – геоцентрическое расстояние;  $\theta$  – дополнение широты  $\varphi$  до  $90^\circ$ . В результате выравнивания величина  $l$  увеличивается в умеренных и высоких широтах ( $|\varphi| > 35^\circ$ ), где  $l < \bar{l}$ , и уменьшается в низких широтах ( $|\varphi| < 35^\circ$ ), где  $l > \bar{l}$ . Поскольку Земля вращается с запада на восток как твердое тело, то увеличение момента импульса воздуха проявляется в виде западных ветров, а уменьшение – в виде восточных ветров. На широтах  $35^\circ$  с.ш. и

$35^\circ$  ю.ш. ветер не возникает (теоретически), так как там момент импульса  $l$  равен его средней величине ( $\bar{l} \approx 2/3 \Omega R^2$ ), где  $R$  – средний радиус Земли. С учетом зональных относительных движений воздуха величина  $l$  определяется как

$$l = (\Omega r \sin \theta + u) r \sin \theta, \quad (2.5)$$

где скорость ветра  $u > 0$  при  $|\varphi| > 35^\circ$  и  $u < 0$  при  $|\varphi| < 35^\circ$ .

В результате макротурбулентного перемешивания атмосферы момент импульса постоянно переносится в направлении его градиента из низких широт в высокие. Из-за этого в низких широтах ( $\varphi < 35^\circ$ ) момент импульса должен непрерывно убывать, а в высоких ( $\varphi > 35^\circ$ ) – расти. В действительности этого, конечно, не наблюдается, так как с появлением ветров сразу же возникают силы трения воздуха о поверхность Земли, т.е. начинается обмен моментом импульса с Землей, появляются вертикальные потоки момента импульса.

В низких широтах тормозятся восточные ветры, т.е. момент импульса течет от Земли к атмосфере, а в высоких широтах – западные, т.е. момент импульса стекает к Земле. Таким образом, момент импульса переносится в атмосфере по траекториям, изображенным на рис. 2.6.

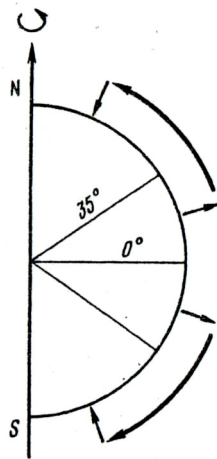


Рис. 2.6. Схема потоков импульса в атмосфере

Для существования стационарного состояния приток момента импульса в зонах восточных ветров должен быть равен стоку момента импульса в зонах западных ветров.

Зоны западных ветров расположены ближе к оси вращения Земли, чем зоны восточных ветров. Из-за этого при одной и той же скорости ветра в зонах момент сил трения восточных ветров больше момента сил трения западных ветров, т.е. в атмосферу притекает

момент импульса от Земли больше, чем стекает. Скорости западных ветров из-за этого растут. Они растут до тех пор, пока не выравняются по абсолютной величине сток и приток момента импульса. Это стационарное состояние достигается только при некоторой накопленной в атмосфере величине момента импульса  $h_3$ , которая отнимается у Земли. В конечном итоге западные ветры значительно превышают восточные, и в целом атмосфера вращается вокруг полярной оси быстрее Земли, наблюдается суперротация атмосферы.

Циркуляция в меридиональной плоскости представляется с помощью расположения линий функции тока  $\Psi$  (рис. 2.7). В тропических широтах образуется ячейка Гадлея в виде восходящих движений вблизи экватора и нисходящих в более высоких широтах (субтропических). Эта циркуляционная ячейка переносит энергию в тропической атмосфере, в умеренных широтах перенос осуществляется за счет подвижных вихрей.

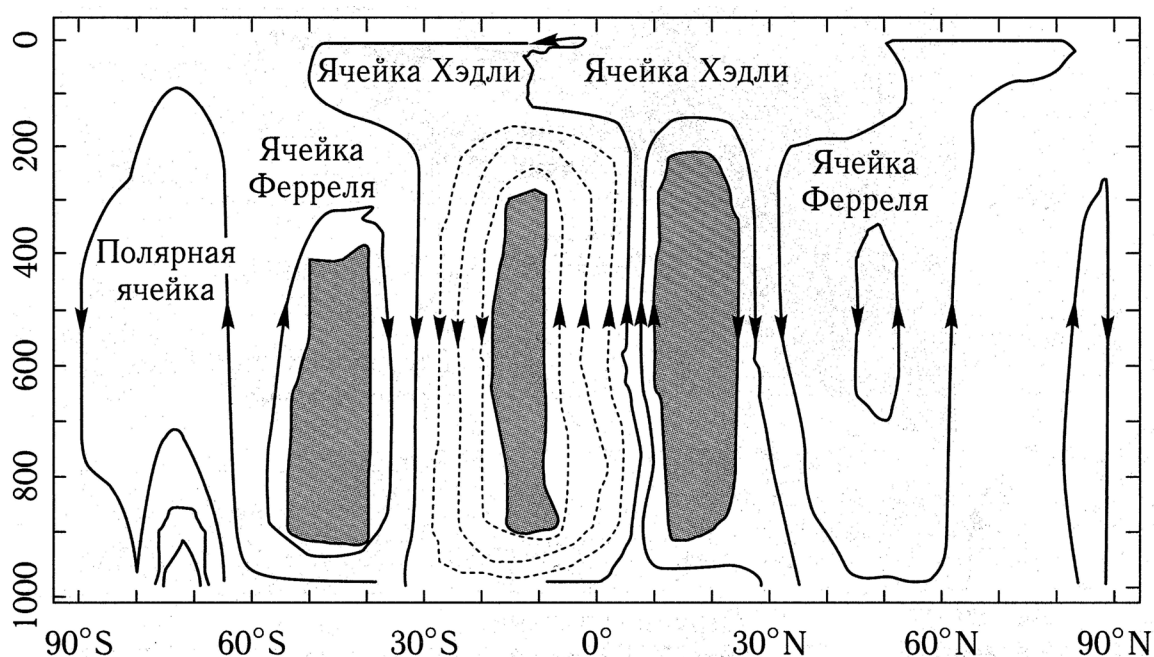


Рис. 2.7. Зонально усредненная циркуляция воздушных масс. Стрелками показано направление движения воздуха в меридиональном разрезе (Из: NCEP/NCAR Reanalysis data)

Сложный характер атмосферной циркуляции определяется взаимодействием многих факторов, что приводит к потере гидродинамической устойчивости крупномасштабных движений. Согласно (Дикий, 1976), возникающие в потоке волны могут разрастаться и привести к полному разрушению зональной циркуляции и ее замене возмущен-



ной циклонической циркуляцией. Строгая теория баротропной и бароклинной неустойчивости представлена в вышеупомянутой работе.

Как отмечено в (Кислов, 2001), неоднородности земной поверхности (распределение суши, моря, горных систем) способствуют созданию зон активного перемещения циклонических вихрей. Так, вдоль восточного побережья Азии и северной Америки зимой пролегают пути циклонических серий. Эти возмущения стационарируют в высокоширотных регионах, образуя квазипостоянные центры действия, представляющие собой продукт совместного проявления нестационарных волн и стационарных возмущений. Неоднородное распределение на земле моря и суши создает муссонные эффекты.

Циркуляция в океанах менее изучена, чем в атмосфере. Главной особенностью циркуляции поверхностных вод (до 1500 м) является их антициклональный круговорот в субтропиках. Западная ветвь этой циркуляции представляет собой узкое, прижатое к береговой зоне пограничное течение большой мощности. К течениям такого типа относятся Гольфстрим, Кuroсио, Бразильское течение. На восточных ветвях интенсификация не происходит (Кислов, 2001).

В последние десятилетия (Добролюбов, Лаппо, 1997; Лаппо и др., 1990) значительное внимание было уделено изучению динамики глобального круговорота («глобального конвейера») в циркуляции океана. Это явление возникает из-за существенных различий в формировании метеорологических и гидрологических условий Тихого и Атлантического океанов. Теплые воды из Тихого и Индийского океанов в поверхностных слоях проникают в Южную Атлантику, огибая Африку, и перемещаются в Северную Атлантику. Глубинные холодные воды движутся в противоположном направлении, завершая гигантский круговорот в течение нескольких сотен лет (рис. 2.8).

Механизм бароклинной неустойчивости способствует возникновению океанических вихрей, размеры которых на порядок меньше атмосферных. Скорость жизни океанических вихрей может достигать нескольких месяцев.

Параметрами ОЦА служат индексы зональной и меридиональной циркуляции Каца, индексы Южного и Североатлантического колебаний, момент импульса зональных ветров атмосферы, параметры центров действия атмосферы (ЦДА) – их координаты и давление в центре, повторяемость ЦДА, число дней с блокирующими антициклонами, координаты, давление и геопотенциал в их центре, парамет-

ры планетарной высотной фронтальной зоны, положение климатических фронтов (Климат России, 2001).

Момент импульса зональных ветров определяется по формуле (Сидоренков, 2002)

$$h = \int_v u R_3 \cos \varphi \rho dv, \quad (2.6)$$

где  $u$  – скорость зонального ветра,  $R_3$  – радиус земли,  $\varphi$  – широта,  $\rho$  – плотность воздуха,  $v$  – объем атмосферы.

Момент импульса зональных ветров  $h$  возрастает при усилении западных и ослаблении восточных ветров.

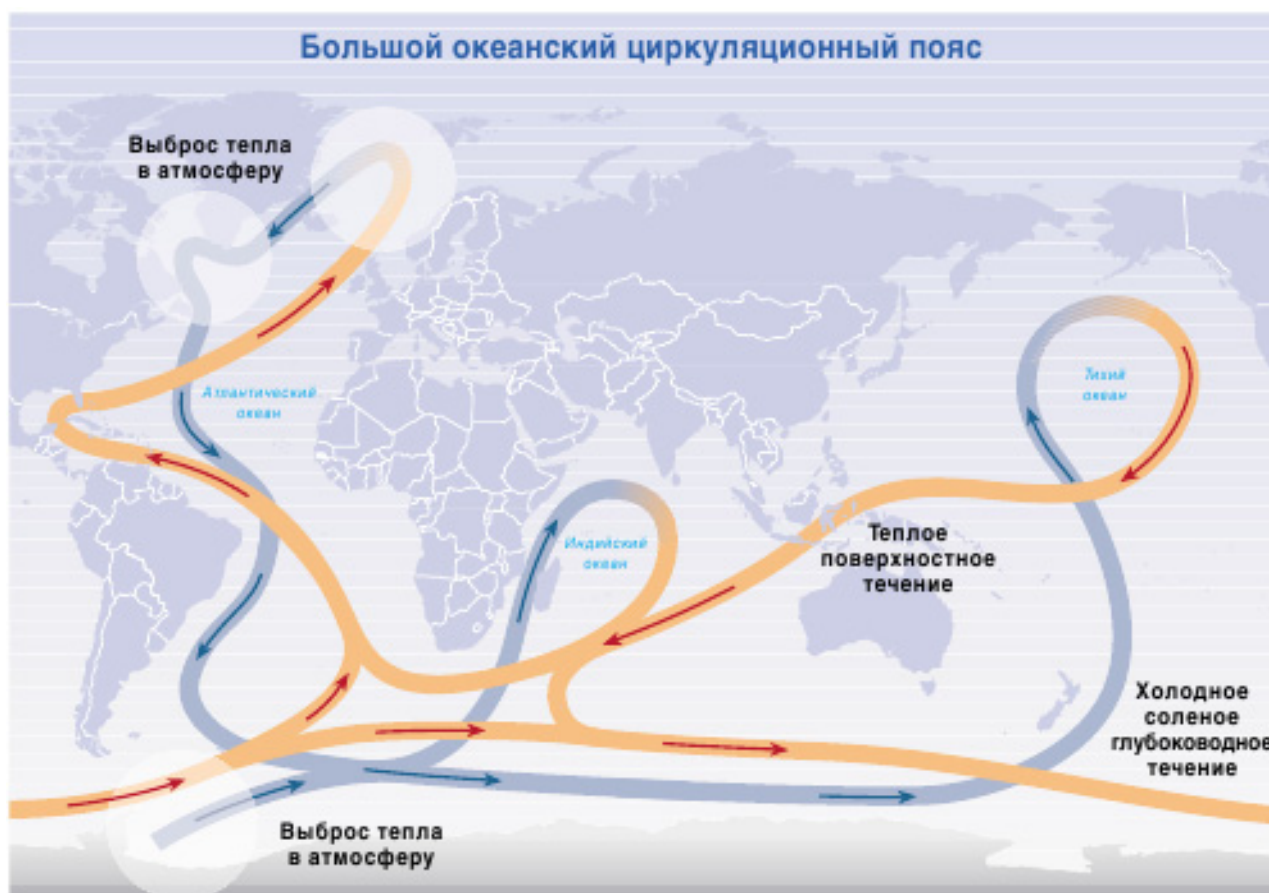


Рис. 2.8. Схематическая иллюстрация системы глобальной циркуляции в Мировом океане, состоящей из основных маршрутов термохалинной циркуляции «север-юг» в бассейне каждого из океанов, соединяющихся в зоне антарктической приполярной циркуляции. Теплые поверхностные течения и холодные глубокowodные течения соединяются в нескольких районах глубоководного образования в высоких широтах Атлантического океана и вокруг Антарктики, где происходит основная передача тепла из океана в атмосферу. Эта система течений значительно способствует процессу переноса тепла и его перераспределения (например, течение в северном направлении в северной части Атлантического океана повышает температуру в северо-западной Европе до  $10^{\circ}\text{C}$ ). Результаты моделирования показывают, что североатлантический участок этой



системы циркуляции особенно подвержен изменениям температуры атмосферы и гидрологического цикла. Подобные нарушения, вызванные глобальным потеплением, могут нарушить нынешнюю систему, что может оказать сильное влияние на климат в масштабах регионов и полушарий. Следует отметить, что данная диаграмма является схематической и не дает точного представления о местоположении океанских течений, которые составляют часть термохалинной циркуляции (Фащук, 2002).

### **2.3. Центры действия атмосферы**

Атмосферный воздух совершает движения самых разнообразных масштабов – от звуковых волн и микротурбулентности до течений общей циркуляции атмосферы (ОЦА) – одного из механизмов действия климатической системы (стремящегося смягчить контрасты температуры между тропическими и полярными широтными зонами, создаваемыми контрастами в их инсоляции). Согласно работе (Монин, 2000), «скелет» ОЦА образуют три линии. Во-первых, это ось междутропической конвергенции (МТК), на которой сталкиваются северо-восточные и юго-восточные пассаты, подтекающие под поднимающийся нагретый воздух и образующие в нем под действием силы Кориолиса течение на запад – субротацию (т.е. более медленное, чем твердая планета, вращение вокруг земной оси). Во-вторых и в-третьих, это оси северного и южного субтропических струйных течений (ССТ), создаваемых как поворотом на восток оттекающих к полюсам антипассатов при действии на них силы Кориолиса, так и, в еще большей мере, переносом в зоны ССТ момента импульса зональных течений под действием «отрицательной вязкости» статистического ансамбля «бароклинных» (т.е. вертикально-неоднородных) вихрей и волн Россби-Блиновой (оси гребней которых наклонены в сторону ССТ), так что ССТ образуют суперротацию.

МТК находится обычно несколько севернее экватора. В Атлантике эта линия мигрирует в течение года, в среднем многолетнем, от экватора в марте до  $12^\circ$  в августе. ССТ находятся на широтах в среднем  $\pm 35^\circ$  и высоте около 12 км.

Максимумы осредненного за год и по долготе скорости западного ветра (на осях ССТ) составляют 23 м/с в северном и 29 м/с в южном полушарии. Мгновенные ССТ гораздо уже и сильнее: обычно они имеют ширины около 300 – 400 км, толщины 1 – 2 км и скорости 60 – 80 м/с. В 1981 г. над Кзыл-Ордой в Средней Азии была зафиксирована скорость в 190 м/с.

Антициклонические сдвиги зональной скорости между субротацией на МТК и суперротацией на ССТ и циклонические сдвиги полярных СТ могут приводить к образованию, по механизму неустойчивости Гельмгольца, субтропических антициклонических и субполярных циклонических вихрей. Квазистационарные по своему местоположению вихри такого рода называются центрами действия атмосферы (ЦДА). Наличие ЦДА есть нарушение зональности, создаваемое незональными факторами нагрева и охлаждения атмосферы. Такими факторами являются термические различия между океанами и континентами.

На быстро вращающихся планетах (с большим вращательным числом Маха  $P_\omega = \omega a / c$ ; например, на Юпитере  $P_\omega = 17$ ) зональные факторы доминируют, и существование квазистационарных ЦДА невозможно. На медленно вращающихся планетах (например, на Венере  $P_\omega = 6 \cdot 10^{-3}$ ) доминируют незональные факторы – различия в нагреве атмосферы в подсолнечной и антисолнечной областях.

На Земле  $P_\omega = 1,4$ , поэтому роли зональных и незональных факторов оказываются сравнимыми, и образуются и зональная циркуляция, и ЦДА, квазистационарные, но испытывающие значительные сезонные и междугодовые колебания. Термические различия создают существенно более сильное зимнее охлаждение и летний нагрев континентов по сравнению с океанами и, как следствие, оттекание воздуха в нижней атмосфере с континентов на океаны зимой (с некоторым антициклоническим закручиванием от центров к периферии) и обратное подтекание летом.

Образующиеся в результате наложения зональных и муссонных эффектов ЦДА делятся на четыре группы:

1. Пять перманентных (круглогодичных) океанских антициклонов – Азорский, Гавайский, о. Св. Елены, о. Св. Маврикия и о. Пасхи.
2. Два перманентных океанских циклона – Исландский и Алеутский (второй из них не вполне перманентен – в июле он обычно исчезает). В ЮП им соответствует пояс пониженного давления циркумполярного Антарктического течения.
3. Четыре сезонных (зимних) континентальных антициклона – Сибирский, Канадский, Южноафриканский и Австралийский.
4. Пять сезонных (летних) континентальных циклонов – Южноазиатский, Калифорнийский, Южноафриканский, Австралийский и Южноамериканский.

## **2.4. Арктическая осцилляция, североатлантическое и тихоокеанское колебания**

Арктическая осцилляция (АО) – это структура атмосферной циркуляции, в которой атмосферное давление над полярным регионом изменяется в противофазе с давлением над средними широтами (около 45° с.ш.) на временных масштабах от недель до десятилетий. Эта осцилляция захватывает тропосферу на всю ее глубину. В период поздней зимы и ранней весны (январь – март) она расширяется вверх в стратосферу, где модулирует циркумполярный вихрь западных ветров, окружающий область арктической полярной шапки (Моханакумар, 2011).

Арктическая осцилляция имеет отрицательную фазу, когда давление в полярной области относительно высокое, а в средних широтах низкое, и положительную фазу, во время которой соотношение давлений обратное. В положительной фазе более высокое давление средних широт ведет к смещению океанских штормов дальше к северу, а изменения в структуре циркуляции приносят более влажную погоду на Аляску, в Шотландию и Скандинавию, и в то же время более сухая погода устанавливается на западе США и в Средиземноморье. В положительной фазе холодный зимний воздух не распространяется так далеко в центральную часть Северной Америки, как это бывает в отрицательной фазе осцилляции. Это делает погоду на большей части США восточнее Скалистых гор теплее обычной, а погоду Гренландии и на Ньюфаундленде – холоднее. Особенности погодных условий в отрицательной фазе в целом противоположны тем, которые характерны для положительной фазы. Это проиллюстрировано на рис. 2.9.

В начале XX в. положительная и отрицательная фазы Арктической осцилляции поочередно сменяли друг друга. Однако начиная с 1970-х гг. АО имеет тенденцию больше оставаться в положительной фазе, т.е. в арктическом регионе давление ниже обычного, а температура на большей части США и северной Евразии выше обычной (Kodera and Kuroda, 2000).

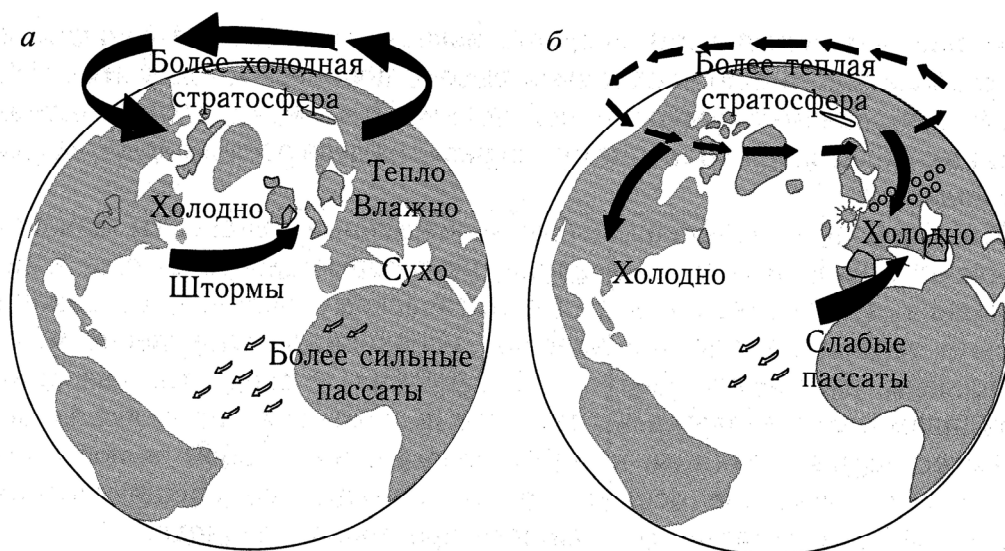


Рис. 2.9. Эффекты положительной (а) и отрицательной (б) фаз Арктической осцилляции

Рассмотрим особенности проявления североатлантического и северотихоокеанского колебаний в формировании погодноклиматических условий на территории Северного полушария, согласно ОД (2008).

Северо-Атлантическое колебание (САК) – явление крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана, влияющее на характер синоптических процессов и формирование погоды над внеэкваториальными широтами Северного полушария. Это явление может быть описано количественными характеристиками взаимодействия североатлантических центров действия атмосферы (Исландской депрессии и Азорского максимума).

Для вычисления месячных значений индекса САК используется метод, принятый в Центре климатического анализа Мирового метеорологического центра в Вашингтоне (Мониторинг, 2004).

Исходными данными для расчета служат ряды средних месячных величин атмосферного давления на уровне моря в узлах регулярной сетки. Разность нормированных аномалий среднемесячного давления вычислялась по формуле

$$\sigma_{gm} = \frac{P_{gm}^A - \bar{P}_m^A}{\sigma_m^A} - \frac{P_{gm}^u - \bar{P}_m^u}{\sigma_m^u}, \quad (2.7)$$

где  $P_{gm}^A$  и  $P_{gm}^u$  – фактическое среднемесячное давление воздуха Азорского максимума и Исландского минимума;  $\bar{P}_m^A$  и  $\bar{P}_m^u$  – средние многолетние величины давления (нормы), рассчитанные для четырех узлов азорского максимума (20, 30° з.д., 35° с.ш. и 20, 30° з.д., 40° с.ш.)

и для трех узлов Исландского минимума (10, 20, 30° з.д., 65° с.ш.) на уровне моря;  $\sigma_m$  – стандартное отклонение, вычисляемое по среднемесячным данным (как и норма) за тридцатилетний период 1951–1980 гг.,  $g$  – год,  $m$  – месяц,  $A$  и  $U$  – Азорские острова и Исландия.

Отклонения от тренда САК хорошо коррелируют ( $r = -0,62$ ) со значениями момента импульса зональных ветров.

В синоптической практике наряду с анализом индивидуальных атмосферных процессов успешно используются обобщенные характеристики циркуляции, к которым относится известная классификация Вангенгейма-Гирса. В ее основе лежат три формы циркуляции: W, E, C (западная, восточная и меридиональная). В этой классификации в качестве количественных характеристик обычно используют число дней с тем или иным типом циркуляции за календарные отрезки времени – месяц, сезон или год (Гирс, 1971). Для формы W характерен слабо возмущенный западно-восточный перенос, в случае форм E и C в тропосфере наблюдаются ультрадлинные стационарные волны большой амплитуды.

При форме E высотный гребень расположен над Европейской территорией России, а высотные ложбины – над Западной Европой и Западной Сибирью. В случае формы C поле противоположно – гребни расположены над Западной Европой и Западной Сибирью, а ложбина – над ЕЧР. При процессах W отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в полярных, а положительные – в умеренных и субтропических широтах. При формах E и C положительные аномалии температуры и давления в среднем отмечаются в гребнях, а отрицательные – в ложбинах (Сидоренков, Свиренко, 1983).

Эти две структуры крупномасштабной АЦ являются важнейшими факторами климатической изменчивости в умеренных широтах СП. Важная структура глобальной климатической изменчивости – Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – проявляется в основном в тропиках. В ряде работ рассмотрена связь ЭНЮК с процессами в умеренных широтах.

Североатлантическое колебание (САК) представляет собой изменение атмосферного давления в северных и южных широтах Атлантики, в области исландского минимума и азорского антициклона. Колебания разности этих давлений определяют соответственно колебания интенсивности западного переноса воздушных масс. Дипольная структура колебания хорошо прослеживается в распределении 1-й естественной ортогональной функции (ЕОФ)

давления. Зимой рассматриваемая ЕОФ объясняет  $\sim 40\%$  дисперсии давления, летом  $\sim 27\%$ . Это колебание проявляется во все сезоны, причем северный полюс дипольной структуры САК на протяжении всего года располагается вблизи Исландии, в то время как южный перемещается от сезона к сезону.

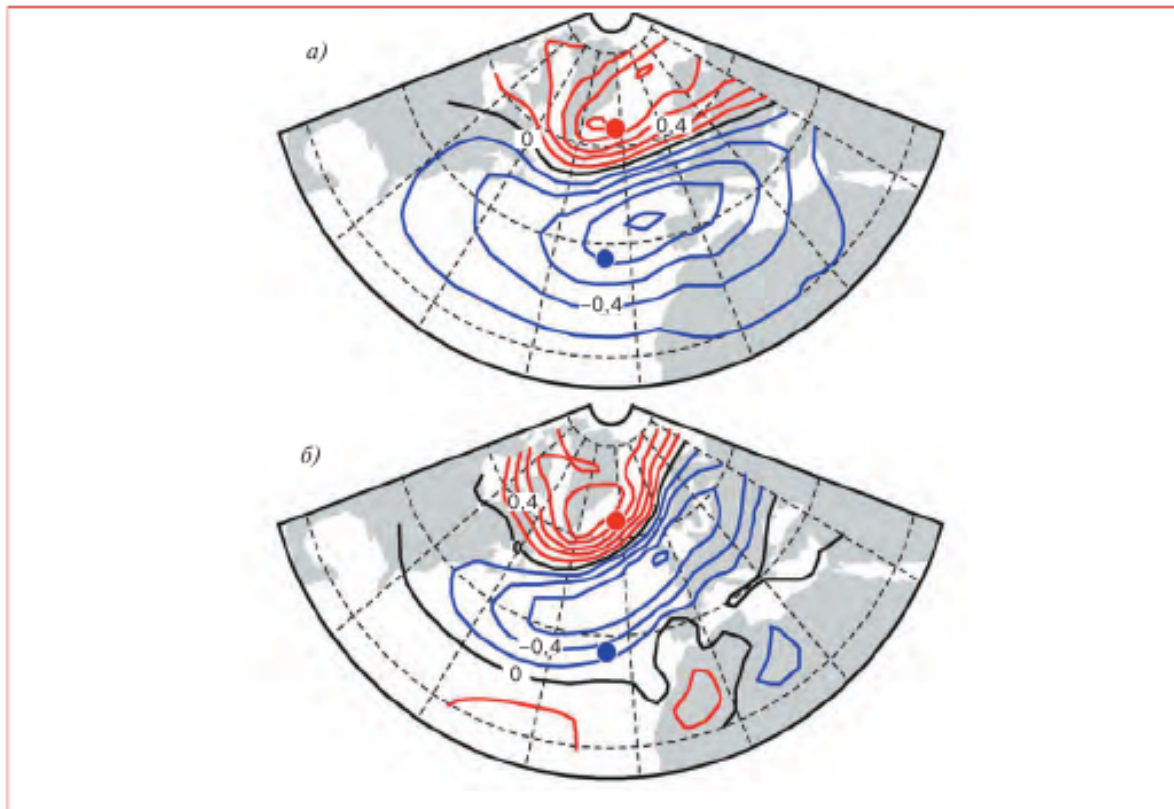


Рис. 2.10. Первые естественные ортогональные функции (ЕОФ) давления в Атлантическом секторе в зимний (а) и летний (б) сезоны (данные NCAR за 1899–2006 гг.). Точками отмечено положение станций Рейкьявик (Исландия) и Понта Дельгада (Азорские острова), используемых для расчета индекса САК. Источник: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>

Временной ход индекса САК зимой демонстрирует значительную междесятилетнюю изменчивость (спектральный пик между 6 и 13 годами) и сильный тренд в сторону положительной фазы в период 1960 – 1990 гг.

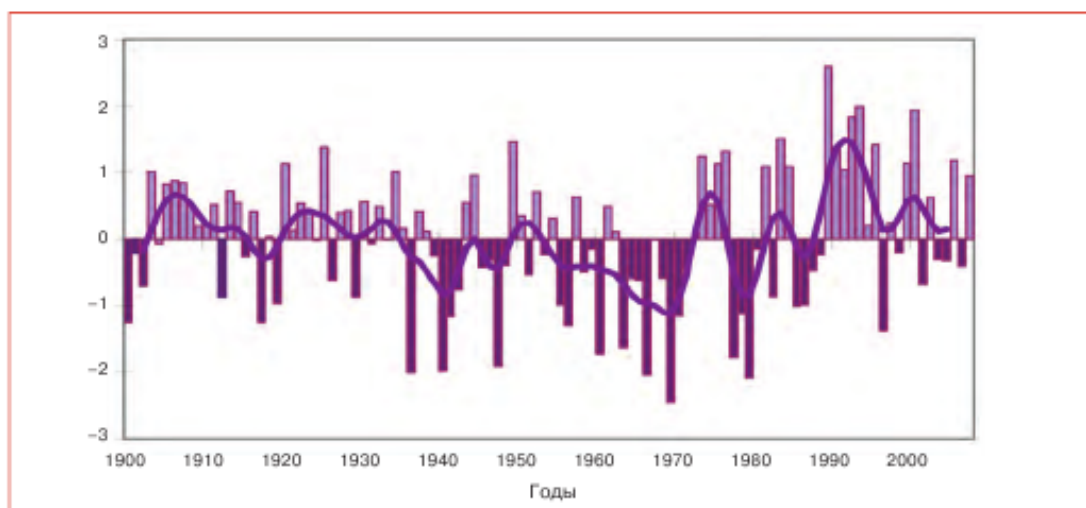


Рис. 2.11. Временной ряд индекса САК (первый главный компонент давления в Атлантическом секторе ( $20\text{--}80^\circ$  с. ш.,  $90^\circ$  з. д.– $40^\circ$  в. д.) зимой. Жирная кривая – результат применения фильтра, отсекающего колебания с периодом менее 4 лет

Основное значение САК для климата Евразии определяется усилением западно-восточного переноса при положительной фазе колебания (углублении исландского минимума). Кроме того, фаза САК определяет интенсивность и географическое распределение синоптических процессов как у поверхности Земли, так и в тропосфере. В положительной фазе интенсифицируется циклоническая активность над севером Атлантики, а в отрицательной – над севером Европы и в Средиземноморско-Черноморском регионе; в то же время для антициклонической циркуляции в положительной фазе характерно усиление на юге Европы и смещение максимума повторяемости из Северо-Западного Ирана в Кавказский регион, а в отрицательной – увеличение повторяемости антициклонов над Норвежским морем, Скандинавией и севером России (Бардин, Полонский, 2005).



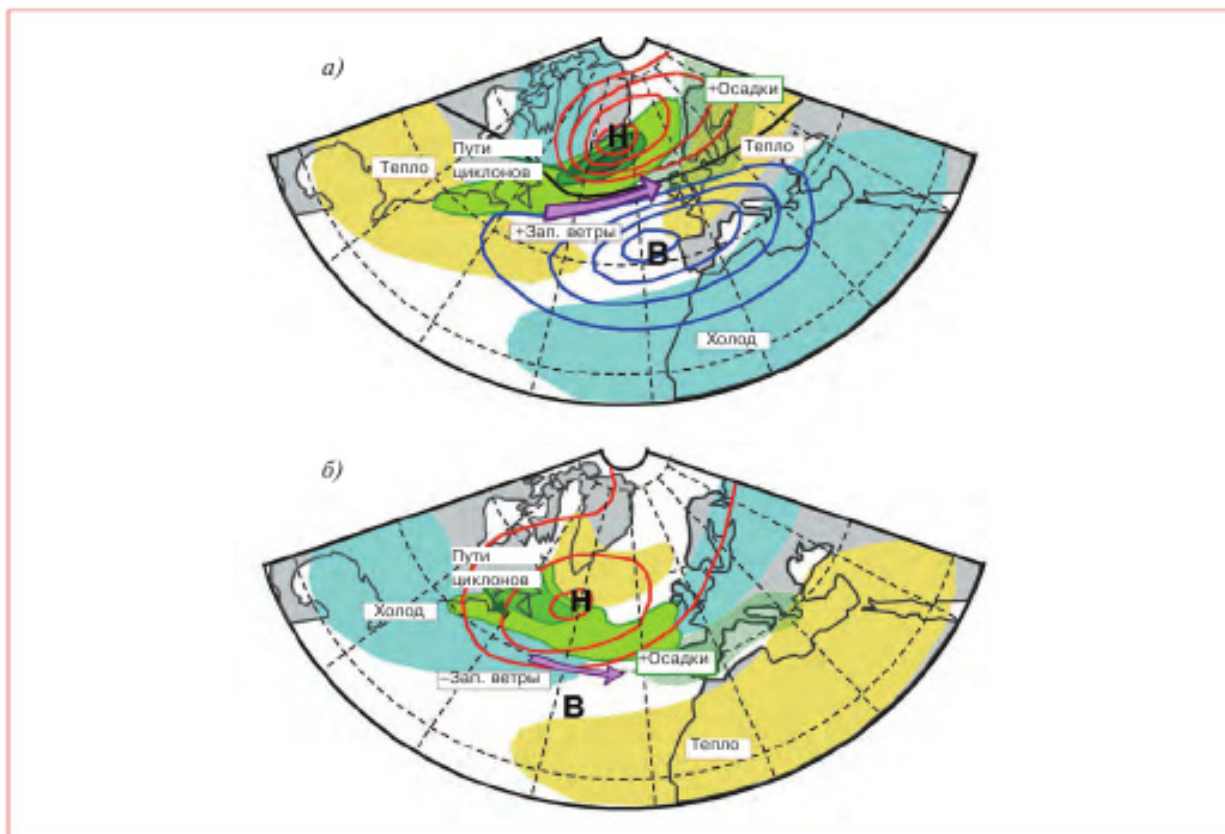


Рис. 2.12. Схема циркуляционных и погодных условий при положительной (а) и отрицательной (б) фазах САК (зимний сезон). Использованы данные NCAR, Lamontt-Doherty Earth Observatory и Университета Эксетера (Бардин, Полонский, 2005)

Отмеченные особенности объясняют влияние САК на климат Северной Евразии, особенно ярко выраженное в зимний период. Корреляция САК и приземной температуры воздуха наблюдается для всех временных масштабов. Она особенно велика в зоне  $55 - 65^\circ$  с.ш. до  $60^\circ$  в.д. и остается положительной практически на всей территории, исключая Кавказ и северо-восток России. Эта связь и наблюдающиеся долгопериодные климатические колебания в районе Северной Атлантики (Plaut et al., 1995) объясняют естественные колебания температуры воздуха с периодом около 10 лет в зимний сезон на ЕЧР (вклад в суммарную дисперсию – около 25%). Важным последствием этой связи и наблюдавшегося в последние десятилетия XX в. тренда положительной фазы САК является характерная структура зимнего потепления на территории России, весьма сходная со структурой поля корреляций (в том числе с максимумом потепления на ЕЧР и похолоданием на северо-востоке). По оценке МГЭИК, тренд САК объясняет около половины потепления Северной Евразии в период 1968 – 1997 гг.



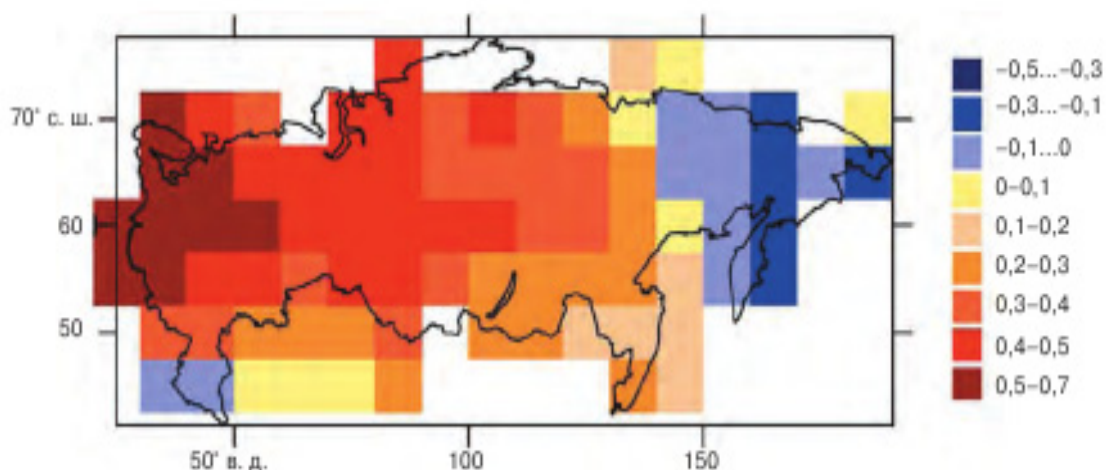


Рис. 2.13. Корреляция аномалий температуры воздуха на территории РФ и индекса САК (временной ряд 11-го главного компонента давления в Северной Атлантике) зимой (декабрь – февраль) за период 1886–2000 гг. Аномалии температуры рассчитаны относительно базового периода 1961–1990 гг. по данным на станциях России. Использованы базы данных мониторинга климата ИГКЭ (температура) и Университета Восточной Англии (давление на уровне моря)

Тихоокеанское колебание (ТК) представляет собой основную моду климатической изменчивости на масштабах десятилетий в умеренных широтах Тихоокеанско-Североамериканского сектора, проявляющуюся также в восточной части Северной Евразии. Атмосферные и океанические переменные на указанных временных масштабах изменяются согласованно. Атмосферная составляющая представляет собой диполь в поле давления с полюсами в районе Алеутских островов и в области Скалистых гор. Различаются холодная и теплая фазы колебания в зависимости от аномалии температуры поверхности Тихого океана в северо-восточной его части. Теплая фаза характеризуется отрицательными аномалиями температуры воды у поверхности на большей части северной акватории Тихого океана и положительными вдоль побережья Северной Америки. Для описания ТК используются атмосферный и океанический индексы. Первый (NPI – северотихоокеанский индекс) предложен в (Trenberth and Hurrell, 1994) и представляет собой среднюю аномалию давления в северной части Тихого океана (30 – 65° с.ш., 160° в.д. – 140° з.д.). Второй (Mantua et al., 1997) представляет собой проекцию температуры воды у поверхности океана на первую ЕОФ температуры воды. На рис. 2.12 представлен временной ряд атмосферного индекса ТК. Выделяют два полных цикла ТК за время наблюдений с холодной фазой в 1890 – 1924 гг. и в 1947 – 1976 гг. и с

преобладанием теплой фазы в 1925 – 1946 гг. и с 1977 г. до середины 1980-х годов (Mantua et al., 1997). Выделяется характерный временной масштаб колебаний с периодом 15 – 25 лет. Атмосферный индекс ТК демонстрирует также отрицательный столетний тренд, согласующийся с общим потеплением океана.

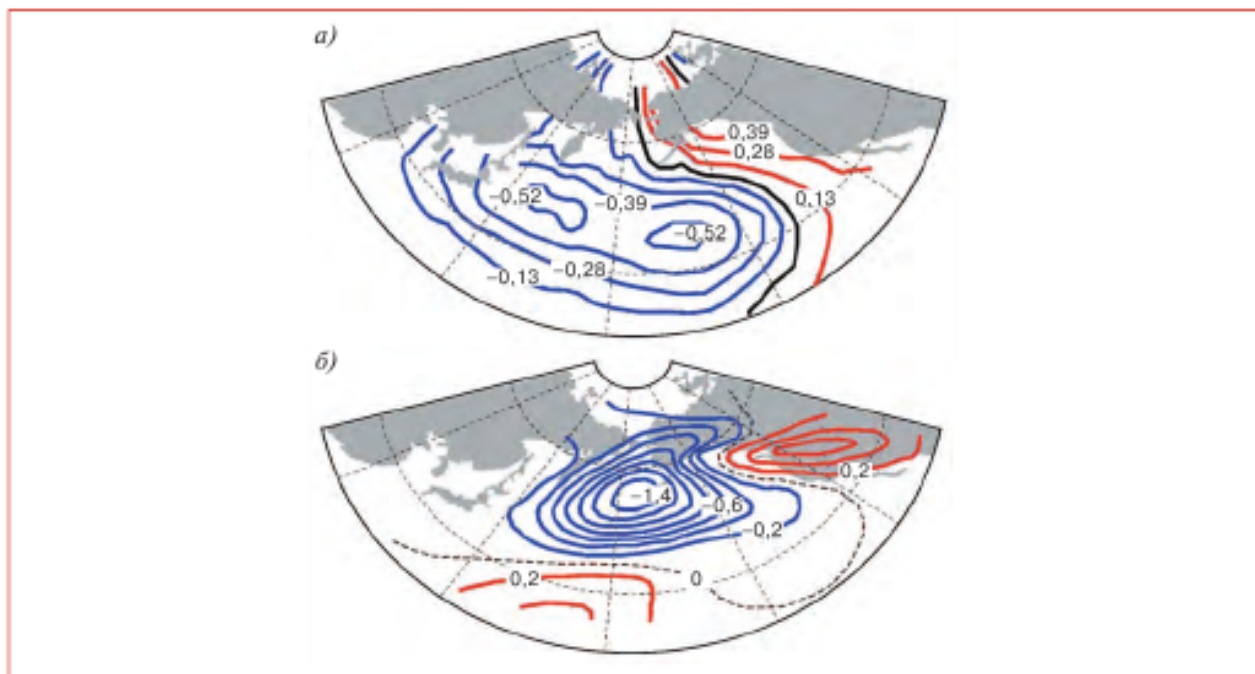


Рис. 2.14. Пространственные структуры аномалий температуры воды поверхности океана (а) и давления на уровне моря (б) в теплой фазе тихоокеанского колебания (Mantua et al., 1997). Представлены средние за период 1900–1993 гг. поля аномалии ТПО и давления за сезоны с положительным значением индекса ТК (ведущей ЕОФ ТПО в Тихом океане к северу от 20° с. ш.). Аномалии рассчитаны для холодного сезона (ноябрь – март) относительно средних за период 1947–1993 гг. Источник:

[http:// www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/PDO\\_cs.htm](http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/PDO_cs.htm)

Климатические особенности в Тихоокеанско-Североамериканском секторе в зимний период, связанные с теплой фазой ТК, характеризуются усилением циклонической циркуляции и интенсификацией синоптических процессов на севере Тихого океана в тропосфере (в том числе углублением алеутской депрессии) и выраженными структурами распределения температуры и осадков над Северной Америкой: теплыми и сухими условиями в средних широтах и прохладными и влажными – в субтропиках. Показано, что циркуляционному режиму, связанному с углублением алеутской депрессии и усилением гребня над Скалистыми горами (т.е. положительной фазе ТК), соответствует выраженная структура распределения температуры над Северной Евразией с отрицательными

аномалиями над восточной и положительными – над западной ее частью (Бардин, 1996). Отрицательные аномалии температуры в восточных регионах объясняются выхолаживанием поверхности Тихого океана при усилении циклонической активности, а также адвекцией холодных масс воздуха из Арктического бассейна. Положительные аномалии температуры воздуха на западе (с максимумом на ЕТР) связаны с положительной фазой САК.

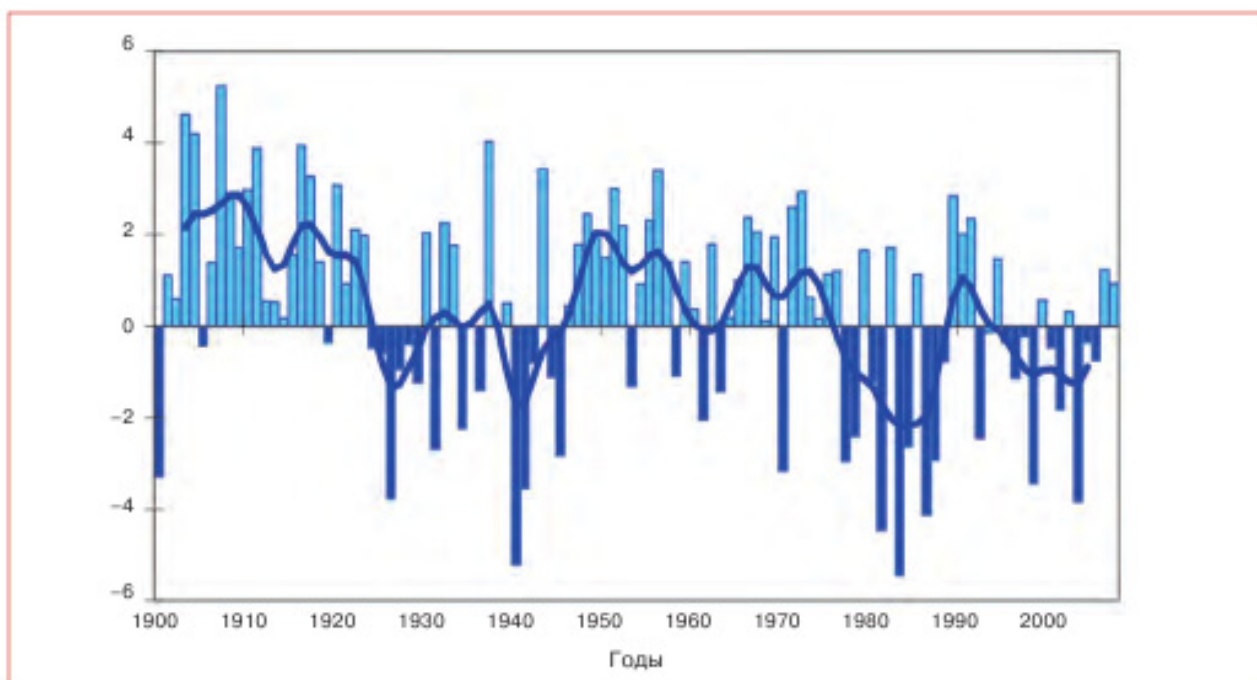


Рис. 2.15. Временной ряд северотихоокеанского индекса (средняя аномалия давления в гПа в районе  $30\text{--}65^\circ$  с. ш.,  $160^\circ$  в. д.– $140^\circ$  з. д.) в ноябре – марте (Trenberth and Hurrell, 1994). Аномалии рассчитаны относительно средних за период 1925–1989 гг. Жирная кривая — результат применения фильтра, отсекающего колебания с периодом менее 4 лет. Данные NCAR: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>.

Все многообразие форм АЦ к северу от  $30^\circ$  с.ш. над районом от Гренландии до Енисея делится на три формы: западную W, восточную E и меридиональную С (Вангенгейм, 1935). Для макропроцессов формы циркуляции W характерна повышенная интенсивность зональных составляющих, ослабление сибирского максимума и углубление исландского и алеутского минимумов. Формируются отрицательные аномалии температуры воздуха в Арктике и положительные в умеренной зоне при низкоширотной разновидности формы W, а при высокоширотной разновидности формы W положительные аномалии температуры воздуха охватывают также и

арктические районы. Фон увлажнения повышен в умеренной зоне, к северу и югу от нее – дефицит осадков.

При макропроцессах восточной формы циркуляции Е траектории наземных барических образований приобретают значительную меридиональную составляющую. Над континентом Евразии формируются отрицательные аномалии температуры воздуха, а в Западной Арктике – положительные. На юге Европы и в Западной Сибири отмечается дефицит осадков.

При меридиональной форме циркуляции С траектории барических образований имеют меридиональные составляющие, практически отсутствуют исландский и алеутский минимумы, даже зимой. Наибольшие отрицательные аномалии температуры воздуха формируются над ЕЧР, выделяется обширная область избытка осадков от Черного моря до Урала.

Анализ изменения частоты форм циркуляции в течение 116 лет показал, что годовая частота формы W уменьшалась от 153 до 90 суток/год в последние годы (Сидоренков, Свиренко, 1983). Годовая частота формы Е, напротив, увеличивалась от 111 до 191 суток/год.

В связи с глобальным потеплением, начиная с 1970-х гг., происходит изменение знака тренда всех типов АЦ. В период 1970 – 2006 гг. наблюдалось ярко выраженное увеличение повторяемости формы W и столь же существенное уменьшение повторяемости формы Е, в то же время увеличивалась частота формы С, хотя и не столь значительно на фоне долгопериодной изменчивости для этого типа.

Результаты, соответствующие 99%-ному уровню значимости параметров, показывают, что годовая частота всех форм циркуляции имеет статистически значимые тренды. Они свидетельствуют о постепенных изменениях АЦ в Атлантико-Европейском секторе СП за последние 116 лет. Наибольшие тренды имеют место летом: повторяемость формы Е увеличивается со скоростью 37, а W и С убывают со скоростью соответственно 25 и 12 суток/сезон за столетие. В вегетационный сезон тренды форм Е и W хотя и велики, но немного меньше летних, тренд формы С в это время максимален. Зимой тренды всех форм статистически незначимы. Отмечается, что линейный тренд описывает лишь общие тенденции изменения повторяемости форм АЦ, фактические их колебания носят немного более сложный характер.

В работе (Гирс, 1974) выделено 6 циркуляционных эпох в зависимости от преобладающей формы циркуляции Вангенгейма (табл.

2.1). Последняя эпоха формы W началась в 1996 г. и продолжается до настоящего времени.

Таблица 2.1

Циркуляционные эпохи, выделенные по преобладающим формам циркуляции Вангенгейма

Годы	1900 – 1928 гг.	1929 – 1939 гг.	1940 – 1948 гг.	1949 – 1971 гг.	1972 – 1995 гг.	1996 - ...
Эпоха	W	E	C	E+C	E	W

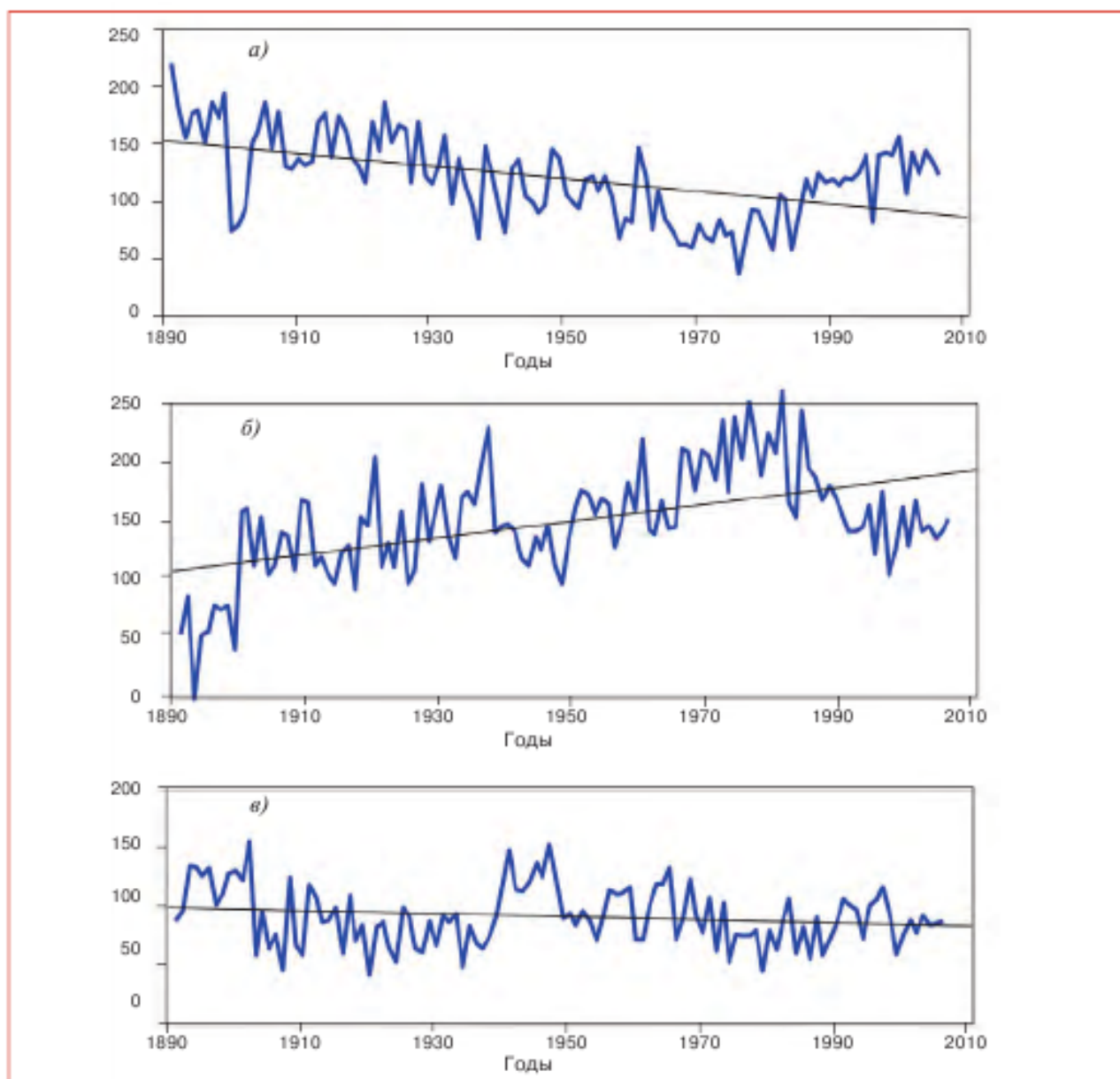


Рис. 2.16. Изменения во времени годовой частоты форм атмосферной циркуляции (W (а), E (б) и C (в)) за период 1891–2006 гг.

В основу другой типизации Дзердзеевского, включающей 41 «элементарный циркуляционный механизм» (ЭЦМ), объединенный в 4 группы, положено соотношение зональной и меридиональной циркуляции в СП. Календарь смены ЭЦМ ведется с 1899 г. по настоящее время. Временные ряды также демонстрируют наличие выраженных долгопериодных изменений повторяемости групп циркуляции, в том числе и в последние десятилетия. В частности показано, что многолетние изменения меридиональной северной группы циркуляции согласуются с многолетним ходом формы С типов циркуляции Вангенгейма (Кононова, 2009).

## 2.5. Эль-Ниньо – Южное колебание

Явление длительного потепления поверхности вод в центральной и восточной частях Тихого океана и комплекс процессов, его сопровождающих, называются Эль-Ниньо. Термин «Южное колебание» (ЮК) введен Уокером в 1920-е гг. Под ним понимают колебания масс воздуха в субтропической зоне Южного полушария между Тихим и Индийским океанами с характерным временем в несколько лет. При росте (падении) атмосферного давления в центральной и восточной частях тропической зоны Тихого океана наблюдается падение (рост) давления в тропиках Индийского океана, а также в районах Австралии и Индонезии. Для характеристики ЮК наиболее часто используется индекс, учитывающий значения атмосферного давления станций Таити и Дарвин, расположенных вблизи противоположных по знаку центров действия ЮК.

Для расчета индекса, в частности, используется методика, разработанная в Центре климатических анализов Мирового метеорологического центра США, согласно которой вычисляется временной ряд разностей  $\delta_{gm}$  нормализованных аномалий давления станций Таити и Дарвин. В качестве исходных данных берутся временные ряды средних месячных значений атмосферного давления на уровне моря указанных станций. Формула для величины  $\delta_{gm}$  имеет вид

$$\delta_{gm} = \left[ \frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\varepsilon} \right]_{Ta} - \left[ \frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\varepsilon} \right]_{Da}, \quad (2.8)$$

где  $P_{gm}$  – фактическое давление;  $\bar{P}_m$  – среднее многолетнее значение;  $\varepsilon$  – стандартное отклонение, вычисленное по всем значениям анома-



лий давления за период 1951–1980 гг.,  $g$  и  $m$  – год и месяц. Нормы  $\bar{P}_m$  вычисляются по средним месячным данным за период 1951–1980 гг. После этого вычисляются значения индекса Южного колебания SOI:

$$SOI = \frac{\delta_{gm}}{\sigma}, \quad (2.9)$$

где  $\sigma$  – стандартное отклонение всех разностей  $\delta_{gm}$  за период 1951–1980 гг.

В настоящее время имеется непрерывный ряд среднемесячного индекса SOI с 1866 г. по настоящее время.

Установлено, что чем больше (меньше) индекс  $SOI$ , тем ниже (выше) температура поверхности океана (ТПО) в восточной и центральной частях Тихого океана, поэтому в явлении ENSO выделяют две крайние фазы: теплую (Эль-Ниньо) при  $SOI < 0$  и холодную (Ла-Нинья) при  $SOI > 0$ . При Эль-Ниньо уровень моря в восточной части Тихого океана примерно на 50 см выше, чем в западной. При Ла-Нинья – картина обратная, т.е. в тропической зоне наблюдаются колебания уровня моря между восточной и западной частями Тихого океана с амплитудой примерно 50 см.

Спектральный анализ длительных рядов индексов SOI с 1866 по 1966 гг. показал, что спектральная плотность SOI достигает максимальных значений в диапазоне периодов 2–7 лет. Исследования указывают на присутствие в спектрах ENSO составляющих кратных не годовому периоду, а примерно периоду Чандлера 1,2 г. и главному периоду вынужденной нутации Земли 18,6 г. (Сидоренков, 2002).

Явление Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – считается одним из важнейших компонентов межгодовой изменчивости глобальной взаимодействующей системы океан – атмосфера, поэтому многие авторы рассматривали эффект воздействия ЭНЮК на процессы в удаленных районах как тропиков, так и умеренных широт. Программа «Тропический океан – глобальная атмосфера» (ТОГА) была посвящена исследованию влияния термического состояния тропической зоны Тихого океана на глобальные воздушные течения. В результате проведения этой программы (1985–1995 гг.) стали более понятны механизмы влияния явления ЭНЮК на глобальную циркуляцию в тропиках (Гущина, 2003).

## ***Квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции***

Среди многочисленных несезонных колебаний атмосферной циркуляции квазидвухлетняя цикличность является наиболее стабильной и значимой. Квазидвухлетняя цикличность атмосферы была открыта в начале 60-х годов при изучении циркуляции экваториальной стратосферы. Тогда было установлено, что вблизи экватора в слое от 18 до 35 км направление зонального ветра изменяется с периодом около 26 месяцев. Согласно (Reed, 1964), на фиксированной высоте около 10 месяцев дуют западные ветры, затем около 16 месяцев – восточные ветры, и затем цикл повторяется вновь.

Квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в экваториальной атмосфере объясняют взаимодействием волн Кельвина и смешанных Россби-гравитационных волн с зональным ветром в экваториальной стратосфере (Холтон, 1979). Считается, что волны Кельвина, проникая снизу в стратосферу и встречая там зону сдвига западных ветров, поглощаются на уровне, где их фазовая скорость совпадает со скоростью ветра. В результате западный ветер на этой высоте усиливается и уровень поглощения новых волн снижается. Процесс поглощения волн идет непрерывно, поэтому зона западных ветров постепенно опускается вниз до тропопаузы со скоростью примерно 1 км/мес. Когда зона западных ветров расширится до тропопаузы, из-за доплеровского смещения волны Кельвина будут иметь низкие частоты, а смешанные Россби-гравитационные волны – высокие частоты. Поэтому смешанные Россби-гравитационные волны распространяются вверх. На уровне полугодовых колебаний (~ 35 км) волны могут встретить зону сдвига восточных ветров, где они будут поглощаться. В этом случае скорость восточных ветров станет возрастать и начнется непрерывное опускание зоны восточного ветра от 35 км до тропопаузы. Там закончится старый цикл, а на уровне полугодовых колебаний начнется поглощение волн Кельвина и возникает новый цикл (Сидоренков, 2002).

Для количественной оценки характеристики квазидвухлетней цикличности экваториальных ветров Н.С. Сидоренковым предложено использовать значение средней скорости  $\bar{u}$  зонального ветра в слое от 19 до 31 км. К настоящему времени в Гидрометцентре России накоплен 48-летний (с 1954 по 2001 гг.) временной ряд средней скорости  $\bar{u}$  зонального ветра в экваториальной стратосфере с месячной дискретностью. Анализ результатов статистической обработки этого ря-



да выявил следующие закономерности. За 1954–2000 гг. произошло 20 циклов средней скорости  $\bar{u}$ . Период колебался от 21 месяца в 1972–1973 гг. до 36 месяцев в 1964 – 1966 гг. Средняя длительность цикла за весь интервал составила 28,1 месяца. Скорость зонального ветра варьировала от –22,5 м/с в июле 1984 г. до + 18 м/с в январе 1983 г. Средняя величина скорости  $\bar{u}$  за 46 лет составила –3,8 м/с, а среднеквадратическое отклонение – 9,3 м/с (Сидоренков, 2002).

Спектральный анализ выявил гармонику с периодом около 2,3 г. (28 месяцев). Это колебание и называется квазидвухлетней цикличностью. Н.С. Сидоренков на основании данных анализа спектров  $\bar{u}$  и координат полюса высказал предположение, что движение полюсов Земли и квазидвухлетняя цикличность ветров в атмосфере, возможно, имеют общий механизм возбуждения, связанный с лунно-солнечными приливами.

Следует отметить, что проявления квазидвухлетней цикличности обнаруживаются в поведении ряда метеорологических параметров (температура, ветер), содержании озона и других примесей во внетропической атмосфере Северного полушария. Это явление может порождаться по крайней мере двумя линейно независимыми источниками: колебаниями направления и скорости ветра в тропической стратосфере и изменениями циркуляции атмосферы Северного полушария, связанными с Североатлантическим колебанием (Груздев, Безверхний, 2003).

## **2.6. Атмосферная циркуляция в тропиках Северного полушария**

В данном разделе мы излагаем основные черты атмосферной циркуляции в тропиках, следуя фундаментальной работе (Петросянц, Семенов, Гущина и др., 2005).

В январе в нижней тропосфере на поверхности 850 гПа над тропической зоной выделяются два пояса субтропических антициклонов в Северном и Южном полушариях. Отмечается при этом, что если в июле субтропический пояс высокого давления в летнем (Северном) полушарии был нарушен на протяжении всего восточного полушария, то в январе в летнем (Южном) полушарии аналогичного нарушения не обнаруживается. Отсутствие больших площадей суши в субтропиках ЮП практически обеспечивает стыковку трех мощных антициклонов над Тихим, Индийским и Атлантическим океанами. Прямым следствием образования глобального пояса высокого давления в субтропиках летнего (Южного) полуша-

рия является планетарный характер восточного переноса в ЮП, который только сдвигается несколько к югу летними муссонами над прогретыми континентами. В ЮП в январе (в отличие от СП в июле) экваториальные западные ветры и связанная с ними циркуляция летнего муссона на всем протяжении тропической зоны отделяются устойчивыми восточными ветрами от общепланетарной системы западного переноса умеренных широт.

В Северном (зимнем) полушарии субтропическая область высокого давления, наоборот, лучше выражена над континентами, где к субтропическим антициклонам над Атлантикой и Тихим океаном в январе добавились континентальные антициклоны над Северной Африкой (с обширным отрогом на Аравию и север Индостана) и Юго-Восточной Азией. С появлением этих максимумов в зимнем полушарии, заменивших термические депрессии, связана циркуляция зимнего муссона над Западной Африкой и Южной Азией. Максимальная интенсивность северо-восточных ветров в циркуляции зимнего муссона наблюдается над акваториями Бенгальского залива и Аравийского моря и составляет в среднем для января 6 м/с, т.е. примерно вдвое уступает интенсивности юго-западного летнего муссона над этими регионами в июле.

Сезонные перемещения центров субтропических антициклонов над океанами от июля к январю составляют по широте на  $AT_{850}$  для азорского ( $12^\circ$  к югу) и гавайского (на  $8^\circ$ ). Сезонная миграция по широте субтропических антициклонов в ЮП незначительна и не превышает  $3 - 4^\circ$ . Таким образом, в зимнем полушарии центры субтропических антициклонов вместе со всей субтропической зоной высокого давления зимой перемещаются в направлении к экватору, а летом удаляются от него. Перемещение центров действия в меридиональном направлении варьирует от  $3 - 4^\circ$  широты для южно-индийского антициклона до  $7 - 10^\circ$  для северо-атлантического антициклона. Сложнее меняется положение антициклонов по долготе.

Экваториальная ложбина в январе располагается над прогретыми материками ЮП. В поле линий тока на поверхности  $AT_{850}$  в экваториальной ложбине выделяются 5 циклонических центров: над Южной Америкой, Экваториальной Африкой, в центре Индийского океана, на северо-западе Австралии и над юго-западным районом Тихого океана. Выделяются климатологические центры с циклонической циркуляцией над приэкваториальными районами Индийского и юго-западной частью Тихого океанов, которые отразили суммарный эф-

фekt исключительно активного тропического циклогенеза в этих регионах. С циклонической циркуляцией в области экваториальной ложбины связано существование над отдельными тропическими регионами (особенно восточного полушария) экваториальных западных ветров нижней тропосферы между экватором и  $10 - 15^\circ$  ю.ш.

Существование экваториальной ложбины в Южном (летнем) полушарии и усиление субтропического давления в Северном (зимнем) полушарии способствует формированию в январе устойчивых кроссэкваториальных воздушных течений из зимнего СП в летнее ЮП. Однако интенсивный обмен в нижней тропосфере наблюдается только в тех районах тропиков, где внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) имеет муссонный характер и вместе с экваториальной ложбиной смещается в январе в Южное (летнее) полушарие.

На поверхности 700 гПа в январе характер атмосферной циркуляции в тропиках остается сходным с поверхностью 850 гПа. ВЗК в январе на  $AT_{700}$  по-прежнему является основным звеном атмосферной циркуляции, разграничивая макромасштабные ветровые системы обоих полушарий.

В средней тропосфере на  $AT_{850}$  в январе заметно резкое усиление западных ветров в субтропических широтах СП, что связано с конвергенцией тропических воздушных масс на полярных перифериях субтропических антициклонов с западными ветрами умеренных широт СП. В отличие от июля, в январе в средней тропосфере полностью исчезает циклоническая циркуляция в области экваториальной ложбины.

В верхней тропосфере в январе на  $AT_{200}$  формируется струйное течение (СТ) в субтропиках СП. При этом, в отличие от июля, в январе наблюдается более интенсивное перетекание воздушных масс из Южного (летнего) полушария в Северное (зимнее), что способствует усилению СТ в субтропиках СП. Область распространения восточных ветров ограничивается бассейном Индийского океана и приэкваториальными районами Южной Америки.

В нижней стратосфере на поверхности 50 гПа в январе два мощных субтропических антициклона в СП на  $25 - 20^\circ$  с.ш., с одной стороны, усиливают западные ветры зимней циркуляции в СП, с другой – способствуют формированию стратосферного восточного течения в летнем (Южном) полушарии с максимальными скоростями вдоль  $20 - 25^\circ$  ю.ш.

В нижней тропосфере на поверхности 850 гПа в июле выделяются субтропические области высокого давления в Северном и Южном полушариях, которые расчленяются на отдельные субтропические антициклоны, являющиеся основными центрами действия тропической атмосферы. В Северном (летнем) полушарии таких центров два: азорский и гавайский субтропические антициклоны. В Южном (зимнем) полушарии прослеживается пять субтропических антициклонов: три над океанами (южнотихоокеанский, южноатлантический и южноиндоокеанский), а также над Австралией и Южной Америкой. Устойчивое существование этих максимумов обеспечивает исключительное постоянство восточного (пассатного) переноса в нижней тропосфере тропиков, являющегося одним из основных звеньев ОЦА.

В СП в июле субтропическая зона высокого давления оказывается разорванной в нижней тропосфере на огромном протяжении от Африки до Юго-Восточной Азии, и здесь вместо субтропических антициклонов на  $AT_{850}$  наблюдается ряд термических и муссонных депрессий, формирующих экваториальную ложбину. Являясь важными центрами действия тропической атмосферы, эти депрессии способствуют образованию в нижней тропосфере почти над всем Восточным полушарием (от побережья Гвинейского залива до западной части акватории Тихого океана) устойчивого приэкваториального западного переноса, с которым генетически связано еще одно полноправное звено АЦ – циркуляция тропических циклонов.

Основной движущей силой летней муссонной циркуляции над бассейном Индийского океана является общий перепад давления между муссонной депрессией на севере Индии и южноиндоокеанским субтропическим антициклоном. Усилению экваториального западного переноса и формированию муссонной циркуляции над рассматриваемым регионом способствует также существование вблизи экватора в Зимнем (Южном) полушарии второй ветви экваториальной ложбины, в этой ложбине наблюдается над центральной акваторией Индийского океана вблизи экватора, который способствует формированию на западе Индийского океана в период северного лета мощного, не имеющего аналогов, меридионального воздушного течения. Линии тока и изотахи на карте  $AT_{850}$  наглядно иллюстрируют органическую связь юго-восточных ветров пассата ЮП с почти строго южным переносом над экватором в течении Финдлейтера и мощным юго-западным течением в циркуляции летнего индийского муссона над Аравийским морем и Индостаном.

Кроме бассейна Индийского океана перетекание юго-восточного пассата в Северное полушарие и превращение его в муссонный поток хорошо прослеживается в восточной Атлантике и над акваторией Гвинейского залива, но этот процесс значительно слабее экваториального течения над Индийским океаном. Средние скорости юго-западных ветров в западно-африканском муссоне не превышают 2 – 4 м/с. Это течение с вертикальной мощностью не более 2,5 – 3,0 км формируется за счет воздушных масс, циркулирующих в системе южноатлантического антициклона.

В западном полушарии, в связи с своеобразным распределением суши и моря по отношению к экватору, в июле, за исключением побережья Колумбии и приэкваториальных районов Южной Америки, вторая (зимняя) ветвь экваториальной ложбины отсутствует, и муссонная циркуляция не получает своего развития.

Кроме отмеченных центров действия тропической атмосферы и формируемых ими воздушных течений на июльской карте линий тока для поверхности 850 гПа, отчетливо проявляется наиболее важное звено тропической циркуляции – внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), разграничивающая ветровые системы Северного и Южного полушарий, которая является важным фактором погоды и климата в тропиках, а с ее сезонной миграцией связано распределение осадков. ВЗК располагается в СП вблизи 8 – 10° с.ш. над Атлантикой и Тихим океаном и представляет собой область сходимости масс морского тропического воздуха в пассатных циркуляциях обоих полушарий.

На поверхности 700 гПа в июле в целом сохраняется картина атмосферной циркуляции, рассмотренной для поверхности 850 гПа. Несколько возрастают скорости восточного (пассатного) переноса. ВЗК хорошо выражена и почти во всех регионах приблизилась к экватору на 3 – 7° широты.

В средней тропосфере ( $AT_{500}$ ) в июле картина атмосферной циркуляции в тропиках существенно отличается от нижнетропосферной. В первую очередь резко уменьшилась интенсивность и сократилась площадь распространения циркуляции тропических муссонов. Только в центре Индийского океана (вблизи экватора в ЮП) и над Индостаном сохраняются два центра действия с циклонической циркуляцией, поддерживающие сильно ослабленный юго-западный муссонный поток над южной частью Аравийского моря, Индостаном и Бенгальским заливом. Кроме циклонического вихря над севером Индостана в июле на  $AT_{500}$  в Северном (летнем) полушарии появляются высотный севе-

роафриканский антициклон, антициклон над севером Аравии и Персидским заливом и антициклон над Тибетом, связанный с термическим влиянием гор. На  $AT_{500}$  оси субтропических поясов высокого давления продолжают смещаться к экватору (как и на  $AT_{700}$ ). В результате этого в ЮП уже к югу от  $10^\circ$  ю.ш. наблюдаются западные ветры субтропиков, представляющие собой окраину общепланетарного западного переноса умеренных широт. В СП западные ветры наблюдаются только к северу от  $30^\circ$  с.ш. Интенсивность восточного переноса в тропиках в средней тропосфере несколько ослабла по сравнению с нижней тропосферой, где скорость пассатов достигала 8 – 10 м/с, а сама область восточных ветров в средней тропосфере почти полностью сместилась в летнее (Северное) полушарие. Лишь в районе Восточной Атлантики между  $10$  и  $20^\circ$  с.ш. скорость восточного ветра на  $AT_{500}$  возросла до 10 – 12 м/с.

Перестройка АЦ в тропиках, начавшаяся в средней тропосфере, полностью завершается в верхней тропосфере. Так, на  $AT_{200}$  в июле уже нет центров с циклонической циркуляцией, отмечаются лишь пояса высокого давления. К северу от осей субтропических максимумов в каждом полушарии наблюдаются западные ветры, в системе которых в зимнем (Южном) полушарии вдоль  $25^\circ$  ю.ш. на  $AT_{200}$  сформировалось субтропическое струйное течение (ССТ) со скоростями 30 – 50 м/с. В Северном (летнем) полушарии отдельные очаги заметно ослабленного ССТ наблюдаются только над Средней Азией, вдоль  $40$  –  $45^\circ$  с.ш. В самой тропической зоне, заключенной между осями субтропических максимумов в верхней тропосфере наблюдается устойчивый восточный перенос. К числу интересных особенностей пояса восточных ветров относится существование в нем подвижных атмосферных возмущений под названием восточных волн Янаи-Маруямы.

Кроме того, на всем протяжении тропической зоны в июле на  $AT_{200}$  наблюдается интенсивное перетекание воздушных масс из летнего (Северного) полушария в зимнее (Южное). Отметим, что в нижней тропосфере направление потоков противоположное и их интенсивность в 2 – 3 раза слабее, чем в верхней тропосфере. Благодаря кроссэкваториальным потокам происходит обмен моментом количества движения, теплом и влагой между полушариями. Причем на участках активного межполушарного обмена наблюдается усиление скорости среднего ветра (до 40 – 60 м/с) в субтропическом струйном течении Северного и Южного полушарий.

Восточный перенос в верхней тропосфере тропиков является характерной особенностью, главным образом, для районов с муссонной циркуляцией. Над тропическими акваториями Атлантического и Тихого океанов восточный перенос в верхней тропосфере заменяется западными ветрами. Причиной тому служит существование центрально-тихоокеанской и центрально-атлантической верхнетропосферных ложбин. Наибольшее развитие западные ветры получают в передней части этих ложбин, где их скорости порой достигают скорости струйного течения (СТ).

В нижней стратосфере ( $AT_{50}$ ) в июле имеется только один пояс высокого давления, состоящий из трех высотных антициклонов, расположенных вдоль  $10^\circ$  ю.ш. над Тихим, Индийским и Атлантическим океанами. В сочетании с летним стратосферным полярным антициклоном в СП эти субтропические антициклоны формируют стратосферное восточное СТ с максимальными скоростями вдоль  $20 - 25^\circ$  с.ш. В ЮП (зимнем) к югу от  $10^\circ$  ю.ш. стратосферные субтропические антициклоны вместе с зимним циклоном над Антарктидой способствуют усилению западных ветров, максимум скоростей которых находится на краю полярной ночи, вблизи Южного полярного круга.

## **2.7. Замкнутые вихри, солитоны и модоны.**

### **Блокирующие антициклоны. Планетарные волны**

В монографии «Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере» (1988) при анализе структуры и динамики ОЦА отмечается, что в определенных условиях отдельные части картины полусферной циркуляции способны принимать конфигурации, в которых поток становится эквивалентно-баротропным, а контуры абсолютного вихря располагаются так, что перенос потенциального вихря и тенденции геопотенциала бывают незначительными. В полярных районах, где  $\beta$ -эффект не играет существенной роли, а средний зональный поток и бароклинность обычно бывают довольно слабыми, замкнутые циклонические и антициклонические вихри часто принимают устойчивую конфигурацию. Такие системы обуславливают высокие значения корреляций с одно-, двух- и трехдневными сдвигами, наблюдаемые в поле геопотенциала над Арктикой, и большой вклад низкочастотных флуктуаций в общую изменчивость в данном районе.

В средних широтах для возникновения таких устойчивых, долгоживущих конфигураций потока требуются более специфичные ус-

ловия. Подобные условия наиболее часто реализуются над восточными частями океанов, где климатический зональный поток и бароклинность наиболее слабые, а амплитуды нестационарных возмущений достаточно велики для того, чтобы даже в поясе сильных западных ветров часто наблюдались замкнутые вихри. В этих широтах такие долгоживущие структуры часто обладают дипольной компонентой, когда антициклон в высоких широтах появляется в паре с циклоном в более низких широтах. Эти дипольные структуры обычно сравнивают с конфигурациями идеализированного потока, называемыми солитонами и модонами (Крупномасштабные ..., 1988).

Другой подход в квантовой динамике атмосферы, который можно назвать корпускулярным, был развит в исследованиях устойчивых структур типа солитонов или модонов, которые являются особыми локализованными решениями нелинейных уравнений динамики. Каждый из двух механизмов, описываемых этими уравнениями, – нелинейное взаимодействие и линейная дисперсия – могут разрушить любую локальную структуру. Взятые вместе, однако, они могут компенсировать друг друга и сохранять некоторые структуры. В динамике атмосферы линейная дисперсия возникает как эффект волн Россби в среднем потоке, а нелинейность связана с адвекцией.

Как следует из этой работы, Лонг нашел решение в виде солитона для  $\beta$ -канала, а Бенни, используя теорию возмущений, вывел уравнение Кортевега-де Фриза для волн Россби. Солитоны являются точными решениями этого уравнения, которое представляет собой лишь аппроксимацию баротропного уравнения вихря и при слабых дисперсии и нелинейности справедливо только формально. Уравнение Кортевега-де Фриза (или его модификация) описывает зависимость только от одной пространственной переменной, которая в рассматриваемых работах является долготой. Зависимость от широты определяется через ограничения, налагаемые на граничные условия. Редекopf более детально развил теорию солитонов Россби.

Другой возможный тип локализованного решения баротропного уравнения вихря был получен Стерном. Его моденное решение представляет собой диполь, заключенный в круг, который является стационарным по отношению к однородному зональному потоку. Модоны являются скорее точными, чем приближенными решениями, но им свойственны разрывы на граничной окружности. Ларичев и Резник обобщили модоны Стерна и увеличили гладкость на границе, добавив внешнее решение, которое вследствие быстрого за-



тухания сохраняет локальный характер модона. Такие модоны движутся по отношению к однородному зональному потоку. Дальнейшие обобщения модонов для эквивалентно-баротропного и бароклинного случаев выполнены в работе, где показано, что, построив один раз дипольный модон, к нему можно добавлять различные монополярные «райдеры». Маквильямс установил приблизительное соответствие между параметрами эквивалентно-баротропного модона и характеристиками дипольного атмосферного блока, наблюдавшегося в Северной Атлантике в январе 1963 г.

Если структуры типа модона использовать при моделировании климата и погоды, то вопрос о требующемся для этого разрешении приобретает значительный интерес. Как известно, недостаток конечно-разностных методов состоит в искажении линейной дисперсии, приводящем к ошибке в значении групповой скорости распространения волновых потоков.

При спектральном представлении, соответствующем пяти интервалам сетки на диаметр модона, скорость уменьшилась только на 15 %. Глобально-спектральный модем даже при низком разрешении, при ромбоидальном усечении до волновой частоты 15, способен воспроизводить структуру атмосферных блоков.

В последние годы усилилась роль блокирующих ситуаций как зимой, так и летом, определяющих погодные условия обширных регионов. Модельные численные эксперименты выделяют определенные равновесные состояния в ОЦА. Так, в МОЦА Чарни-Девора было получено два «режима глобальной циркуляции» – «*зональный поток*» и «*блокирование*». Качание индекса цикла в атмосфере (обыкновенная разность средних по широтам  $45^\circ$  и  $55^\circ$  СП значений давления на уровне моря) происходит в диапазоне времени от недель до месяцев. Из наблюдений известно, что зональный планетарный поток означает для Европы прохождение семейства атлантических циклонов, приносящих облачность, осадки, атмосферные фронты внутри воздушных масс, ветер и т.д. Предсказуемость погодных условий в такой ситуации низка ввиду того, что основным механизмом циклонической активности считается бароклинная неустойчивость.

В отличие от этого, блокирующая ситуация означает, как правило, ясную погоду, холодную зимой и теплую летом, устойчивую на протяжении от нескольких дней до месяца (иногда и более). Блокирующая ситуация носит черты баротропного процесса, распространяемого до уровня тропопаузы умеренных широт. В начальный пери-

од исследований предполагалось, что блокинг и порождается в результате баротропной неустойчивости основного западного потока (сдвиг ветра по горизонтали). Однако впоследствии стала преобладать точка зрения сильного нелинейного взаимодействия следующих атмосферных движений: *квазистационарные планетарные волны* (зональные волновые числа  $m = 1 \div 4$ ), природа которых коренится во внешнем форсинге: температурный контраст *экватор – полюс*, распределение материков и океанов, горных хребтов и источников стоков тепла); *медленные планетарные волны* ( $m = 5 \div 10$ ), внутренняя природа – в бароклинной неустойчивости основного потока, и *быстрые волны* умеренных широт (синоптические вихри  $m > 10$ ), природа – в возмущениях сильно бароклинно неустойчивых фронтальных поверхностей. Ультрадлинные стационарные и длинные медленные планетарные волны, получившие название волн Россби как *центров действия атмосферы* (перманентных и сезонных), так и возникающих пространственно сопряженных «качелей» – *дальних связей*.

### ***Критерии блокирования***

В работе (Шакина, Иванова, Бирман, Скриптунова, 2011) рассмотрен широкий спектр вопросов, связанных с механизмами возникновения и поддержания блокирующих антициклонов, их прогноза и климатологии. Особое внимание уделено анализу погодных условий аномально жаркого и сухого лета 2010 г. Рассмотрим основные положения этой обобщающей работы.

Блокирующими называются высокие стабилизировавшиеся антициклоны, нарушающие общий западный перенос в средних широтах. Традиционно такие антициклоны определялись как область больших высот поверхности 500 гПа. Количественный критерий наличия и интенсивности блокирования был предложен в работе (Rex, 1950). Блокирование определялось следующим образом. Градиенты геопотенциальных высот  $z$  поверхности 500 гПа рассчитывались по каждой долготе (на географической сетке  $4 \times 4^\circ$ ) для параллелей 50 и  $70^\circ$  с.ш. и их окрестностей ( $\pm 4^\circ$  с.ш.):

$$G(50) = \frac{z(\varphi_0) - z(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_1}, \quad (2.10)$$

$$G(70) = \frac{z(\varphi_n) - z(\varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0}, \quad (2.11)$$

где  $\varphi_0=60^\circ+\Delta$ ;  $\varphi_n=80^\circ+\Delta$ ;  $\varphi_s=40^\circ+\Delta$ ;  $\Delta = -4; 0; 4^\circ$  с.ш. На конкретной долготе в конкретный срок определялось наличие блокирования, если хотя бы при одном значении  $\Delta$  выполнялись следующие условия:

$$G(50) > 0, \quad (2.12)$$

$$G(70) < -10 \text{ м /1 град. широты.} \quad (2.13)$$

Условие (2.13) означает, что к северу от блокирующего антициклона должен существовать заметный западный поток (не менее 8 м/с).

В качестве количественной характеристики интенсивности блокирования в работе (Мохов, 2006) предложено так называемое действие

$$S = \int I(t)L^2(t)dt. \quad (2.14)$$

Здесь интегрирование выполняется в пределах от 0 до  $\tau$ , где  $\tau$  – время жизни блокинга;  $I$  – перепад давления между центром и периферией,  $L$  – линейный размер блокинга.

В работе (Шакина и др., 2011) рассмотрены механизмы возникновения и поддержания блокинга. Согласно теории, появление блокинга связывается с динамикой длинных волн типа Россби и рассматривается как результат их нелинейной неустойчивости и опрокидывания. При этом происходит интенсивное взаимодействие растущей волны с движениями других масштабов. В зависимости от запасов энергии, которая может быть передана растущей волне, ее нелинейное развитие может приводить к установлению одного из следующих нелинейных режимов:

1. Режим стационарных волн. В потоке формируются гребни и ложбины, оси которых ориентированы меридионально либо под углом к меридиану; они сохраняются продолжительное время без изменения амплитуды, формы и длины волны.
2. Режим *vacillation* («мерцаний» или пульсирования); это также регулярный режим, однако гребни и ложбины испытывают медленные периодические изменения; это либо изменения амплитуды волн, либо изменения их ориентации, либо изменение волнового числа.
3. Нерегулярный режим турбулизации.

Блокинг лета 2010 г. имел некоторые признаки «мерцания амплитуды»: после периода некоторого ослабления в начале августа наступило его новое усиление.

В сборнике докладов «Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года» (2011) рассмотрены причины возникновения экстремальной ситуации лета 2010 г. Основной причиной аномально высокой температуры воздуха и засухи лета 2010 г. явилось установление над территорией Евразии мощного высокого (более 16 км) блокирующего антициклона. Антициклоны со временем жизни от 5 до 7 суток наблюдаются в атмосфере регулярно. Повторяемость блокирующих антициклонов со временем жизни более 15 суток составляет около одного процента. Обычно через несколько суток антициклон ослабевает, а затем разрушается и распадается, в результате чего в средней тропосфере восстанавливается характерный для умеренных широт западно-восточный перенос.

Летом 2010 г. блокирующий антициклон на территории Евразии сохранялся около 50 суток. Причины, главным образом, обусловлены нехарактерными для атмосферы процессами передачи энергии от волн синоптического масштаба длинным (до 10 000 км) волнам, опрокидыванием волн Россби, формированием очагов положительных аномалий температуры поверхности в Северной Атлантике (в районах Гольфстрима и Лабрадорского течения) и Арктическом бассейне, а также явлением Ла-Нинья (охлаждением поверхности экваториальных вод в Тихом океане). Значительный вклад в формирование блокирования связан с переносом жаркого, обезвоженного воздуха из районов Средней Азии (юго-восточный перенос) и Сахары (юго-западный перенос). Доля глобального потепления климата в температурных аномалиях лета 2010 г. невелика и не превышает 20%. Основное влияние глобального потепления на ЦА обусловлено тем, что температура в высоких широтах растет быстрее, чем в низких. Уменьшается градиент экватор-полюс, что в соответствии с законами динамики атмосферы приводит к ослаблению зонального (западно-восточного) переноса воздушных масс и увеличению повторяемости меридиональных процессов. В летние месяцы 2010 г. меридиональная циркуляция была усилена явлением Ла-Нинья. Процессы стационарирования антициклонов не связаны с геофизическими факторами.

## **2.8. Влияние циркуляционных систем на региональные изменения климата**

Согласно исследованию (Дзюба, 2009), положительной фазе САК соответствует повышенная повторяемость отрицательных ано-

маний давления в субполярной Атлантике и, как следствие, усиленная циклоническая завихренность атмосферы в районе Исландии. Поток тепла от океана в атмосферу увеличивается. Количество облачности изменяется в противофазе с атмосферным давлением. Радиационное воздействие облаков приводит к повышению температуры воздуха над океаном, особенно в зимнее время года. В субтропических широтах при положительной фазе САК преобладает частота появления положительных аномалий давления. Барический градиент между субтропическими и субполярными широтами увеличивается. Преобладающая в зоне от субтропиков до заполярных широт западная составляющая переноса в тропосфере усиливается. Сопутствующими циклонами и фронтальными системами доставляется большее количество теплого и влажного воздуха из Атлантики в приполярные широты Евразии, преобладающие приращения ПТВ которой имеют положительный знак. С продвижением на восток атлантические воздушные массы, отдавая тепло и влагу, постепенно меняют свои характеристики. Поэтому рассмотренный механизм характерен лишь для западной части приполярной зоны СП ( $65\text{--}75^\circ$  с.ш.,  $60^\circ$  з.д. –  $110^\circ$  в.д. в период 1900–2005 гг.).

При отрицательной фазе САК наблюдается обратное межширотное распределение изменений атмосферного давления, облачности, интенсивности теплообмена океана с атмосферой и зональной циркуляции. В результате повторяемость отрицательных межгодовых приращений ПТВ западной приполярной зоны увеличивается – наблюдается уменьшение ПТВ.

Предлагаемый механизм влияния САК на температурный режим северо-западной части атлантико-евразийского региона соответствует условиям сохранения абсолютной завихренности в атмосфере и динамического равновесия системы оболочек Земли с учетом колебательных процессов в них согласно решению вириального уравнения для атмосферы и океана (Ферронские, 2007).

Рассмотренный механизм эволюции ПТВ атлантико-евразийской части приполярной зоны на протяжении 105 лет является статистически обеспеченным.

Колебательный характер описанного механизма может обуславливаться отрицательной климатической связью в Северной Атлантике. При положительной фазе САК в субполярной Атлантике из-за увеличения циклоничности, скорости приземного ветра и теплоотдачи океана атмосфере ПТВ понижается. Это приводит к уменьшению

повышения температуры воздуха, интенсивности взаимодействия и, как следствие, числа отрицательных аномалий атмосферного давления, значение САК уменьшается, интенсивность западно-восточного переноса в атмосфере уменьшается. В результате в северо-западную часть Евразии доставляется меньшее количество атлантических воздушных масс, к тому же имеющих более низкую температуру. Возможно, так реализуется атлантическое внутривековое (65–75 лет) колебание, во время которого отмечались положительные аномалии температуры морской поверхности приблизительно с 1860 по 1880 и с 1930 по 1960 гг. и отрицательные – с 1905 по 1925 и с 1970 по 1990 гг. в диапазоне порядка  $0,4^{\circ}\text{C}$ . В этом случае Северная Атлантика является регулятором амплитуды и продолжительности наблюдаемых направленных изменений ПТВ в западной части приполярной зоны.

Согласно (Бардин, 2005), в зимнее время года САК обеспечивает от 30 до 50% изменчивости поля атмосферного давления над Европой и западной частью Евразии. Авторами этой работы показано, что положительная фаза САК, преобладающая в последние десятилетия, сопровождается не только статистически значимо повышенной повторяемостью циклонов в Северной Атлантике (между  $55$  и  $75^{\circ}$  с.ш.) и юго-восточной части Среднеземноморского региона, но и их интенсификацией. При этом в умеренных широтах Северной Атлантики (между  $35$  и  $55^{\circ}$  с.ш.) и над большей частью Европы повторяемость (но не интенсивность) циклонов меньше в положительной фазе. Повторяемость антициклонов при интенсивной фазе САК максимально возрастает в субтропическом круговороте между  $30$  и  $40^{\circ}$  с.ш., а глубина и площадь – в субтропиках, у европейского побережья Атлантики и над северо-восточной частью Европы (Муравьев, Куликова, Круглова, 2009).

Первые примеры использования в метеорологии интегральных индексов, распространяемых на целое полушарие, принадлежат К.Г. Россби и Е.Н. Блиновой. Средняя в поясе широт относительная угловая скорость вращения атмосферы называется в отечественной литературе «индекс Блиновой». В спектральной плотности колебаний индекса циркуляции (ИЦ) Блиновой отмечается острый максимум на 12 сут. При этом сам процесс изменений данного индекса рассматривается не как стационарный, а как периодический случайный процесс, обладающий хорошо выраженным годовым ходом. Глобальные колебания с периодом от недели до месяцев представляются как «наиболее интересные для целей долгосрочного прогноза погоды».

Индексы циркуляции атмосферы можно рассматривать в рамках теории низкочастотной изменчивости атмосферы и предложенной в начале 1980-х гг. концепции режимов погоды.

В настоящее время условно принято, что диапазон низких частот в ОЦА охватывает колебания за пределами синоптической изменчивости. Ранее в работе (Blackman, 1976) к низкочастотному диапазону были отнесены все колебания с типичным периодом, превышающим 10 сут. Позже этот диапазон был подразделен на два: в первый отнесены колебания между одной неделей и месяцем, во второй – все колебания с месячным разрешением. Это разделение соответствовало практике месячного и сезонного прогнозов погоды, принципиальное различие которых заключается в следующем. Если в месячном прогнозе важны как начальные данные, так и граничные условия, то в сезонном основными факторами представляются граничные условия, в то время как начальные условия перестают играть решающую роль. В первом случае на прогностическом интервале может смениться лишь наибольшее количество крупномасштабных процессов и явлений: прогнозу подлежат фазы процессов, что представляет собой основную и трудную задачу для современного моделирования. Для сезонного прогноза количество режимов может оказаться достаточным, чтобы давать прогноз статистических характеристик регионов: частоты, ожидаемой продолжительности, интенсивности, вероятности переходов.

Концепция режима погоды была сформулирована при анализе результатов численных экспериментов с бароклиной моделью Чарни, в которых на средний поток накладывались быстро осциллирующие бароклинные волны. Понятие режима связывается с квазиустойчивым состоянием атмосферы, временно формирующимся в результате нелинейного взаимодействия планетарного и синоптического масштабов движений. В рамках предложенной концепции система как бы качается между режимами и, таким образом, генерирует низкочастотную изменчивость. В метеорологических работах взаимодействия этих двух масштабов движения учитываются при исследовании блокирующих ситуаций и шторм-треков. Фундаментальное понятие отрицательной вязкости в геострофической турбулентности позволяет сформулировать динамическую парадигму климатических изменений, в которых эти изменения происходят без существенного антропогенного воздействия на окружающую среду. В частности, в (Thompson, 1998) положительным трен-

дом североатлантического колебания (САК) объясняется почти половина наблюдающегося с середины 1970-х гг. потепления над Европой, Сибирью и Азией к северу от 40° с.ш.

По определению Мони́на, ОЦА как составная часть климата является статистическим ансамблем крупномасштабных компонентов состояния атмосферы. Понятие режима погоды с нерегулярными моментами наступления и непредсказуемой продолжительностью может быть также обосновано в терминах статистического ансамбля, если к данному определению добавить некоторые уточнения (например, пространственную локализованность и баротропно-эквивалентный характер). Очевидно, что при этом ансамбль будет состоять из выборок группирующихся в хвостах распределений. Если провести грубую аналогию с маятником, то режимы – это не область около устойчивой стационарной точки, а области около точек отклонения, в которых скорость падает до нуля. При таком подходе режим погоды характеризуется крайними значениями ИЦ, а анализ экстремальных отклонений сводится к анализу выбросов случайных процессов. Очевидно, что дискретность представления ИЦ должна соответствовать синоптическому масштабу изменчивости.

В работе (Мохов, Хон, 2005) проведен анализ межгодовых и долгопериодных изменений характеристик центров действия атмосферы (ЦДА), расположенных в Северном полушарии с использованием различных эмпирических данных, относящихся к периоду с конца XIX до начала XXI вв., и результатов реанализа. Выявились значимые изменения характеристик ЦДА зимой, когда долгопериодное приповерхностное потепление наиболее значительно. Во второй половине XX в. отмечены статистически значимые тенденции интенсификации Алеутского циклона и северо-атлантических центров действия. Тенденции изменения Сибирского антициклона, полученные по разным эмпирическим данным, различаются. Отмечена статистически значимая связь характеристик северо-тихоокеанских ЦДА с явлением Эль-Ниньо / Ла-Нинья. Во время Эль-Ниньо (Ла-Нинья) происходит углубление (ослабление) и смещение на восток (запад) Алеутского циклона, а также ослабление (усиление) и смещение на юг (север) Гавайского антициклона. Отмечено, что в конце XX в. произошло усиление корреляционной связи характеристик северо-тихоокеанских ЦДА с температурой поверхности океана в области формирования Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Вейвлет-анализ показал, что к



концу XX в. усилилась характерная для Эль-Ниньо 4 – 6-летняя цикличность Алеутского и Гавайского центров действия.

ЦДА представляют собой крупномасштабные структурные образования земной климатической системы и проявляются в виде квазипостоянных субтропических антициклонических и субполярных циклонических образований над океаном, а также сезонных образований над континентами. Зимой в тропосфере Северного полушария (СП) отмечаются океанические Исландский и Алеутский минимумы в поле давления на уровне моря (циклоны), Азорский и Гавайский максимумы в поле давления на уровне моря (антициклоны), а также континентальные Сибирский и Канадский антициклоны.

ЦДА характеризуют состояние общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и климатической системы в целом. С их вариациями связано проявление большой зональности или меридиональности циркуляции атмосферы, степени циклоничности или антициклоничности атмосферных режимов. С ЦДА связаны существенные региональные особенности, а также процессы глобального масштаба. Индекс Северо-Атлантического колебания (САК), который является главной модой зимней междесятилетней изменчивости атмосферной циркуляции СП, непосредственно определяется характеристиками Исландского циклона и Азорского антициклона. В вариациях характеристик ЦДА должны проявляться и такие явления, как Эль-Ниньо – Южное колебание, которое является важнейшим компонентом межгодовой изменчивости глобального климата.

Глобальные антропогенные климатические изменения, влияющие на вихревую активность в атмосфере, проявляются и в характеристиках ЦДА. Значительное приповерхностное потепление в последние десятилетия отмечено для зимнего сезона в северной Азии в зоне влияния Сибирского антициклона. Существенные аномалии приповерхностной температуры в северной части Северной Америки связаны с характеристиками Алеутского циклона.

Режимы формирования ЦДА в работах К. Россби и Е.Н. Блиновой исследовались с использованием волн Россби-Блиновой. Существенная часть энергии этих волн заключена в стационарной составляющей, проявляющейся в положительных и отрицательных аномалиях осредненного по времени поля давления в тропосфере. С другой стороны, ЦДА можно характеризовать как крупномасштабные структуры. Сделан вывод о том, что крупномасштабные аномалии барического поля в нижней тропосфере определяются в основ-

ном термическим фактором, хотя их локализация и интенсивность зависят и от орографического воздействия. Получены аналитические выражения для моды, вносящей основной вклад в формирование ЦДА. Модельные выражения дают возможность провести качественный анализ чувствительности характеристик ЦДА к глобальным антропогенным изменениям, вызванным изменениями содержания ПГ в атмосфере, и естественными изменениями, связанными, например, с явлениями типа Эль-Ниньо.

В работе (Зверьев, Гулев, 2007) показана роль САК в формировании полей температуры и осадков на территории Европы в XX-м в. Максимальный вклад САК в межгодовые изменения температуры и осадков наблюдается зимой. Зимой корреляции главных компонентов температуры воздуха и осадков с индексом САК высоки и статистически значимы в течение всего XX в. Они демонстрируют положительный тренд, который заметно усиливается с конца 60-х гг. Это усиление связано как с положительным трендом САК, так и с интенсификацией в последние десятилетия глобального потепления. В целом корреляции для осадков заметно выше корреляций для температуры воздуха.

В теплый период наблюдается ослабление роли САК и связанной с ним адвекции тепла и влаги в Европейский регион. В летнее время усиливается роль локальных процессов.

Выделены периоды, характеризующиеся усилением или ослаблением влияния САК на изменчивость температуры и осадков над Европой. Ослабление влияния САК может сопровождаться усилением других мод атмосферной циркуляции. Результаты данного исследования свидетельствуют о том, что механизмы формирования климата Европы и его вариаций существенно меняются во времени, и, таким образом, при моделировании и прогнозе регионального климата даже успешно работающие прогностические схемы должны подвергаться периодической ревизии и обновлению.

В работе (Газина, Соколичина, Володин, 2007) обнаружена связь между характеристиками азорского антициклона (площадь, сдвиг центра на север) и событиями Эль-Ниньо.

В процессах ОЦА существенное значение имеют три «мировых колебания» атмосферного давления, открытые Г. Уокером. Это североатлантическое (NAO), северотихоокеанское (NPO) и южное (SO) колебания. Каждое из них является результатом длительных изменений атмосферного давления в соответствующих субтропиче-

ских антициклонах, рассматриваемых как квазистационарные барические образования или центры действия атмосферы (Вершовский, Кондратович).

Согласно анализу уравнения тенденции вертикальной составляющей вихря скорости, выполненному Л.Т. Матвеевым (Матвеев, 2000), существенный вклад в эволюцию атмосферных вихрей вносят термическая адвекция и характер меридионального смещения вихря.

Циклонические вихри в средней тропосфере усиливаются при адвекции холода и смещении вихря в более низкие широты. Развитию антициклонических вихрей способствует адвекция тепла и смещение в более высокие широты. Справедливость этих выводов была подтверждена практикой синоптического анализа атмосферных процессов во временном масштабе нескольких дней.

Делаются попытки выявить зависимость между изменением интенсивности ЦДА и колебаниями скорости вращения Земли. Согласно исследованиям Н.С. Сидоренкова и В. Старра, смещение воздушных масс по направлению от экватора к полюсам в периоды замедляющегося вращения Земли обеспечивает сохранение суммарного углового момента системы Земля – атмосфера.

Н.С. Сидоренков обнаружил корреляцию многолетних вариаций скорости вращения земли с изменениями характера атмосферной циркуляции: эпох атмосферной циркуляции, климатических характеристик и индексов (Сидоренков, 2004).

В статье (Попова, Шмакин, 2006) показано, что в целом за период 1951–2004 гг. наибольшая доля вариаций средней за зиму температуры объясняется изменениями механизма блокировки зонального переноса, описываемого индексом SCAND, в то время как индекс САК занимает второе место по вкладу в вариации температуры. Современное потепление с середины 1970-х гг. связано с усилением зонального переноса при положительной фазе индекса САК, который в этот период играл основную роль в колебаниях температуры. До середины 1970-х гг. вариации температуры зимой главным образом объяснялись изменениями индекса SCAND. Смена лидирующей роли этих циркуляционных механизмов совпадает с переходом режимов циркуляции нижней стратосферы от слабого циркуляционного вихря к сильному.

В последние десятилетия увеличилась повторяемость крупномасштабных положительных аномалий приземной температуры воздуха из-за усиления циклонической активности в высоких широтах

Евразии, связанной с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции, которые отражаются в ряде показателей, в частности, в колебаниях индекса САК.

Колебаниями NAO объясняется только 32% изменчивости средней по территории России температуры воздуха в зимние месяцы.

В работе (Нестеров, 2009) отмечается, что низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе характеризуется связанными колебаниями в некоторых областях. Для количественного описания этих колебаний используются индексы, которые рассчитываются, в частности, по данным о геопотенциале изобарической поверхности 700 гПа. Для атлантико-европейского региона наибольший интерес представляют индексы: NAO – североатлантическое колебание; EA – восточно-атлантическое колебание; EA/WR – колебание Восточная Атлантика – Западная Россия; SCA – скандинавское колебание; POL – колебание полярная область – Евразия.

Считается, что наибольшее влияние на погоду и климат Европы оказывает североатлантическое колебание. Одним из важных аспектов данной проблемы является связь североатлантического колебания с траекторией циклонов в Северной Атлантике.

Вместе с тем в ряде работ отмечается, что для описания изменчивости характеристик циркуляции в атлантико-европейском регионе одного индекса NAO недостаточно. В работе (Rogers, 1997) было получено, что изменчивость траекторий циклонов (шторм-трека) в Северной Атлантике в значительной степени обусловлена аномалиями давления в северо-восточной части Северной Атлантики, в то время как индекс NAO связан с широтным изменением положения шторм-трека в ее центральной части. В работе (Mailier, 2006) указывается, что индекс NAO не описывает изменчивость количества и траекторий циклонов в юго-восточной части шторм-трека. В этой же работе отмечается важная роль индексов EA, EA/WR, SCA и POL в описании изменчивости характеристик циклонов в атлантико-европейском регионе.

В работе (Franzke, Feldstein, 2005), где изучалась физическая природа изменчивости шторм-трека, делается вывод, что если индекс NAO отражает широтные изменения траекторий циклонов, то индекс EA – изменения интенсивности и количества циклонов. В работе указывается на существенное влияние океана на атмосферу в восточной части Северной Атлантики.

В данной работе особое внимание уделяется индексу северо-атлантического колебания ЕА (ВАК), индекс NAO обозначен САК.

Для изучения характеристик ВАК и сравнения их с характеристиками САК использовались значения индексов ЕА и NAO в январе за 1950–2007 гг. Из этого ряда были выбраны по 5 максимальных значений (по абсолютной величине) индексов и их разных сочетаний (табл. 2.2), при этом значение индекса по абсолютной величине условно не должно было быть меньше 0,3, а годы с максимальными значениями отдельно для NAO и ЕА (4 верхних строки таблицы) не должны были повторяться в сочетаниях индексов (4 нижних строки). Автору при этих условиях для сочетания  $NAO < 0$ ;  $EA < 0$  удалось отобрать только 3 года. На основании данных таблицы для всех случаев были построены композитные поля аномалий приземного давления ( $P_0$ ) и аномалий приземной температуры воздуха ( $T_0$ ) в атлантико-европейском регионе.

Для положительной фазы ВАК ( $EA > 0$ ) характерна обширная область отрицательной аномалии приземного давления  $P_0$ , охватывающая Северную Атлантику к северу от  $30^\circ$  с.ш. с максимумом к востоку от Ньюфаундленда. Основное отличие от положительной фазы САК ( $NAO > 0$ ) состоит в том, что для  $NAO > 0$  характерна дипольная структура аномалии давления с очагом (центром) отрицательной аномалии в исландском минимуме и очагом положительной аномалии в азорском максимуме, что вызывает усиление зонального переноса. Для обоих случаев характерна положительная аномалия  $T_0$  в Европе с наибольшими более  $3^\circ\text{C}$  в европейской части России; однако при  $EA > 0$  эта область сдвинута к востоку по сравнению с  $NAO > 0$ .

Для отрицательной фазы ВАК ( $EA < 0$ ) характерна дипольная структура аномалии  $P_0$  с центром положительной аномалии между Исландией и Великобританией и центром отрицательной аномалии в восточной части тропической Атлантики. Основное отличие от отрицательной фазы САК ( $NAO < 0$ ) с подобной дипольной структурой состоит в том, что северный центр сдвинут к юго-востоку, южный центр – к югу, и оба центра по величине менее интенсивны, чем при  $NAO < 0$ . В обоих случаях происходит усиление меридиональной циркуляции, что приводит к формированию отрицательной аномалии приземной температуры  $T_0$  в Европе с большими (по абсолютной величине) значениями (до  $-5^\circ\text{C}$ ) в центре европейской части России при  $EA < 0$ .

Анализ (Нестеров, 2009) показал, что наибольшие изменения в циркуляционном и температурном режимах в атлантико-европейском регионе возникают в случае сочетания положительной фазы САК и отрицательной фазы ВАК. Это приводит к ослаблению зональной циркуляции, характерной для  $NAO > 0$ , и сокращению области положительной аномалии  $T_0$  в Европе.

Таблица 2.2

Годы с наибольшими по абсолютной величине значениями индексов  $NAO$  и  $EA$  в январе за период 1950–2007 гг.

Индекс	Год	Средние значения индексов	
		$NAO$	$EA$
$NAO > 0$	1974, 1983, 1984, 1993, 2005	1,54	
$NAO < 0$	1955, 1963, 1966, 1970, 1985	-1,76	
$EA > 0$	1970, 1971, 2001, 2002, 2007		1,92
$EA < 0$	1950, 1953, 1963, 1968, 1976		-1,75
$NAO > 0; EA > 0$	1988, 1989, 1990, 1991, 1994	1,03	1,07
$NAO < 0; EA < 0$	1958, 1969, 1980	-0,71	-0,64
$NAO > 0; EA < 0$	1952, 1954, 1981, 2000, 2006	0,71	-1,18
$NAO < 0; EA > 0$	1960, 1964, 1982, 1987, 1997	-0,95	0,47

Сочетание положительных фаз САК и ВАК может приводить к повышению январских температур на западе европейской части России.

Сочетание отрицательной фазы САК с отрицательной фазой ВАК не вызывает принципиальных изменений в распределении аномалий давления в Северной Атлантике, а при сочетании  $NAO < 0$  с положительной фазой ВАК изменяется положение границы между аномалиями давления. В обоих случаях отрицательные аномалии  $T_0$  в Европе становятся меньше (по абсолютной величине).

В результате сравнения индексов ВАК и САК, а также особенностей в циркуляции атмосферы и температурном режиме атлантико-европейского региона (АЭР), связанных с различными сочетаниями индексов, выявлено:

– наибольшие изменения в циркуляционном и температурном режиме АЭР в январе возникают в случае, если на фоне положительной фазы САК развивается отрицательная фаза ВАК, что приводит к ослаблению зональной циркуляции и понижению температуры воздуха в Европе;

– наиболее длительное различие в индексах ЕА и NAO за 1950–2007 гг. наблюдалось в 1996–2007 гг., когда индекс ЕА существенно превосходил индекс NAO. Причина данного явления заключается в изменении характеристик циклогенеза и траекторий циклонов в Северной Атлантике, в частности, в сдвиге к северу траектории циклонов, смещающихся из Северной Атлантики на Европу, что привело к повышению температуры в Скандинавии и на Кольском полуострове в 1996–2007 гг. по сравнению с 1984 – 1995 гг.

– одной из причин аномально теплой зимы в Европе 2006/07 г. также является сдвиг к северу траектории циклонов в апреле 2006 г. – марте 2007 г., что проявилось прежде всего в усилении положительной фазы ВАК, которое, в свою очередь, могло быть связано с развитием в этот период явления Эль-Ниньо. Отмечено, что аномально теплой зиме в Европе предшествовало усиление потоков тепла из океана в атмосферу в западной части Северной Атлантики в ноябре–декабре 2006 г.

### ГЛАВА III. ЭНЕРГЕТИКА АТМОСФЕРЫ

Энергетика атмосферы является составной частью энергетики климатической системы (КС), состоящей из пяти взаимодействующих друг с другом компонентов – океана, атмосферы, литосферы, криосферы и биосферы. В КС осуществляется пять планетарных круговоротов (циклов): влаги, тепла, импульса, газов и солей, связанных между собой.

Рассмотрим особенности формирования глобального теплообмена в КС, следуя работе (Догановский, Малинин, 2004). На верхнюю границу атмосферы поступает поток коротковолновой солнечной радиации (СР) при среднем расстоянии от Земли до Солнца, равный  $1368 \text{ Вт/м}^2$ , который принимается за 100%. Далее все виды притоков тепла в КС оцениваются в долях солнечной постоянной (рис. 3.1).

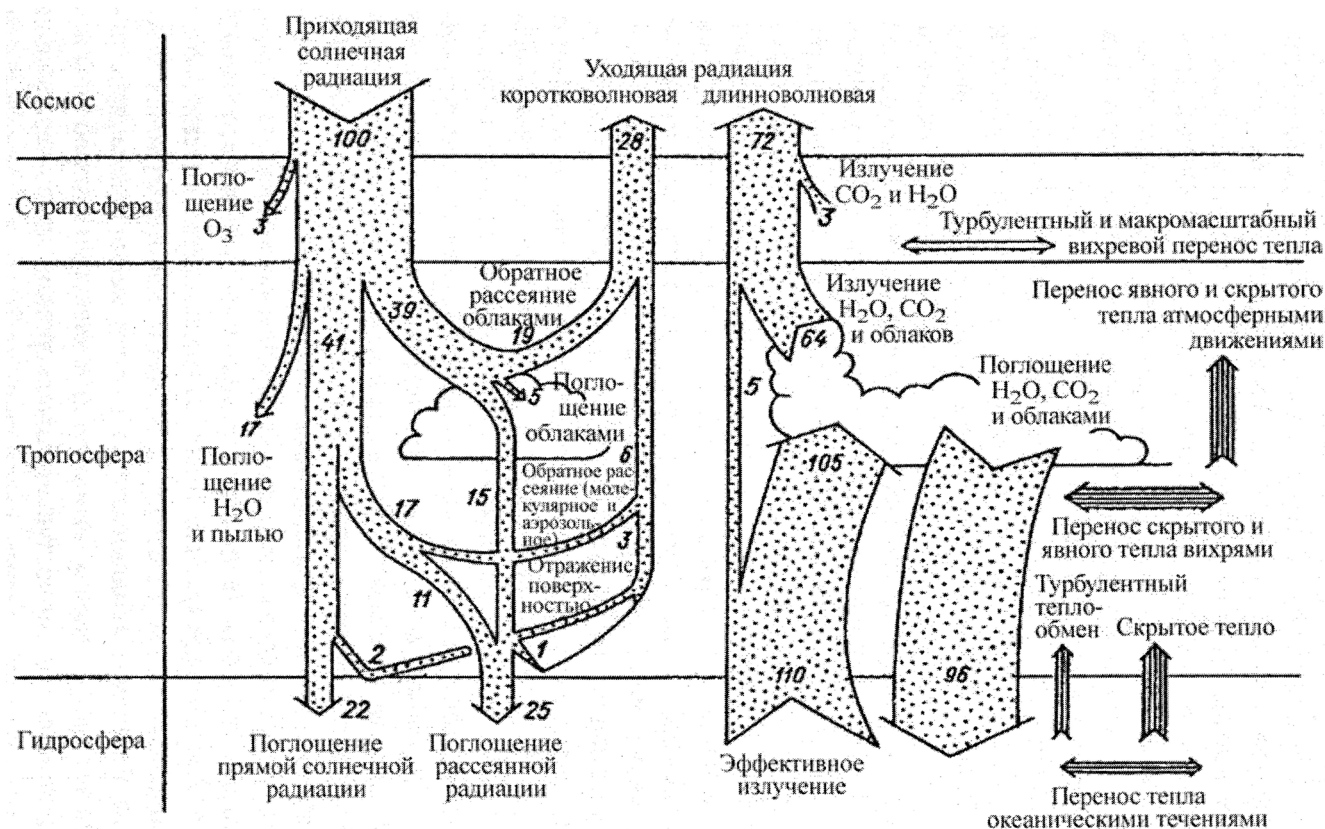


Рис. 3.1. Схема среднего годового теплового баланса климатической системы Земли

Согласно этому рисунку, 28% коротковолновой радиации отражается обратно в космическое пространство (за счет облаков – 19%, молекулярного и аэрозольного рассеяния – 6%, от подстилающей поверхности – 3%). Часть приходящей СР (25%) поглощается в атмосфере, причем 3% приходится на стратосферный озон,



17% – на водяной пар, 5% на облака. Оставшаяся часть (47%) поглощается поверхностными слоями Земли, причем почти исключительно в Мировом океане в виде потоков прямой и рассеянной радиации (масса океана в 270 раз больше массы атмосферы, теплоемкость – в 1000 раз).

В самой КС формируются потоки длинноволновой радиации, обусловленные собственным излучением океана и атмосферы. Длинноволновый поток излучения подстилающей поверхности в космическое пространство составляет 5%, а в атмосферу – 110%, причем подавляющая его часть (105%) поглощается водяным паром, углекислым газом, облаками и различными примесями. Одновременно происходит излучение атмосферы как в космос (67%), так и к земной поверхности (96%). Следовательно, суммарный длинноволновый поток радиации в космическое пространство составляет 72%, а на границе раздела Земля – атмосфера он равен 14% и направлен вверх.

На верхней границе атмосферы наблюдается баланс: сумма входящих и уходящих потоков радиации равна нулю. Для сохранения теплового равновесия на границе раздела между атмосферой и подстилающей поверхностью необходимо, чтобы от подстилающей поверхности в атмосферу передавалось 35% тепловой энергии в виде турбулентных потоков тепла и влаги (8% приходится на поток явного тепла, и 25% – на поток скрытого тепла).

### 3.1. Баланс углового момента

Рассмотрим механизм круговорота углового момента в климатической системе. Формула для расчета абсолютного углового момента единицы массы относительно земной оси имеет вид (Оорт, 1988):

$$M = \Omega a^2 \cos^2 \varphi + u a \cos \varphi , \quad (3.1)$$

где  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $a$  – средний радиус земли,  $\varphi$  – широта,  $u$  – зональная компонента скорости (с положительным направлением на восток). Первый член в правой части (3.1) называется  $\Omega$ -моментом, а второй – относительным угловым моментом.

Баланс углового момента, отнесенный к единице объема, выражается уравнением

$$\rho \frac{dM}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial \lambda} + F_\lambda a \cos \varphi , \quad (3.2)$$

где  $\rho$  – плотность,  $t$  – время,  $p$  – давление,  $\lambda$  – долгота,  $F_\lambda$  – зональная компонента силы трения (с положительным направлением на восток). Согласно уравнению (3.2), скорость изменения абсолютного углового момента, отнесенного к единице объема, балансируется суммой сил давления и трения, действующих на объем.

После интегрирования (3.2) по вертикальному столбу атмосферы над единичной площадкой правая часть распадается на два члена: первый описывает сопротивление, создаваемое горами, второй – трением, то есть описывается взаимодействие с подстилающей поверхностью. После интегрирования уравнения (3.2) по всему зональному кольцу, заключенного между широтами  $y_1$  и  $y_2$ , оно примет вид:

$$\int \rho \frac{dM}{dt} dV = P + \tau, \quad (3.3)$$

где интегрирование проводится по всему объему атмосферы, расположенной в кольце. В (3.3) член  $P$ , описывающий сопротивление, создаваемое горами, можно представить в виде

$$P = \int_0^{y_2} \int_{y_1} \sum_i (P_E^i - P_W^i) a \cos \varphi dy dz, \quad (3.4a)$$

а сопротивление за счет трения в виде

$$\tau = \int_{y_1}^{y_2} \int_0^{2\pi} \tau_0 a \cos \varphi dx dy. \quad (3.4b)$$

В (3.4a), (3.4b)  $(P_E^i - P_W^i)$  – разность давления на восточных и западных склонах  $i$ -ой горы,  $\tau_0$  – напряжение на поверхности. Уравнение (3.3) при замене полной производной частной примет вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \rho M dV = \int \rho M(y_1) v dx dz - \int \rho M(y_2) v dx dz + P + \tau, \quad (3.5)$$

где первый интеграл берется по всему объему, второй и третий по долготно-высотным сечениям на широтах  $y_1$  и  $y_2$  соответственно. Первый и второй члены в правой части (3.5) описывают обмен угловым моментом через северную и южную границу, а последние два члена – источники и стоки за счет гор и трения. Отмечается также, что, поскольку полный поток массы через широтный круг мал, основной вклад в обмен угловым моментом дает относительный угловой момент через корреляцию меридиональной компоненты скорости (с положительным направлением на север) с зональной компонентой  $u$ .

На рис. 3.2 показан наблюдаемый баланс углового момента, рассчитанный по прямым измерениям ветра в атмосфере ( $\rho[vu]a \cos \varphi$ ) и осредненный за год. Угловой момент передается от поверхности земли в тропиках и переносится вверх в ячейке Хэдли, затем движется в верх-

них слоях атмосферы к полюсу и отдается обратно Земле в средних широтах. В средних широтах Северного полушария крупномасштабные вихри осуществляют перенос к северу за счет наклона волн в направлении с юго-запада на северо-восток. В Южном полушарии перенос момента к югу формируется «наклоном» волн с юго-востока на северо-запад (рис. 3.3). В схеме, представленной на рис. 3.2, обеспечиваются следующие соотношения между компонентами ветра  $u$  и  $v$ :  $[v^*u^*]>0$  в Северном полушарии и  $[v^*u^*]<0$  в Южном (квадратные скобки означают зональное осреднение, звездочки – отклонение от зонального среднего). А.Х. Оорт отмечает, что в целом атмосферный цикл углового момента, механизм меридионального переноса углового момента от экватора к полюсам хорошо описан и понят, однако почти ничего не известно о трансформации углового момента в самой Земле.

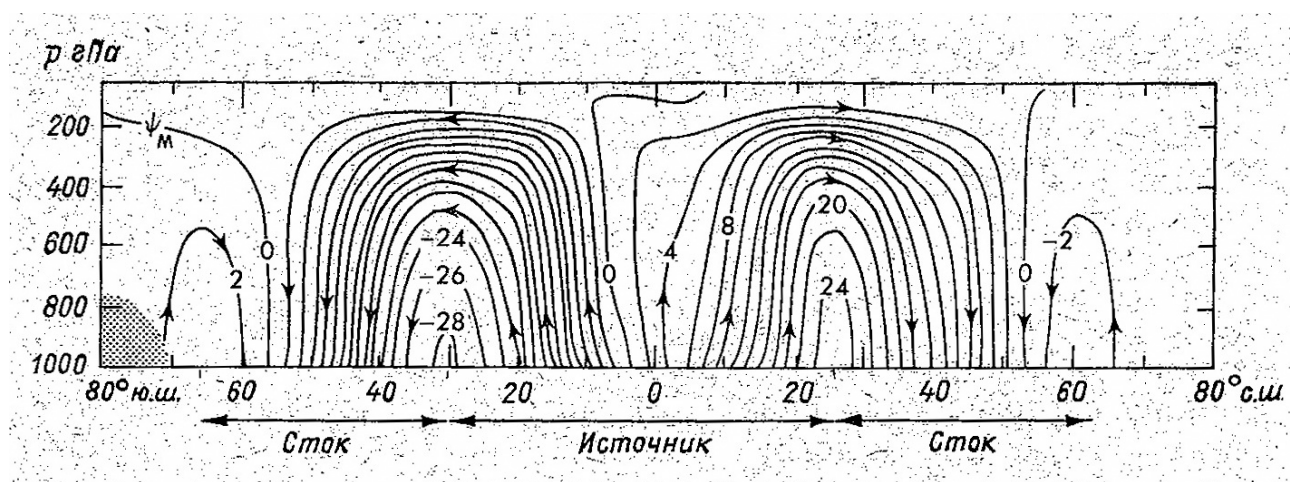


Рис. 3.2. Зональное распределение потока относительного углового момента ( $10^{18} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ) в атмосфере

Линии тока относятся к атмосферной ветви среднегодового цикла с источниками, располагающимися между  $30^\circ$  ю.ш. и  $30^\circ$  с.ш., и стоками в средних и высоких широтах.

Предполагается, что должен существовать возврат углового момента от средних широт к экватору, что может происходить либо в океане, либо в твердой земле, либо в обеих этих средах, при этом направление потока углового момента должно быть противоположным направлению потока в атмосфере.

Оценки показывают, что перенос углового момента в океане значительно слабее, чем в атмосфере, поэтому рассматривается другой механизм переноса углового момента к экватору. Типичная скорость ветра в атмосфере составляет  $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , и непосредственно наблюдаемый осредненный по вертикали и кругу широты поток углового момента к северу  $[vu]$  в средних широтах равен  $10 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ . В океане типичная скорость течения невелика – примерно  $0,01 - 0,1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , поэтому ве-

личина  $[vu]$  составляет  $0,001 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ , что в  $10^4$  раз меньше, чем для атмосферы. И, несмотря на то, что масса океана гораздо больше, чем масса атмосферы, перенос углового момента в океане все равно слабый.

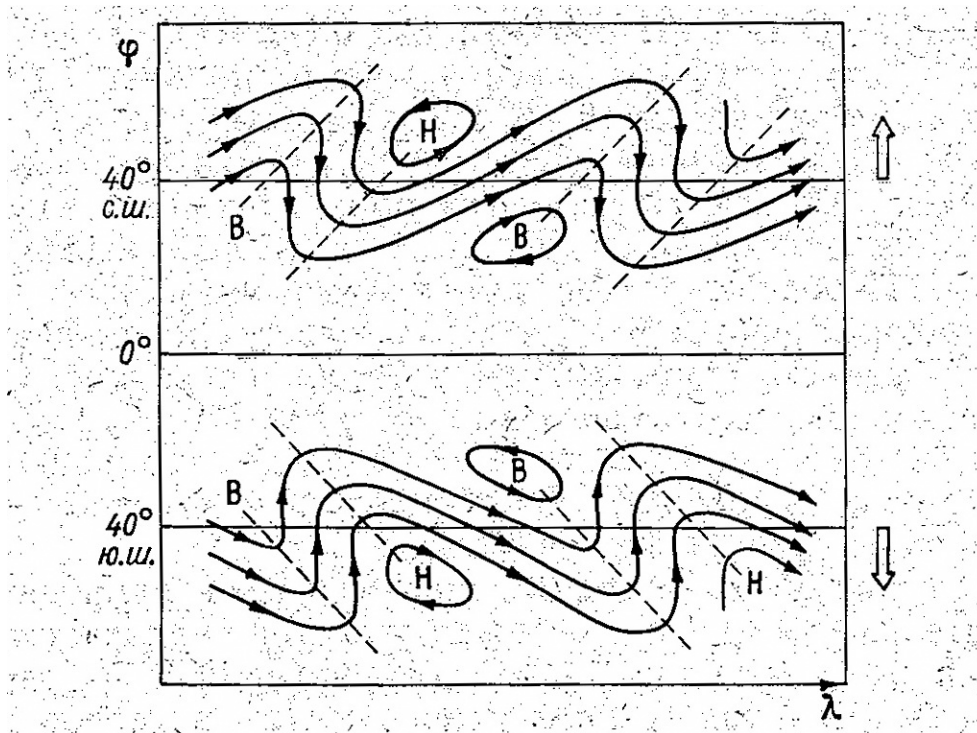


Рис. 3.3. Схематическое представление главного механизма переноса западного углового момента к полюсу квазигоризонтальными вихрями в средних широтах

Преобладающий юго-западный – северо-восточный наклон линий тока в северном полушарии и юго-восточный – северо-западный в южном порождают поток к полюсу в обоих полушариях корреляцией компонент ветра  $u$  и  $v$ .

А.Х. Оорт предлагает рассмотреть последствия того, что реальный океан переносит угловой момент только в зональном, а не в меридиональном направлении. При этом океан должен отдавать угловой момент континентам в данной широтной зоне, выступая как передаточное звено, посредник между атмосферой и континентами. Предполагается, что существуют силы, действующие на континенты со стороны океана и создаваемые подъемом или опусканием уровня вдоль границ континентов, – вполне аналогичные силам давления в атмосфере, создаваемым горами (рис. 3.4). Сила, действующая на континенты, представляется в виде:

$$G = \int_{-D}^{\eta} \int_{y_1}^{y_2} \sum_i (P_E^i - P_w^i) a \cos \varphi dy dz, \quad (3.6)$$

где интеграл вычисляется по объему океана, заключенному в широтном поясе. В формуле (3.6)  $(P_E^i - P_w^i)$  – разность придонного давления

на западном и восточном склонах  $i$ -го континента или подводной горы,  $D$  – глубина океана,  $\eta$  – уровень относительно геоида. Основной вклад в полное напряжение дает разность уровней моря на краях континентов. Разность уровней океана у западных и восточных границ континентов составляет около 50 см. В низких широтах пассаты приводят к понижению уровня у восточных берегов океанов, создавая направленную на запад силу, действующую на континенты. В средних широтах создается сила, направленная на восток в области западного атмосферного переноса.

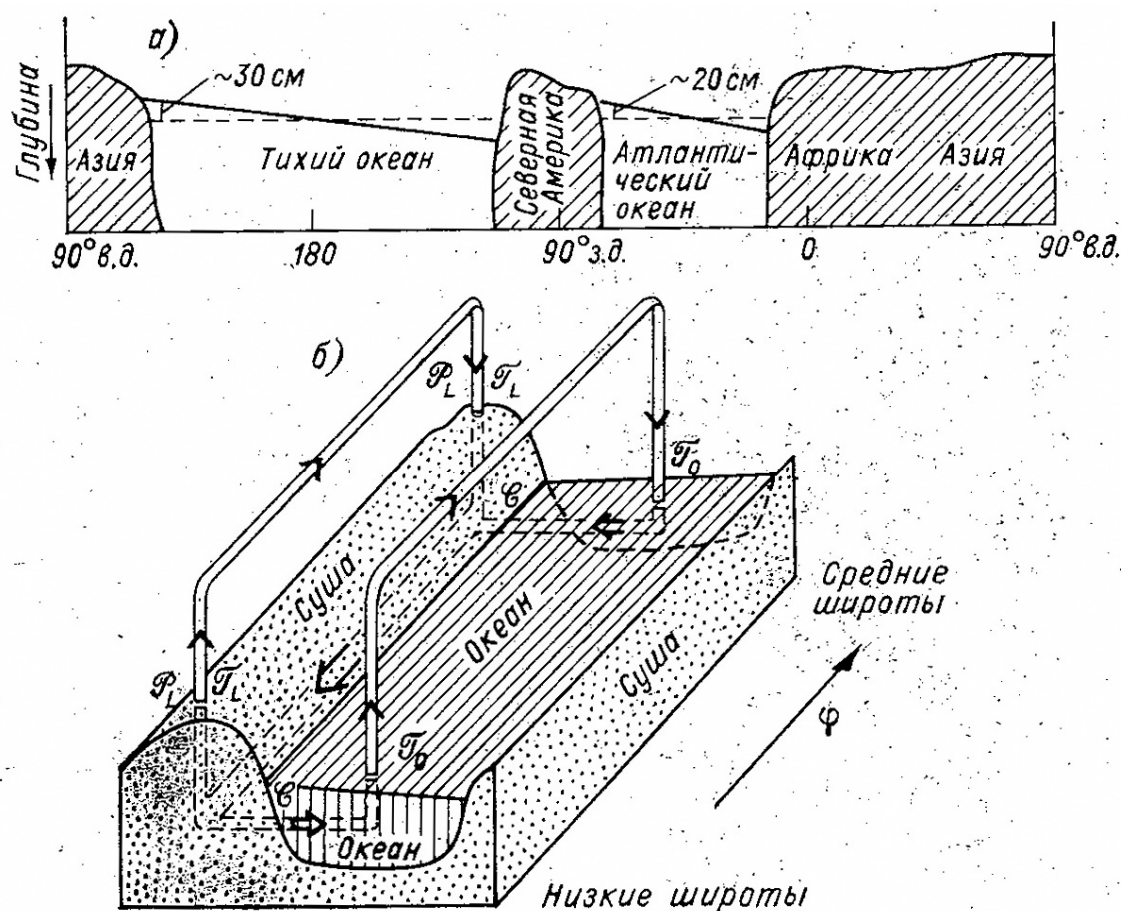


Рис. 3.4. Схематическое представление наблюдаемого зонального наклона уровня океана вдоль 25° с.ш. (разность давлений противоположного знака для континентов низких широт и средних широт создает напряжения в континентах, замыкающие глобальный баланс углового момента) (а) и цикла углового момента в системе атмосфера – океан – твердая земля (б)

Атмосферный цикл включает постоянно существующий поток западного углового момента с источниками в низких широтах, создаваемыми горами и трением над континентами и океанами. Сток углового момента осуществляется в средних и высоких широтах. Возврат углового момента к экватору должен осуществляться преимущественно в твердой Земле (названной на рисунке сушей) (Оорт, 1988).

Количественная оценка сил, действующих на континенты, показала, что главную роль играет обмен угловым моментом между океаном и континентами.

По мнению А.Х. Орта, необходимый для баланса поток углового момента от средних широт к низким формируется почти целиком в твердой Земле. Этот поток может осуществляться преимущественно движениями вдоль разломов в континентах через ориентированные с юго-востока на северо-запад сдвиги земной коры в средних широтах Северного полушария и через юго-западные – северо-восточные сдвиги вдоль разломов в средних широтах Южного полушария. Концептуальные силы в этой схеме связывают движения в атмосфере и океане с некоторыми движениями в коре Земли.

### 3.2. Баланс влаги

Перераспределение влаги в атмосфере имеет важное значение для поддержания жизни на земле, формирования баланса физических субстанций в климатической системе.

По данным радиозондирования можно рассчитать меридиональный и вертикальный перенос влаги, т.е. величину  $\rho[vq]$ , где  $q$  – массовая доля водяного пара. На рис. 3.5 представлена атмосферная ветвь гидрологического цикла, на котором видны источники влаги в субтропической части океанов в обоих полушариях и стоки внутри тропической и среднеширотной зон конвергенции. При этом почти весь водяной пар переносится в нижних слоях тропосферы.

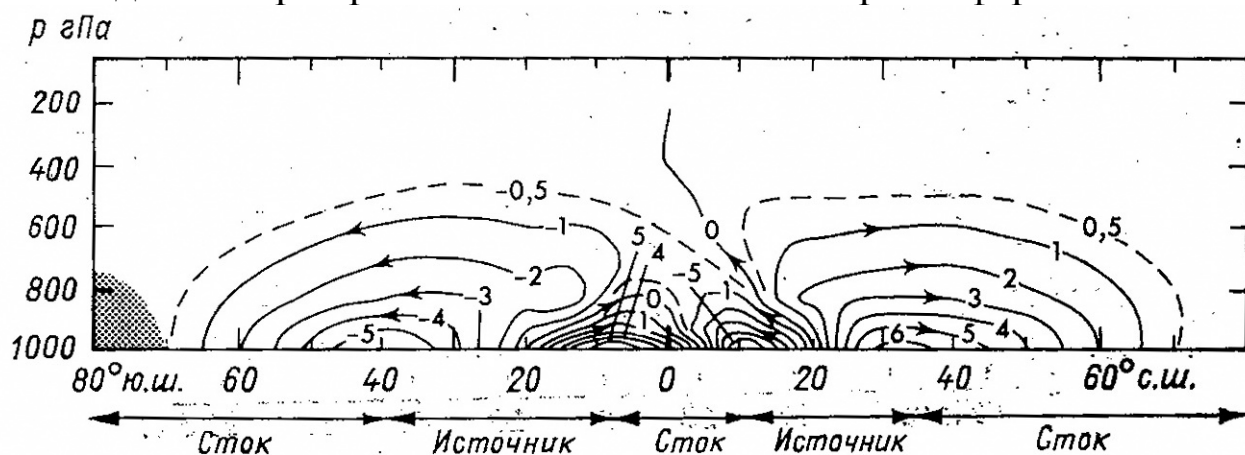


Рис. 3.5. Среднезональное распределение потока влаги ( $10^{18} \text{ кг} \cdot \text{с}^{-1}$ ) в атмосфере. Линии тока характеризуют среднегодовые потоки влаги в атмосфере с источниками в субтропиках и стоками у экватора (во внутритропической зоне конвергенции ВЗК) и в средних широтах.

Баланс влаги в долготном поясе для всей толщи атмосферы записывается в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \rho q dV = \int \rho q(y_1) v dx dz - \int \rho q(y_2) v dx dz + \int (E - P) dx dy, \quad (3.7)$$

где  $E$  – скорость испарения с поверхности Земли,  $P$  – скорость выпадения осадков. Согласно уравнению (3.7), скорость изменения содержания влаги в широтной зоне балансируется притоком или оттоком водяного пара через южную или северную границы и разностью между осадками и испарением на поверхности.

Уравнение полного баланса дополнительно включает в себя компенсационный отток от наземного участка гидрологического цикла, где потоки имеют направление от экватора и средних широт к субтропикам. Баланс жидкой влаги для участков суши долготного пояса (в пренебрежении скоростью накопления) записывается в виде:

$$\int (E - P) dx dy = \int \rho_0 v(y_1) dx dz - \int \rho_0 v(y_2) dx dz + R, \quad (3.8)$$

где интегралы в правой части вычисляются по океанским сечениям,  $R$  – скорость перераспределения влаги реками и подземным стоком,  $\rho_0$  – плотность морской воды. Если известна левая часть (разность между испарением и осадками), то можно рассчитать меридиональный поток воды по уравнению (3.8).

В работе (Догановский, Малинин, 2004) дан анализ распределения различных мод меридионального переноса влаги (рис. 3.6), согласно которому в зоне от 20° с.ш. до 20° ю.ш. преобладает средний поток. Зимой он направлен на юг, а летом – на север. Стационарный поток влаги в северном полушарии выражен более отчетливо, чем в южном. Летом максимум его достигается в субтропической зоне, зимой – в зоне 50 – 60° с.ш., что связано с развитием исландского и алеутского центров низкого давления.

Нестационарный поток влаги во все сезоны года направлен в сторону полюсов. В умеренных и высоких широтах, где наиболее развита циклоническая деятельность, нестационарный поток доминирует по сравнению с другими меридиональными потоками.

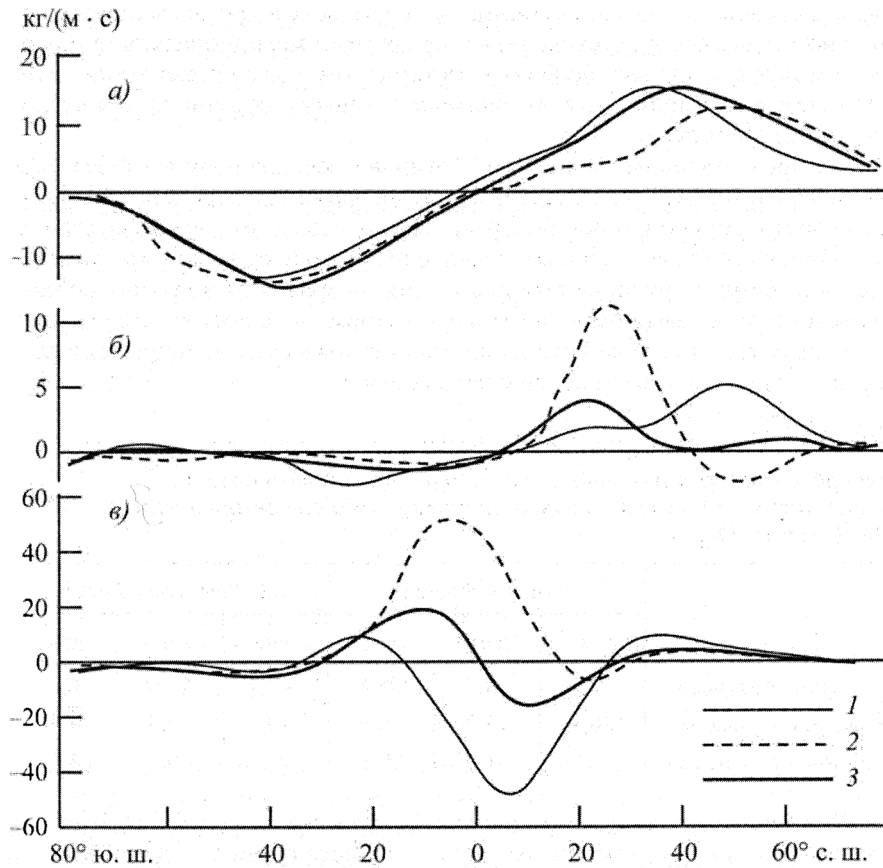


Рис. 3.6. Распределение различных мод зонально осредненного меридионального потока влаги ( $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ ) зимой (1), летом (2) и за год (3) над земным шаром. По данным Ж. Пейшоту, А. Орта  
а – нестационарный поток влаги; б – стационарный; в – средний меридиональный поток влаги.

### 3.3. Баланс энергии

А.Х. Оорт рассчитал поток энергии в атмосфере  $[v(\rho e + P)]$  по данным радиозондирования, где  $e$  – полная энергия (сумма потенциальной, внутренней, кинетической и скрытой энергии),  $P$  – атмосферное давление. На рис. 3.7 представлен среднезональный разрез потоков энергии в атмосфере. В низких широтах перенос энергии осуществляется средней меридиональной циркуляцией, а в средних – крупномасштабными вихрями.

Уравнение баланса энергии в атмосфере, осредненного по широтному кольцу и всей толще атмосферы, записывается в виде:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \rho e dV = \int F_{TA} dx dy + \int (\rho e + p) v(y_1) dx dz - \int (\rho e + p) v(y_2) dx dz + \int F_{BA} dx dy, \quad (3.9)$$



где  $F_{TA}$  – нисходящий поток радиации на верхней границе атмосферы,  $F_{BA}$  – нисходящий поток энергии на ее нижней границе. Уравнение (3.9) показывает, что скорость изменения количества энергии в широтной зоне балансируется притоком и оттоком энергии через верхнюю и нижнюю границы атмосферы, боковые стенки и работой сил давления на боковых стенках. Для среднегодовых условий членом в левой части (3.9) можно пренебречь.

Баланс энергии в широтном поясе для поверхности Земли, включая всю толщу океана, имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \rho_o e dV = - \int F_{BA} dx dy + \int \rho_o c_o T v(y_1) dx dz - \int \rho_o c_o T v(y_2) dx dz, \quad (3.10)$$

где интегралы от адвекции в правой части вычисляются по океанским сечениям,  $c_o$  – теплоемкость морской воды. В уравнении (3.10) скорость изменения энергии балансируется потоком энергии через поверхность океана и горизонтальным теплообменом, создаваемым течениями. Для среднегодовых условий левой частью (3.10) можно пренебречь.

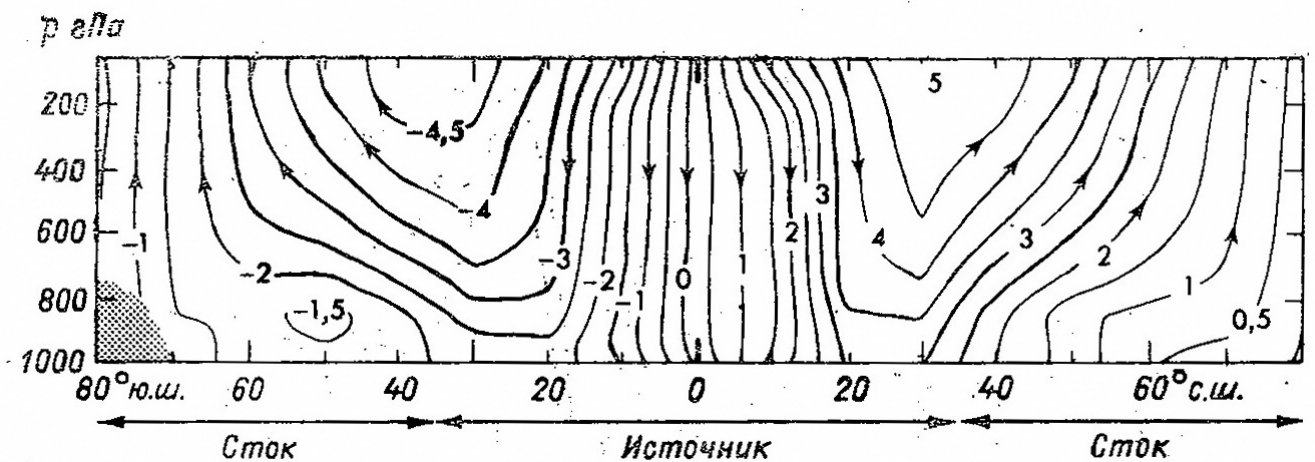


Рис. 3.7. Среднезональный разрез потоков энергии ( $10^{15}$  Вт) в атмосфере

Перенос энергии в океане, рассчитанный как остаточный член уравнения баланса с использованием уравнений (3.9) и (3.10), представлен на рис. 3.8. Кривые на этом рисунке рассчитаны по полным данным о радиации, запасах энергии в атмосфере и ее переносе и запасах в океане, определенным как остаточный член уравнения баланса. А.Х. Оорт подчеркивает, что поток тепла в океанах, вопреки установившемуся мнению, испытывает сильные сезонные колебания.

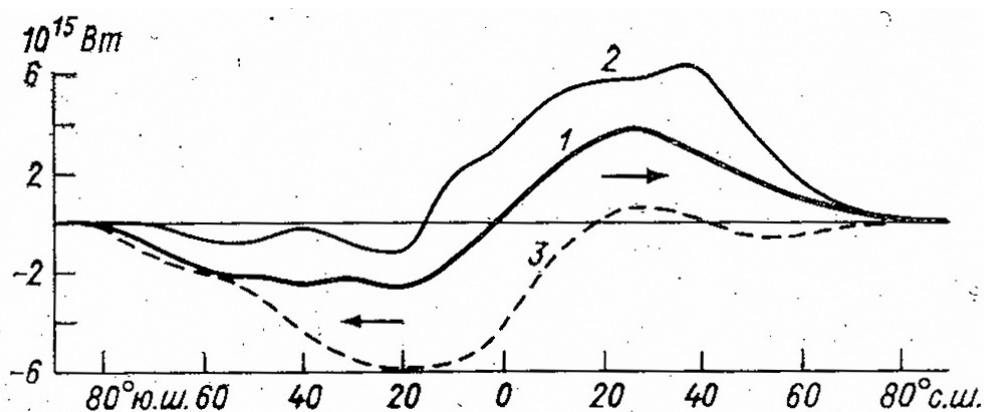


Рис. 3.8. Меридиональные профили потока энергии в океане (положительные значения – к северу) для среднегодовых условий (1), а также зимы (2) и лета (3) северного полушария

Таким образом, в работе (Оорт, 1988) представлены свидетельства того, что необходимый возврат углового момента из средних широт в тропиках происходит не в океанах, а в континентальных плитах. Подтверждено наличие потока водяного пара из субтропиков над океанами и сушей. Подтверждена справедливость прежних гипотез о существовании сильного потока тепла в океанах к полюсу, характеризующегося большими сезонными вариациями, и мощного потока тепла через экватор в зимнем полушарии.

### 3.4. Энергетика общей циркуляции атмосферы

Первичным источником энергии ОЦА является солнечное тепло, которое поступает на Землю со скоростью в среднем около  $1356 \text{ Вт/м}^2$ . С учетом отраженной радиации (планетарное альбедо в среднем 0,28) усваиваемая радиация составляет в среднем на единицу площади поверхности Земли за сутки  $244 \text{ Вт/м}^2$ . Внутренняя энергия атмосферы оценивается цифрой  $8,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$ , потенциальная равна  $3,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$ . Сумма упомянутых видов энергии называется полной или лабильной (Монин, 1982).

Доступная потенциальная энергия (ДПЭ) атмосферы определяется как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии. Она представляет собой ту часть полной потенциальной энергии, которая может быть преобразована в кинетическую (Лоренц, 1970).

Величина ДПЭ приближенно может быть оценена по формуле, полученной Лоренцом в 1955 г.:

$$A \approx \frac{1}{2} C_p \left\{ \frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right\}, \quad (3.11)$$

где  $C_p$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $\gamma_a$  – сухоадиабатический градиент температуры,  $\sigma_T^2$  – взвешенное значение дисперсии температуры на изобарической поверхности,  $\gamma$  – вертикальный градиент температуры, черточка сверху означает осреднение по изобарической поверхности. По оценке Оорта (1964), ДПЭ равна  $5,5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>2</sup>, а кинетическая энергия атмосферы составляет  $1,5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>2</sup>. Согласно Борисенкову (1960), в северном полушарии  $K=1,9 \cdot 10^{20}$  Дж летом и  $4 \cdot 10^{20}$  Дж зимой, а в южном соответственно  $3,9 \cdot 10^{20}$  Дж летом и  $7,1 \cdot 10^{20}$  Дж зимой.

Согласно (Монин, 1982), усваиваемая землей энергия солнечной радиации мощностью  $1,25 \cdot 10^{14}$  кВт затрачивается на 2/3 на прямой нагрев атмосферы и верхних слоев океана и континентов и на  $\frac{1}{3}$  – на испарение влаги с поверхности земли. Лишь очень небольшая часть усваиваемой радиации затрачивается на генерацию кинетической энергии атмосферных движений (скорость генерации кинетической энергии порядка 4 Вт/м<sup>2</sup>, т.е. всего 1,6 % от мощности усваиваемой радиации). Таким образом, кинетическая энергия атмосферы составляет лишь малую часть от полной (около 6%), и в течение недели может произойти ее диссипация в теплоту за счет трения.

По оценкам Оорта, основной энергетический цикл атмосферы состоит из генерации доступной потенциальной энергии  $A=5,5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>2</sup> за счет притоков тепла со скоростью  $\partial A / \partial t = 2,3 \text{ Вт/м}^2$ , ее превращения с той же скоростью в кинетическую энергию  $K=1,5 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>2</sup> и диссипацию последней в теплоту все с той же скоростью  $\partial K / \partial t = 2,3 \text{ Вт/м}^2$  (Монин, 1982).

После разделения энергии на две компоненты – среднюю зональную (М) и энергию флуктуаций (Е) энергетический цикл можно представить в виде диаграммы (рис. 3.9).

На рис. 3.9 использованы следующие обозначения: А – доступная потенциальная энергия; К – кинетическая энергия; G – энергия генерации, D – энергия диссипации. Стрелки показывают направление превращений энергии.

Как видно из рис. 3.9, энергия ДПЭ средней зональной циркуляции  $A_M$  переходит в энергию флуктуаций  $A_E$ , кинетическая энергия зонального движения  $K_M$  переходит в кинетическую энергию движений меньших масштабов  $K_E$  и т.д. Показаны скорости генерации ДПЭ

и скорость диссипации КЭ осредненных и вихревых движений. Отметим, что переходы энергии из одного вида в другой происходят при наличии соответствующих атмосферных движений.

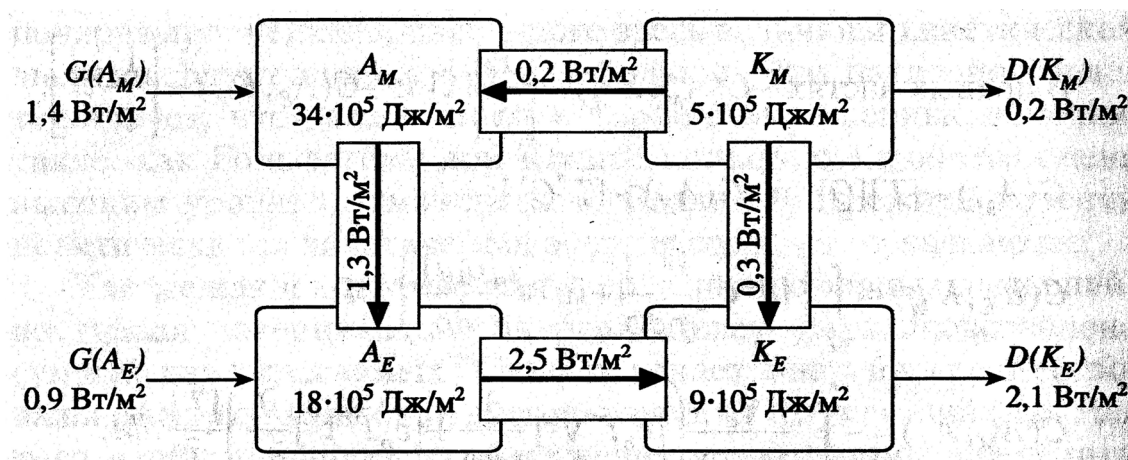


Рис. 3.9. Диаграмма среднегодового энергетического цикла атмосферы (по: Wells, 1997; Oort, 1984). Все характеристики рассчитаны на единицу площади поверхности Земли

В книге (Калинин, 2001) представлены уравнения баланса основных видов энергии земной атмосферы – потенциальной, внутренней, кинетической – в интегральной форме с подробной физической интерпретацией энергетических преобразований. Здесь же мы ограничимся упоминанием о схеме энергетических преобразований предложенной Лоренцом (1970), согласно которой энергия разделяется на четыре типа (зональная доступная потенциальная, вихревая доступная потенциальная и вихревая кинетическая) и по радиозондовым измерениям оцениваются мощности переходов каждого из типов в другие за счет вихревого переноса и средних меридиональных движений. Символически систему уравнений баланса доступной потенциальной и кинетической энергии для зональной и вихревой составляющих принято записывать в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial A_z}{\partial t} &= G_z - C_z - C_A, \\ \frac{\partial A_E}{\partial t} &= G_E - C_E - C_A, \\ \frac{\partial K_z}{\partial t} &= C_z + C_K - D_z, \\ \frac{\partial K_E}{\partial t} &= C_E - C_K - D_E, \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

где  $A_z$  и  $A_E$  – зональная и вихревая ДПЭ;  $K_z$ ,  $K_E$  – зональная и вихревая КЭ;  $G_z$ ,  $G_E$  – скорости генерации зональной и вихревой ДПЭ;  $D_z$ ,  $D_E$  – скорости диссипации зональной и вихревой КЭ;  $C_z$ ,  $C_E$  – скорости переходов  $A_z$  в  $K_z$ , и  $A_E$  в  $K_E$ ;  $C_A$ ,  $C_K$  – скорость переходов  $A_z$  в  $A_E$  и  $K_E$  в  $K_z$ .

Известно, что доступная потенциальная энергия является источником энергии развития синоптических вихрей, возникающих в атмосфере в условиях гидродинамической неустойчивости квазизональных атмосферных потоков. Согласно (Шакина, 1985), из различных видов гидродинамической неустойчивости наибольшую роль в процессах крупномасштабного вихреобразования играет бароклинная неустойчивость, т.е. неустойчивость атмосферного потока с широтным градиентом температуры (и с вертикальным градиентом скорости ветра) в поле силы Кориолиса. В случае же бароклинной неустойчивости (неустойчивости атмосферного потока с поперечным сдвигом ветра в поле силы Кориолиса) источником энергии синоптических вихрей является кинетическая энергия основного потока. Н.А. Калининым (1999) получены надежные количественные оценки запасов полной, вихревой кинетической и доступной потенциальной энергии на разных стадиях эволюции циклонических образований умеренных широт.

В работе (Кислов, 2001) рассмотрен бюджет энергии в климатической системе атмосфера – деятельный слой океана, дана оценка интенсивности межширотных переносов энергии за счет упорядоченного и вихревого переносов. Выявилось, что перенос тепла в океанах северного и южного полушарий определяется особенностями динамики вод Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

Рассмотрим результаты мониторинга доступной потенциальной и кинетической энергии тропосферы в период 1992–2001 гг.

Как известно, важную роль в формировании основных черт общей циркуляции атмосферы (ОЦА), климата планеты и регионов, погодных процессов играют энергетические преобразования. В работе (Гурьянов, Переведенцев, 2003) приводятся результаты расчетов ряда характеристик энергетического цикла Лоренца в период максимального роста глобальных температур в конце XX столетия: зональная и вихревая доступная потенциальная энергия (ЗДПЭ и ВДПЭ), зональная и вихревая кинетическая энергия (ЗКЭ и ВКЭ). Расчеты видов энергии производились по известным формулам (Оорт, 1964). Полу-

ченные значения отнесены к единице площади и имеют размерность  $10^5$  Дж/м<sup>2</sup>, которая для краткости в дальнейшем опускается.

В качестве исходных данных послужили ежедневные данные о температуре, зональной и меридиональной компонентах скорости ветра Центра атмосферных данных Великобритании (архив UKMO – UARS Assimilated Data). Данные представлены в узлах регулярной широтно-долготной сетки  $2,5^\circ \times 3,75^\circ$  по всей сфере на изобарических поверхностях 1000, 681, 464, 316, 215, 146 и 100 гПа в период 1992–2001 гг.

Вычисления велись для северного и южного полушарий (СП и ЮП) и сферы в целом. Для оценки межгодовой изменчивости рассчитывались величины среднего квадратического отклонения вышеупомянутых видов энергии (СКО).

В результате анализа полученных результатов для каждого месяца 10-летнего периода выявлены следующие закономерности (значения, представленные в табл. 3.1 и 3.2, являются средними за весь период).

Полученные значения запасов кинетической и доступной потенциальной энергии хорошо согласуются со значениями, приведенными в работе (Oort, Peixoto, 1974). Несколько заниженными выглядят значения вихревой ДПЭ северного полушария в зимний период. Возможно, это связано с тем, что при расчетах не учитывалась поверхность 850 гПа, на которой температурные контрасты, обусловленные влиянием подстилающей поверхности, значительно больше, чем в верхней тропосфере.

Все рассматриваемые виды энергии, представленные в табл. 3.1 и 3.2, имеют четко выраженный годовой ход с максимальными значениями в зимний период каждого полушария и минимальными – в летний. На сфере годовой ход сглажен из-за противофазности годового хода северного и южного полушарий.

В ЮП величина ЗДПЭ примерно на 10 единиц превосходит соответствующие значения СП. В годовом ходе средних многолетних значений в СП (табл. 3.1) максимум отмечается в январе 57,3, а минимум в июле 14,9, т.е. амплитуда годовых колебаний (А) в среднем составляет 42,4. В ЮП (табл. 3.2) максимум наблюдается в августе – 64,2, а минимум в январе – 34,7, амплитуда составляет 29,5. Таким образом, в ЮП годовой ход выражен слабее, чем в СП.

Среднегодовые значения ЗДПЭ в СП меняются в пределах от 37,2 (1999) до 39,5 (1993) при среднем многолетнем значении 38,7;

в ЮП – от 48,5 (1999) до 51,3 (1997) при среднем многолетнем 50,0. На сфере в целом – от 45,3 (1999) до 47,9 в 2001 г. (среднее многолетнее значение 46,8). Таким образом, в 1999 г. отмечается глобальный минимум ЗДПЭ.

Таблица 3.1

Запасы энергии атмосферы северного полушария в слое 1000–100 гПа за период 1992–2001 гг.,  $10^5$  Дж/м<sup>2</sup>

Виды энергии	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ЗДПЭ	57,3	57,2	54,1	44,2	31,9	20,7	14,9	17,6	26,0	38,5	47,2	54,6	38,7
ВДПЭ	7,3	6,8	6,2	5,2	5,0	4,7	4,2	3,8	3,9	4,4	5,8	6,7	5,3
ЗКЭ	9,3	9,4	8,1	6,0	3,7	2,3	1,9	2,2	2,8	4,1	6,0	8,2	5,3
ВКЭ	9,0	8,9	8,0	6,7	5,9	5,1	4,4	4,3	5,1	6,2	7,6	8,5	6,6

Таблица 3.2

Запасы энергии атмосферы южного полушария в слое 1000–100 гПа за период 1992–2001 гг.,  $10^5$  Дж/м<sup>2</sup>

Виды энергии	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ЗДПЭ	34,7	36,7	43,4	48,9	54,2	56,9	61,1	64,2	62,7	54,8	44,4	37,3	50,0
ВДПЭ	2,5	2,7	3,1	3,3	3,8	4,0	4,2	4,2	4,4	4,1	3,5	2,9	3,6
ЗКЭ	5,7	5,6	6,3	7,4	8,9	10,0	10,5	10,9	10,2	9,1	7,4	6,2	8,2
ВКЭ	5,3	5,6	5,8	6,3	7,1	7,4	7,5	7,3	7,1	6,3	6,0	5,7	6,4

СКО для СП меняются в пределах от 0,84 в июле до 2,27 в феврале (0,66 для среднегодовых значений); в ЮП – от 0,99 в декабре до 3,24 в августе (1,06 для среднегодовых значений). На сфере в целом – от 1,12 (март) до 1,94 (октябрь) при среднегодовых 0,80. Таким образом, СКО изменяются в больших пределах в ЮП.

Вихревая ДПЭ значительно уступает по величине зональной ДПЭ. В СП в течение года она изменяется от 3,8 в августе до 7,3 в январе при годовой амплитуде 3,5 и среднегодовом значении 5,3. В ЮП – от 2,5 в январе до 4,4 в сентябре при годовой амплитуде 1,9 и среднегодовом значении 3,6. В ЮП (в противоположность ЗДПЭ) вихревая ДПЭ уступает по запасам северному полушарию. В целом по сфере ВДПЭ изменяется от 3,9 в августе до 4,9 в январе при среднем многолетнем значении 4,5.

В СП минимум ВДПЭ за десятилетний период составил 5,1 (1998), а максимум – 5,7 (2001); в ЮП эти значения составили соответственно 3,3 (1998) и 4,2 (2001), а на сфере – 4,2 (1998) и 5,0 (2001). Следовательно, имеет место совпадение на СП и ЮП экстремальных лет в рассматриваемом периоде. Заметим, что в 1998 г. отмечалась рекордная отметка глобального потепления.

Межгодовая изменчивость вихревой ДПЭ, так же как и зональной, достигает наибольших значений в феврале (0,46) в СП и в августе (0,53) в ЮП.

Рассмотрим временной ход кинетической энергии. Обращает на себя внимание то, что зональная КЭ (подобно ЗДПЭ) в южном полушарии (8,2) превосходит запасы ЗКЭ северного полушария (5,3). При этом амплитуда ее годового хода в северном полушарии (7,5), наоборот, больше, чем в южном (5,3). За рассматриваемый период в СП минимальное значение ЗКЭ (4,9) наблюдалось в 1999 г., а максимальное (5,5) – в 1992 г. В ЮП минимум ЗКЭ (7,3) отмечался в 1992 г., а максимум (8,3) – в 1997 г. Максимум межгодовой изменчивости в СП имеет место в январе (0,79), а в ЮП – в сентябре (0,55).

При анализе ВКЭ обращает на себя внимание то, что запасы этого вида энергии в северном и южном полушариях примерно одинаковы (в среднем за год). Однако амплитуда годового хода в СП (4,7) в два раза превышает аналогичное значение ЮП (2,2). Межгодовая изменчивость ВКЭ в СП максимальна в декабре (0,50), а в ЮП – в августе (0,70).

При рассмотрении межгодовой изменчивости всех четырех видов энергии нельзя не отметить один интересный факт. В 1998 г. в холодный период северного полушария (особенно в феврале) наблюдался абсолютный за 10-летний период максимум зональных форм энергии (62,0 ЗДПЭ и 11,3 ЗКЭ в феврале в СП) и абсолютный минимум вихревых форм энергии (6,1 ВДПЭ и 8,2 ВКЭ в феврале в СП). В южном полушарии в этот период аномально высокие значения наблюдались только у зональной кинетической энергии. Причем эта аномалия держалась практически целый год – с июля 1997 г. по июнь 1998 г. 1998 год. выделяется тем, что именно в этот год наблюдалось очень интенсивное явление Эль-Ниньо.

Таким образом, выполненное исследование показывает, что изучение крупномасштабных особенностей ОЦА целесообразно проводить с позиций энергетики атмосферы.



## ГЛАВА IV. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

### 4.1. Моделирование зонального распределения температуры и скорости ветра

В зональных моделях принимается, что движение происходит вдоль кругов широты при отсутствии вертикальных движений. В этом случае уравнение притока тепла существенно упрощается и его можно решать изолированно от уравнения движения, что позволяет рассчитывать поля температуры и скорости ветра независимо друг от друга.

Задачу по моделированию зонального распределения температуры и скорости ветра решил С.А. Машкович. В своей фундаментальной монографии (Машкович, 1986) он изложил постановку, метод решения задачи и основные результаты проделанной работы.

В качестве исходной системы уравнений для описания зональной циркуляции была взята следующая:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda' \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\lambda''}{r_o^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right) + \alpha_2 \rho_w (A + B + \beta S - 2E), \quad (4.1)$$

$$2\omega \cos \theta V_\lambda = \frac{1}{r_o \rho} \frac{\partial P}{\partial \theta}, \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho, \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \alpha_2 \rho_w (A - E), \quad \frac{\partial B}{\partial z} = \alpha_2 \rho_w (E - B), \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \rho_w \alpha_2 \beta S, \quad (4.5)$$

$$c^* \rho^* \frac{\partial T^*}{\partial t} = \lambda^* \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2}. \quad (4.6)$$

Здесь  $z$  — высота над уровнем моря,  $\rho$  — плотность воздуха,  $\rho_w$  — плотность водяных паров,  $A$  — поток длинноволновой радиации, направленный сверху вниз,  $B$  — поток длинноволновой радиации, направленный снизу вверх,  $S$  — поток коротковолновой (солнечной радиации),  $E = f\sigma T^4$  — излучение атмосферы,  $f$  — правильная дробь, вводящая избирательное поглощение по Гульберту,  $\sigma$  — постоянная Стефана-Больцмана,  $\lambda'$  — коэффициент турбулентной теплопроводимости по вертикали,  $\lambda''$  — коэффициент турбулентной теплопроводимости по горизонтали,  $\lambda^*$  — коэффициент теплопроводимости подстилающей

среды (почвы или моря),  $\rho^*$  и  $C^*$  – соответственно плотность и удельная теплоемкость подстилающей среды,  $C_p$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $T^*$  – температура подстилающей среды,  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  – коэффициенты поглощения водяными парами коротковолновой и длинноволновой радиации соответственно,  $\beta = \alpha_1 / \alpha_2$ ,  $\Gamma$  – суммарное альбедо, зависящее от свойств подстилающей поверхности, облачности и др.,  $W(\theta, t)$  – величина солнечной энергии, приходящей за единицу времени на единицу поверхности,  $K^*$  – коэффициент температуропроводности для подстилающей среды.

Система (4.1) – (4.6) имеет восьмой порядок по вертикальной координате  $z$ , что требует постановки восьми граничных условий по  $z$ . В работе были приняты следующие.

1. Отсутствие потока длинноволновой радиации извне на верхней границе атмосферы:

$$A = 0 \text{ при } z = \infty. \quad (4.7)$$

2. Приходящая от солнца энергия с учетом ее частичного отражения от облаков, поверхности Земли и т.д. в межпланетное пространство записывается следующим образом на верхней границе атмосферы:

$$S = [1 - \Gamma(\theta, t)] \cdot w(\theta, t) = W(\theta, t) \text{ при } z = \infty. \quad (4.8)$$

3. Отсутствие на верхней границе атмосферы турбулентного потока тепла по вертикали, что эквивалентно равенству нулю вертикального градиента температуры:

$$\partial T / \partial z = 0 \text{ при } z = \infty. \quad (4.9)$$

4. На уровне моря ( $z=0$ ) выполняется условие теплового баланса подстилающей поверхности:

$$-\lambda' \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} = A - B + S \text{ при } z=0. \quad (4.10)$$

5. При  $z=0$  поток длинноволновой радиации, направленный снизу вверх, должен быть равен собственному излучению подстилающей поверхности:

$$B = qf\sigma T^4 \text{ при } z=0. \quad (4.11)$$

Множитель  $qf$  показывает, что излучение подстилающей поверхности близко к излучению абсолютно черного тела.

6. Температуры подстилающей среды и прилегающего слоя воздуха совпадают:

$$T^* = T \text{ при } z=0. \quad (4.12)$$

7. На некоторой глубине в подстилающей среде температура становится постоянной:

$$T^* = T_o^* = const \text{ при } z = -H. \quad (4.13)$$

8. На верхней границе атмосферы логарифмическая производная от давления по  $\theta$  равна нулю:

$$\frac{\partial \ln p}{\partial \theta} = 0 \text{ при } z = \infty. \quad (4.14)$$

С.А. Машкович ищет решение системы уравнений при произвольном начальном распределении метеорологических величин и любом характере изменения притока тепла от Солнца  $w$ .

Любая искомая или заданная функция  $f$  представлена в виде суммы двух составляющих:

$$f = \bar{f}(\theta, z) + f'(\theta, z, t). \quad (4.15)$$

Буквы с чертой соответствуют стационарному среднегодовому распределению метеовеличин при условии, что  $\bar{w}$  означает среднегодовую величину приходящей солнечной энергии. Среднегодовое распределение температуры и ветра в данной задаче считается известным.

Соотношения (4.15) подставляются в уравнения (4.1) – (4.6) и граничные условия (4.7) – (4.14), что позволяет получить систему уравнений для отклонений температуры и радиационных потоков от среднегодовых значений. Эта система решается при произвольном характере изменения  $w'$  во времени и для произвольного распределения температуры:

$$\text{при } t = 0 \quad T' = f_1(\theta, z); \quad T^{*'} = f_2(\theta, z). \quad (4.16)$$

Исходные уравнения затем подвергаются преобразованиям. В области  $z \geq 0$  вместо координаты  $z$  вводится новая независимая переменная – оптическая толщина слоя  $x$ :

$$x = \frac{1}{\tau_o} \int_z^\infty \alpha_2 \rho_w dz; \quad \tau_o = \int_0^\infty \alpha_2 \rho_w dz. \quad (4.17)$$

Затем, пользуясь формулой, связывающей излучение и температуру воздуха  $T$ , исключают из исходных уравнений температуру воздуха. Для этого в выражение для излучения  $E = f\sigma T^4$  подставляют температуру по формуле (4.15) и линеаризируют полученное выражение:

$$E \approx \bar{E} + 4\bar{E} \frac{T'}{\bar{T}} = \bar{E} + 4f\sigma \bar{T}^3 T'.$$

Откуда следует, что

$$T' \approx \frac{1}{4f\sigma\bar{T}^3} E', \quad (4.18)$$

где  $E'$  и  $T'$  – отклонения от среднегодовых значений.

С помощью формул (4.18) и (4.17) исходная система уравнений приводится к следующему виду:

$$N \frac{\partial E'}{\partial t} = \frac{1}{\tau_o^2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{2}{m^2 - 1} \frac{\partial E'}{\partial x} \right) + \frac{M}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial E'}{\partial \theta} \right) + A' + B' + \beta S' - 2E', \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial A'}{\partial x} = \tau_o (E' - A'), \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial B'}{\partial x} = \tau_o (B' - E'), \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial S'}{\partial x} = -\beta \tau_o S', \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial T^{*'}}{\partial t} = k^* \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2}, \quad (4.23)$$

$$\text{где } N = \frac{\rho C p}{4f\sigma\bar{T}^3 \alpha \rho_w}, \quad \frac{2}{m^2 - 1} = \frac{\lambda' \alpha_o \rho_w}{4f\sigma\bar{T}^3}, \quad M = \frac{\lambda''}{4f\sigma\bar{T}^3 \tau_o^2 \alpha^2 \rho_w}.$$

Преобразованные граничные условия записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} x=0, \quad A' &= 0, \quad S' = (1 - \Gamma) W, \\ \frac{\partial E'}{\partial x} &= 0, \\ x=0, \quad \frac{2}{\tau_o^2 (m^2 - 1)} \frac{\partial E'}{\partial x} + \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} &= A' - B' + S', \\ E' &= 4f\sigma\bar{T}^3 T^{*'}, \quad B' = qE', \\ z = -H, \quad T^{*'} &= 0. \end{aligned} \quad (4.24)$$

Величины  $N$ ,  $m$ ,  $M$  принимаются постоянными,  $m^2 = 3$ , штрихи у букв в уравнениях в дальнейшем опускаются.

Решение уравнения (4.22) с учетом граничного условия для  $S'$  записывается в виде

$$S = W e^{-\beta \tau_o x}. \quad (4.25)$$

Функция  $W(\theta, t)$  представляется в виде ряда по обыкновенным полиномам Лежандра  $P_n(\theta)$  с коэффициентами, зависящими от времени:

$$W(\theta, t) = \sum_{n=0}^{\infty} W_n(t) P_n(\theta). \quad (4.26)$$

Аналогично представляется начальное поле температуры (4.16) рядами по полиномам Лежандра

$$f_k(\theta, t) = \sum_{n=0}^{\infty} f_{k,n} P_n(\theta), \quad k=1,2. \quad (4.27)$$

Решение уравнений (4.19) – (4.21), (4.23) также разыскивается в виде ряда по обыкновенным полиномам Лежандра с коэффициентами, зависящими от  $x$  и  $t$ :

$$\{E, T^*, A, B\} = \sum_{n=0}^{\infty} \{E_n(t, x), T_n^*(t, z), A_n(t, x), B_n(t, x)\} P_n(\theta). \quad (4.28)$$

Ряды (4.28) подставляют в уравнения (4.19) – (4.23), используя равенство  $\Delta P_n = -\gamma_n P_n$  и собирая члены при полиномах Лежандра с одинаковыми индексами, получают систему уравнений для искомых коэффициентов разложения.

С.А. Машковичем (1958) получено решение задачи в аналитическом виде. Полученное решение позволило рассчитать температуру воздуха и подстилающей среды, излучение и потоки длинноволновой радиации в атмосфере для любого момента времени по заданному начальному состоянию атмосферы и при любом характере временного хода притока тепла от солнца.

Формула для вычисления зональной скорости ветра выводится следующим образом. Вначале интегрируется уравнение статики с учетом уравнения Клапейрона, что приводит к известной барометрической формуле

$$p = p_h e^{-\frac{g}{R} \int_h^z \frac{dz}{T}}. \quad (4.29)$$

Выражение (4.29) логарифмируется, а затем дифференцируется по  $\theta$ , что дает

$$\frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial \theta} = \frac{1}{P_h} \frac{\partial P_h}{\partial \theta} + \frac{g}{R} \int_h^z \frac{\partial T}{\partial \theta} \frac{dz}{T^2}. \quad (4.30)$$

При  $h \rightarrow \infty$  и с учетом граничного условия (4.14) выражение (4.30) примет вид:

$$\frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial \theta} = \frac{g}{R} \int_{\infty}^z \frac{\partial T}{\partial \theta} \frac{dz}{T^2}. \quad (4.31)$$

С учетом уравнения состояния  $p = \rho RT$  равенство (4.31) можно записать в виде

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial \theta} = gT \int_{\infty}^z \frac{\partial T}{\partial \theta} \frac{dz}{T^2}. \quad (4.32)$$

После подстановки (4.32) в уравнение (4.2) получается окончательная формула для определения зональной скорости ветра по полю температуры

$$V_{\lambda} = \frac{gT}{2r_o \omega \cos \theta} \int_{\infty}^z \frac{\partial T}{\partial \theta} \frac{dz}{T^2}. \quad (4.33)$$

Полученное решение было использовано автором работы для построения теоретическим путем годового хода зональной циркуляции и зональной температуры на разных высотах и для изучения процесса затухания влияния начального состояния атмосферы и установления режима, соответствующего данному притоку тепла. Для построения годового хода зональной температуры и скорости ветра задавались значения функции  $W(\theta, t)$ , описывающей годовой приток тепла от Солнца.

Результаты расчетов представлены в таблицах и на рисунках. Так, на рис. 4.1 представлено меридиональное распределение зональной температуры на уровне моря. Видно, что полученный теоретическим путем годовой ход наземной температуры в северном полушарии близок к фактическому. Правильно определена амплитуда годового хода температуры, особенно хорошие результаты получены для высоких широт, где амплитуда велика. Расхождения между рассчитанной и фактической температурами не превышает  $3^{\circ}\text{C}$ , наибольшие ошибки относятся к низким широтам. Для Южного полушария результаты расчетов оказались менее успешными, ошибки достигли  $10^{\circ}\text{C}$ .

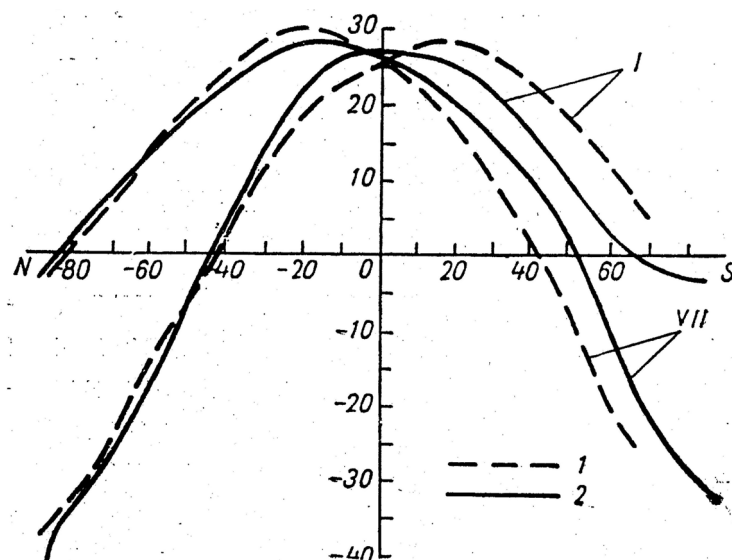


Рис. 4.1. Фактическая (1) и рассчитанная (2) зональная температура на уровне моря

В работе (Машкович, 1986) представлены результаты расчетов зональных значений температуры и скорости ветра как у Земли, так и по высотам (до 12 км) для различных месяцев года.

Рассмотрим в заключение распределение рассчитанной и фактической зональной скорости ветра в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария для января и июля (рис. 4.2). Из рисунка видно, что существует хорошо выраженный ход струйных течений. В январе область максимальных ветров расположена приблизительно на  $40^\circ$  с.ш. максимальные значения скорости на высоте 12 км достигают 38 м/с. В июле эта область смещается к северу и располагается у  $50^\circ$  с.ш. Скорость струйного течения значительно ослабевает, и максимальная скорость на высоте 12 км составляет 24 м/с. Южнее  $25^\circ$  с.ш. появляется область с восточными ветрами, скорость которых достигает на уровне 12 км 13 м/с. В целом отмечается хорошее согласие между фактическими и рассчитанными значениями.

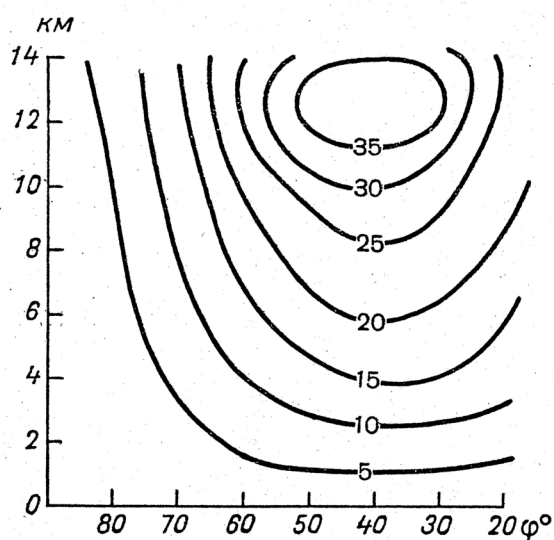


Рис. 4.2а. Рассчитанное распределение зональной скорости в м/сек. Январь.

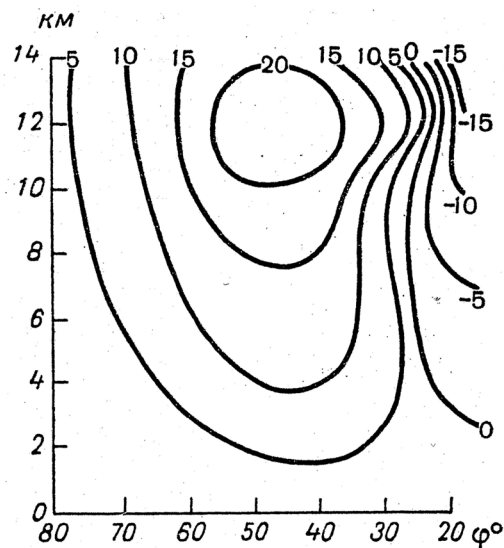


Рис. 4.2б. Рассчитанное распределение зональной скорости в м/сек. Июль.

## 4.2. Спектральная гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы

Рассмотрим спектральную модель общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России (СМА), следуя работе (Дегтярев, 2008). Модель основана на численном интегрировании системы уравнений гидротермодинамики в квазистатическом приближении. Система уравнений состоит из уравнения движения

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \sigma} - f \cdot \vec{k} \times \vec{V} - \nabla \Phi - RT_V \nabla \ln P_s + \vec{P}_H, \quad (4.34)$$

уравнения притока тепла

$$\frac{\partial T_V}{\partial t} = -\nabla \vec{V} T' + T \nabla \vec{V} + \dot{\sigma} \gamma - \frac{RT_V}{C_p} (\nabla \vec{V} + \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}), \quad (4.35)$$

уравнения переноса влаги

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{V} q) + (\nabla \cdot \vec{V}) q - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + P_q, \quad (4.36)$$

уравнения тенденции приземного давления

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = -\nabla \vec{V} \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \vec{V} \nabla \ln p_s, \quad (4.37)$$

уравнения гидростатики

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \ln \sigma} = -RT_V. \quad (4.38)$$

Дополнительно используются диагностические соотношения для аналогов вертикальных скоростей в  $p$ - и  $\sigma$ -системах координат  $\omega$  и  $\dot{\sigma}$ :

$$\frac{\omega}{p} = \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s - \frac{1}{\sigma} \int_0^{\sigma} (\nabla \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma', \quad (4.39)$$

$$\dot{\sigma} = \sigma \int_0^1 (\nabla \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma' - \int_0^{\sigma} (\nabla \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma'. \quad (4.40)$$

Здесь  $T_V$  – виртуальная температура,  $T$  – отклонение температуры от некоторого стандартного профиля  $T_o(\sigma)$  (в настоящей версии модели  $T_o = 300$  K);  $p$  – давление;  $p_s$  – приземное давление;  $\vec{V}$  – вектор горизонтальной скорости ветра;  $f$  – параметр Кориолиса;

$\gamma = RT_V / \sigma C_p - \partial T_V / \partial \sigma$  – параметр статической устойчивости;  $\vec{k}$  – вертикальный вектор,  $\Phi$  – геопотенциал;  $\nabla$  – оператор горизонтального градиента;  $\nabla \vec{A}$  – горизонтальная дивергенция поля вектора  $\vec{A}$ ;  $\dot{\sigma}$  – переменная интегрирования.

Уравнения (4.34) и (4.40) записаны в  $\sigma$ -системе координат.

Правые части уравнений (4.34) – (4.38) представляют собой вклады в изменения метеовеличин вследствие адиабатических процессов и динамики подсеточного масштаба. Учет физических процессов, существенных для крупномасштабных численных прогнозов погоды и моделирования циркуляции атмосферы, реализуется использованием параметризаций, т.е. определением эффекта локальных физических процессов через прогностические метеовеличины.

Уравнения движения (4.34) преобразованы в уравнения для вертикальной составляющей относительного вихря  $\xi = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V}$  и дивергенции скорости ветра  $D = \nabla \cdot \vec{V}$ , которые не имеют особенностей на полюсах поверхности сферы:



$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\nabla(\xi + f)\vec{V} - \vec{k} \cdot \nabla \times [RT \nabla \ln p_s + \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \sigma} + \vec{P}_H], \quad (4.41)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \vec{k} \cdot \nabla \times (\xi + f)\vec{V} - \nabla \cdot [RT \nabla q + \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \sigma} + P_H]. \quad (4.42)$$

Для аппроксимации производных по вертикали применялся метод конечных разностей.

По вертикали атмосфера разбита на 15 уровней. Основные прогностические и диагностические переменные рассчитываются в середине слоев. На границах слоев вычисляются значения аналога вертикальной скорости в  $\sigma$ -системе координат и радиационные потоки. Значения  $\sigma$  на основных вертикальных уровнях модели следующие:

N	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
$\sigma$	0,99	0,96	0,91	0,85	0,77	0,68	0,59	0,5	0,45	0,34	0,26	0,19	0,15	0,07	0,05

Задача решается на сфере или полусфере в слое атмосферы, заключенном между поверхностью земли ( $(\sigma=1)$ ) и верхним уровнем ( $(\sigma=0)$ ). На верхней и нижней границах ставятся кинематические условия  $\dot{\sigma}$  при  $\sigma=0$  и  $\sigma=1$ , а при  $\sigma=0$  ставятся условия отсутствия потоков тепла, влаги и импульса. На поверхности земли в качестве граничных условий задается ряд характеристик.

Система уравнений решается спектральным методом с треугольным усечением. Расчеты проводятся с помощью версии Т 40, что соответствует пространственному разрешению около  $2,5^\circ$  на гауссовой (неравномерной по широтам) сетке. В качестве схемы интегрирования по времени используется полунеявная схема Немчинова-Сазонова-Роберта.

Большое внимание в модели уделено параметризации физических атмосферных процессов малых масштабов, которые не могут быть явно включены в численную модель. К этим относятся турбулентные и конвективные движения, фазовые преобразования воды, облачности, потоки солнечной радиации в атмосфере. Их воздействие на крупномасштабные течения ОЦА может учитываться только параметрически, т.е. описание мелкомасштабных физических процессов производится с помощью параметров модели – крупномасштабных переменных с использованием ряда гипотез и эмпирических соотношений.

Используемая в гидродинамической модели схема параметризации должна быть приемлемой с точки зрения вычислительной эффек-

тивности, а все рассчитываемые физические компоненты должны иметь примерно одну и ту же точность.

В СМА Гидрометцентра РФ разработаны следующие параметризационные схемы: линейная горизонтальная диффузия 4-го порядка, вертикальные диффузионные потоки в приземном слое и выше него, крупномасштабная конденсация, влажная конвекция, процессы на поверхности и в почве, солнечная радиация и облачность, орографические гравитационные волны.

С помощью СМА в работе (Дегтярев, 2008) воспроизведены среднемесячные поля основных метеорологических величин. Показано, что модель в достаточной степени адекватно воспроизводит основные процессы ОЦА.

Для тестирования модели проведен 20-летний климатический численный эксперимент. В эксперименте задан естественный ход инсоляции; значения ТПО, альbedo подстилающей поверхности и расположения кромки морского льда в приполярных регионах представлены среднемесячными климатическими значениями и менялись ежемесячно. Все метеовеличины получены осреднением за 2 – 20-й годы интегрирования.

Результаты проведенного эксперимента сравнивались с климатическими значениями, данными реанализа NCEP/NCAR и данными аналогичных исследований.

Рассмотрим последовательно результаты численного эксперимента. Воспроизводилось поле давления на уровне моря. На рис. 4.3 отчетливо видны области исландского и алеутского минимумов и сибирского антициклона, характерные для января. Положение этих ЦДА достаточно хорошо совпадает с положением климатических ЦДА по данным реанализа. Положение климатических субтропических антициклонов Северного (СП) и Южного полушарий (ЮП) также воспроизведено успешно, что особенно важно для моделирования муссонной циркуляции. Местоположение максимальных значений СКО давления для января воспроизведено достоверно, хотя значения СКО в модельных расчетах занижены.

В июле в СП циркуляция более сглаженная, чем в ЮП, где ярко выражена циклоническая активность. Географическое положение основных экстремумов давления на уровне моря в июле (рис. 4.4) соответствует климатическим данным реанализа. Значения СКО в июле наибольшие в умеренных широтах и, особенно, в областях исландского и алеутского минимумов в СП и в поясе пониженного давле-

ния в ЮП, что связано с генерацией и перемещением циклонов в этих широтах. Естественно, что СКО давления больше по величине в зимний период для каждого полушария, так как атмосферные процессы в это время года обострены в большей степени.

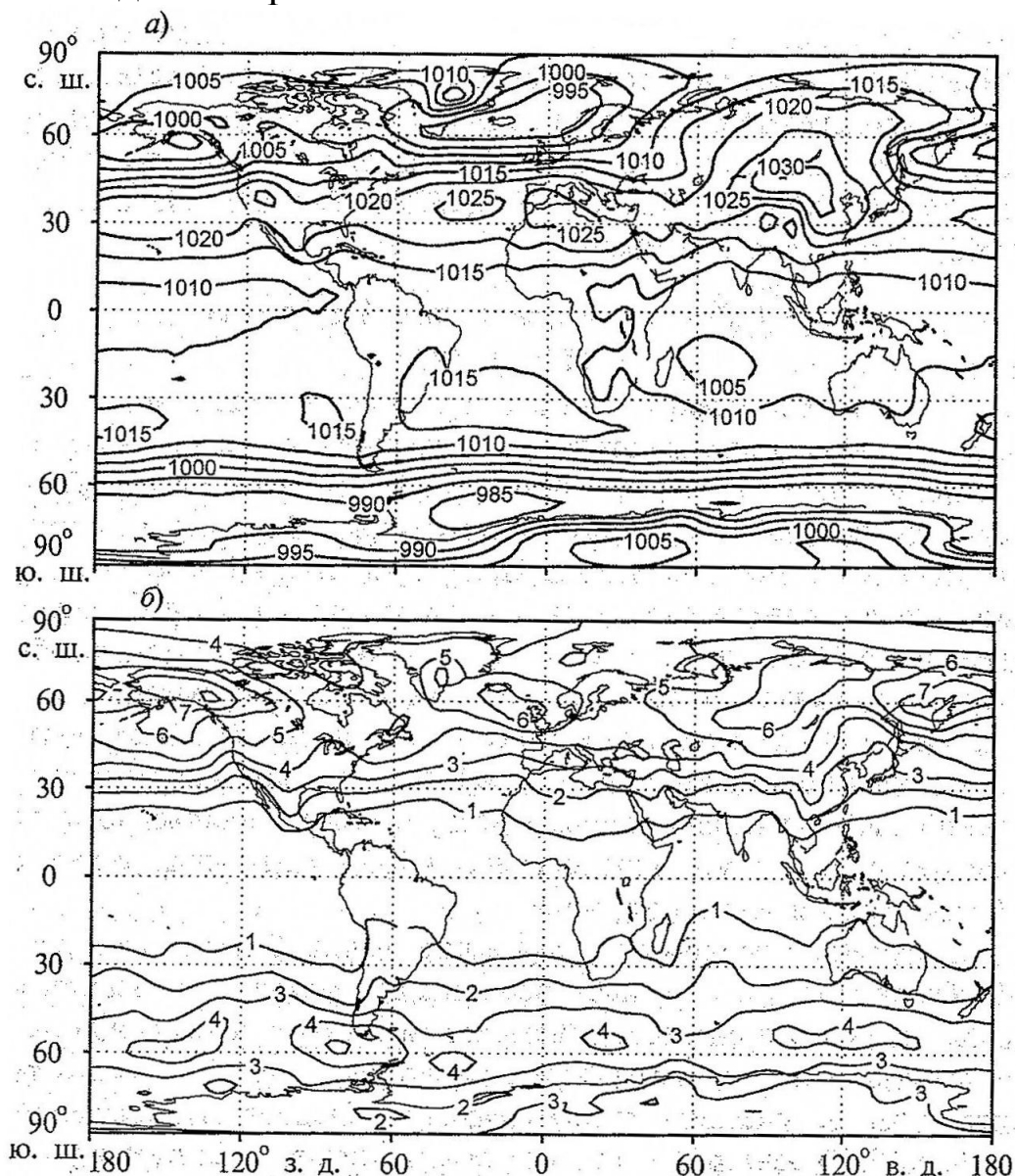


Рис. 4.3. Поля давления на уровне моря для января (а) и СКО этой величины (б) по данным численного эксперимента. Изолинии проведены через 5 (а) и 1 гПа (б)

Ветровой режим модельного климата на изобарической поверхности 850 гПа соответствует климатическим данным: наблюдается преобладание западных течений в средних широтах обоих полушарий и противотечений вблизи экватора на  $AT_{850}$ . В январе западные потоки в СП значительно сильнее, чем в июле. Максимальных значений западные ветры достигают над Тихим океаном и в меньшей степени над Атлантикой, что соответствует климатическим данным реанализа. В июле, наоборот, усиливаются западные потоки в ЮП. СМА дос-

товерно воспроизводит сезонное изменение ветрового режима в тропической зоне. Выявлена муссонная циркуляция в Индийском районе, в юго-восточной Азии и других муссонных регионах. На карте  $AT_{850}$  для июля наглядно показано, что восточный пассат «перебивается» летней муссонной циркуляцией над Индийским океаном в СП.

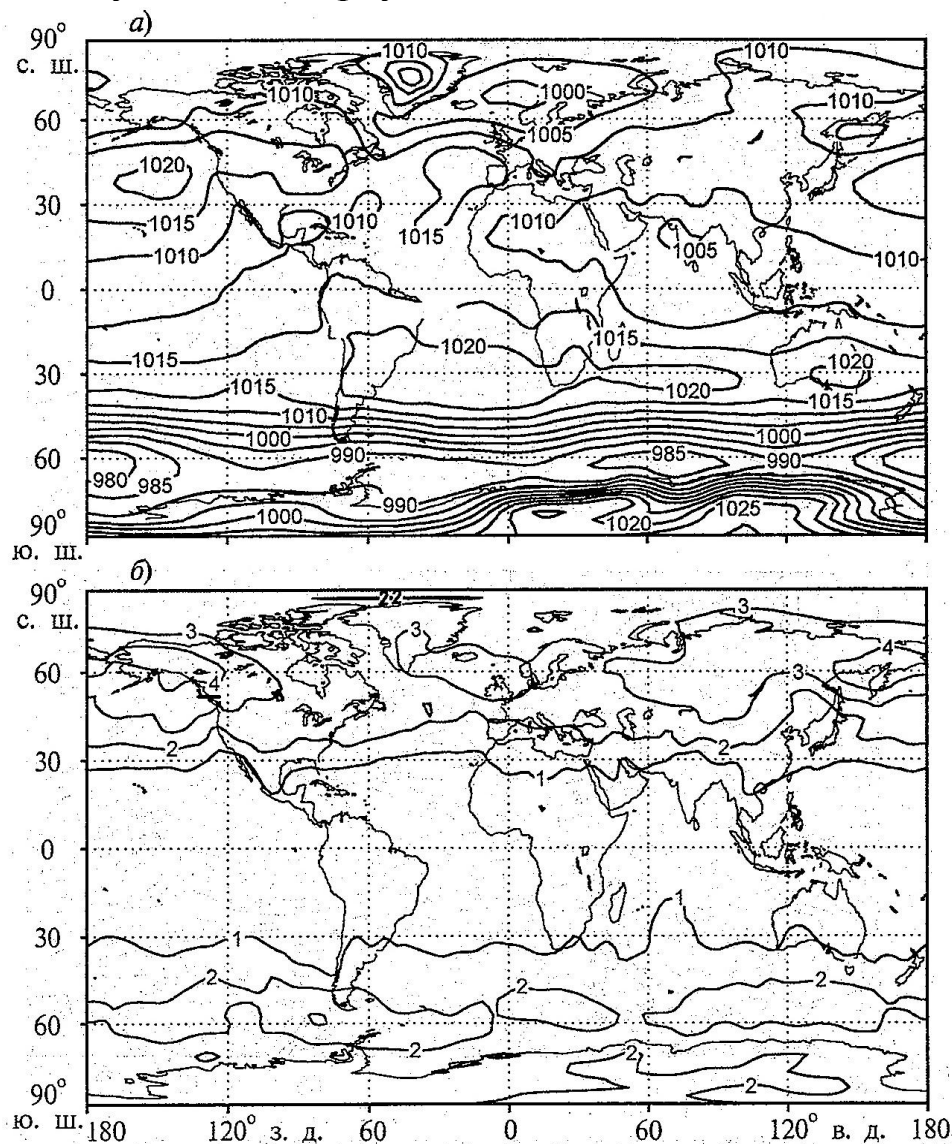


Рис. 4.4. Поля давления на уровне моря для июля (а) и СКО этой величины (б) по данным численного эксперимента. Изолинии проведены через 5 (а) и 1 гПа (б)

На изобарической поверхности  $AT_{200}$  отчетливо видны субтропические течения Северного и Южного полушарий в верхней тропосфере. Интенсивность их максимальна в зимний период каждого полушария. В тропической зоне успешно промоделированы основные черты муссонной циркуляции в индийском регионе (в первую очередь это высотный антициклон над Тибетом).

Построены также высотно-широтные диаграммы зональной скорости ветра в январе и июле. Данные эксперимента показывают, что

широтное и высотное положение струйных течений в Северном и Южном полушариях в верхней тропосфере моделируется достаточно успешно. Максимальные значения скорости ветра на осях струй достигаются в зимний период для каждого полушария и плавно меняются от сезона к сезону. В зимней стратосфере скорость западного ветра увеличивается вплоть до поверхности 1гПа, и ось струи смещается к северу и располагается на широте около  $60^\circ$  (рис. 4.5).

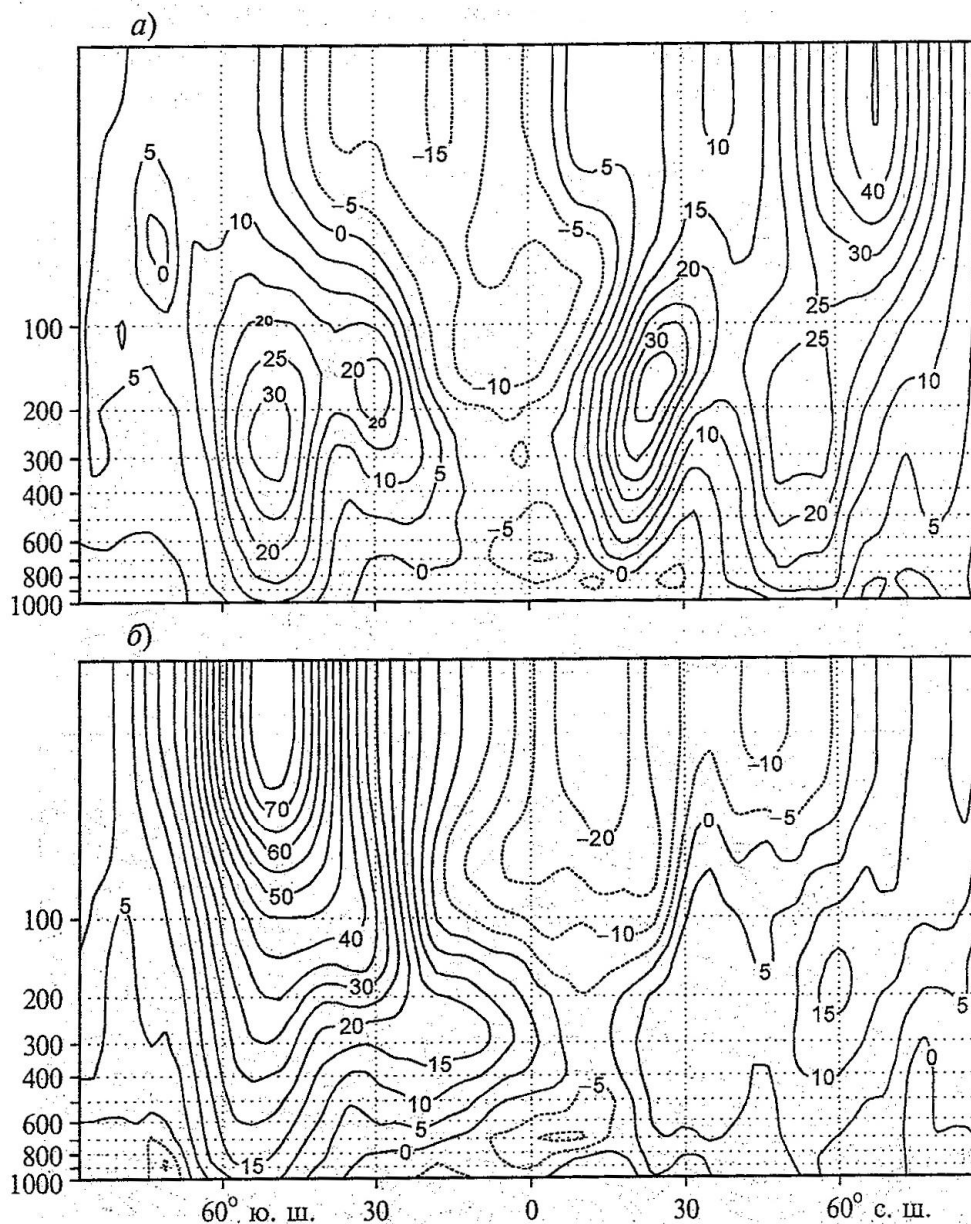


Рис. 4.5. Поля зонально осредненного компонента скорости ветра для января (а) и июля (б) по результатам эксперимента. Изолинии проведены через 5 м/с. Ось ординат показана в логарифмической шкале

### *Термический режим модельной атмосферы*

Высотно-широтная диаграмма зонально осредненной средней для января и июля температуры по результатам эксперимента показана на рис. 4.6. Минимальная температура в области экваториальной тропопавзы соответствует примерно 190К. Это несколько холоднее, чем по климатическим данным, что присуще практически всем численным моделям. Воспроизведенные приполюсные минимумы соответствуют климатическим данным. Хорошо выражен годовой ход изменчивости температуры в нижней тропосфере.

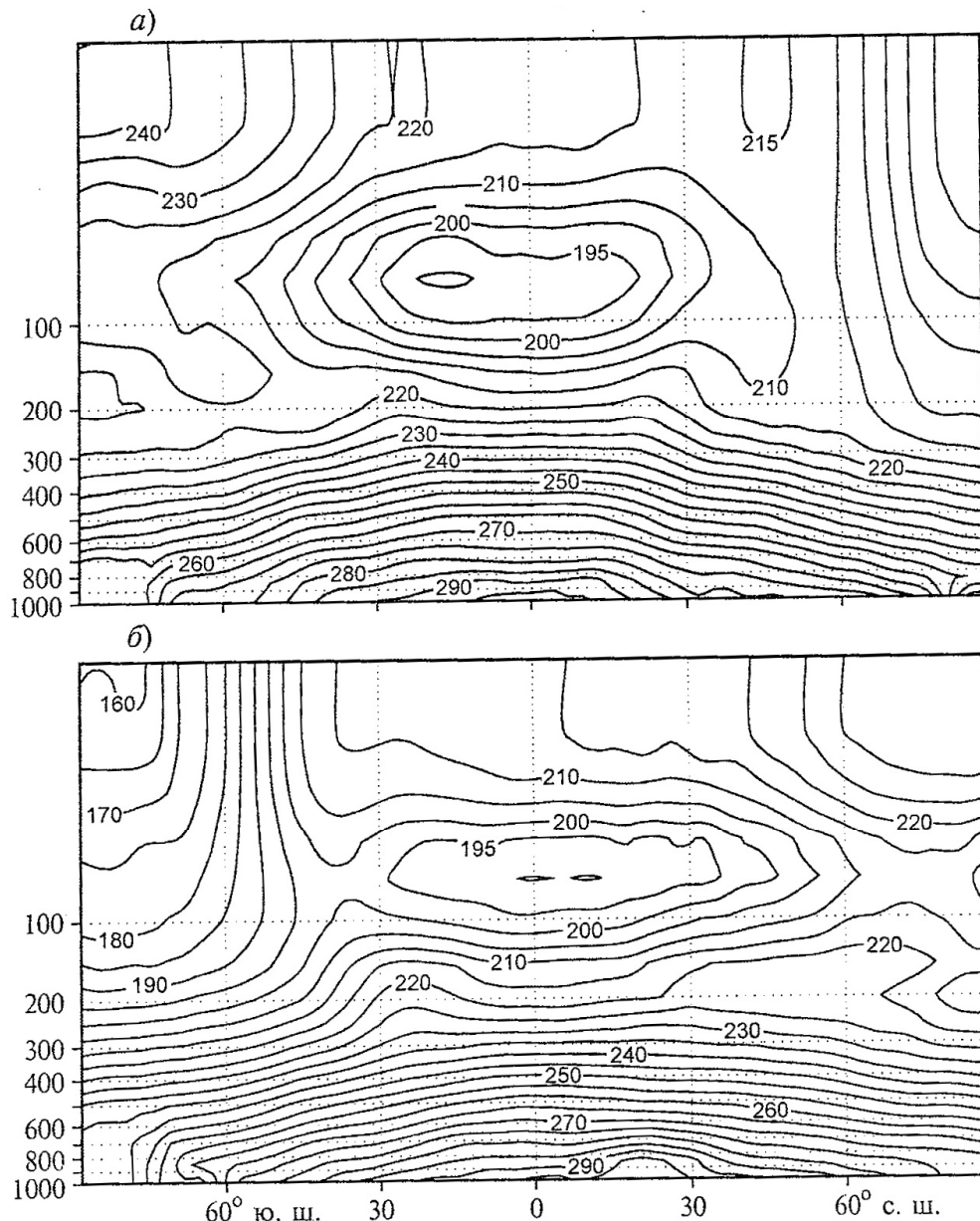


Рис. 4.6. Высотно-широтная диаграмма осредненной температуры модельной атмосферы для января (а) и июля (б). Ось ординат дана в логарифмической шкале. Изолинии проведены через 5 К

На уровне подстилающей поверхности наиболее низкая температура наблюдается в области сибирского максимума, Северной Канады и Гренландии. Нулевая изотерма поверхности суши для января в СП проходит от Англии через Центральную Европу к побережью Азовского моря и далее южнее (до 32°с.ш., 60°в.д.), а затем достигает Тихого океана на севере полуострова Корея. В ЮП в январе вся суша (кроме Антарктиды) находится в области положительной температуры. В июле максимальные значения температуры на подстилающей поверхности достигают 308К в Сахаре, более 300К на юге Северной Америки, севере Южной Америки, Индии, Индонезии, что соответствует климатическим данным. Наибольшие значения СКО в январе на суше наблюдались в восточной и юго-западной частях Северной Америки, в Центральной Европе и Австралии. В июле СКО меньше по величине. Максимальные значения СКО температуры поверхности расположены в южной части Южной Америки, на востоке Китая и северо-западе Северной Америки. Повышенные значения СКО температуры связаны с прохождением циклонов в регионе, а также особенностями береговой линии океан – суша (рис. 4.7, 4.8).

В модели произведен расчет радиационно-теплового баланса. Радиационные потоки в атмосфере задают и поддерживают градиент температуры между полюсами и экватором, который создает условия для генерации бароклинных волн в атмосфере и во многом определяет развитие крупномасштабных атмосферных процессов.

Рассчитывались среднегодовые значения турбулентных потоков явного HFL и скрытого QFL тепла от поверхности, потоков длинноволновой FLB(FLT) и коротковолновой FSB(FST) радиации на нижней (верхней) границе атмосферы, радиационный баланс на нижней RBB и верхней RTB границах атмосферы и суммарный тепловой баланс над поверхностью TBS.

Результаты расчетов представлены в таблице 4.1. Согласно численному эксперименту, турбулентные потоки явного и скрытого тепла являются консервативными характеристиками циркуляции атмосферы. Значения радиационных характеристик хорошо согласуются с климатическими. Тепловой баланс поверхности в СП в январе отрицателен, а в июле положителен. Противоположная картина наблюдается для ЮП.



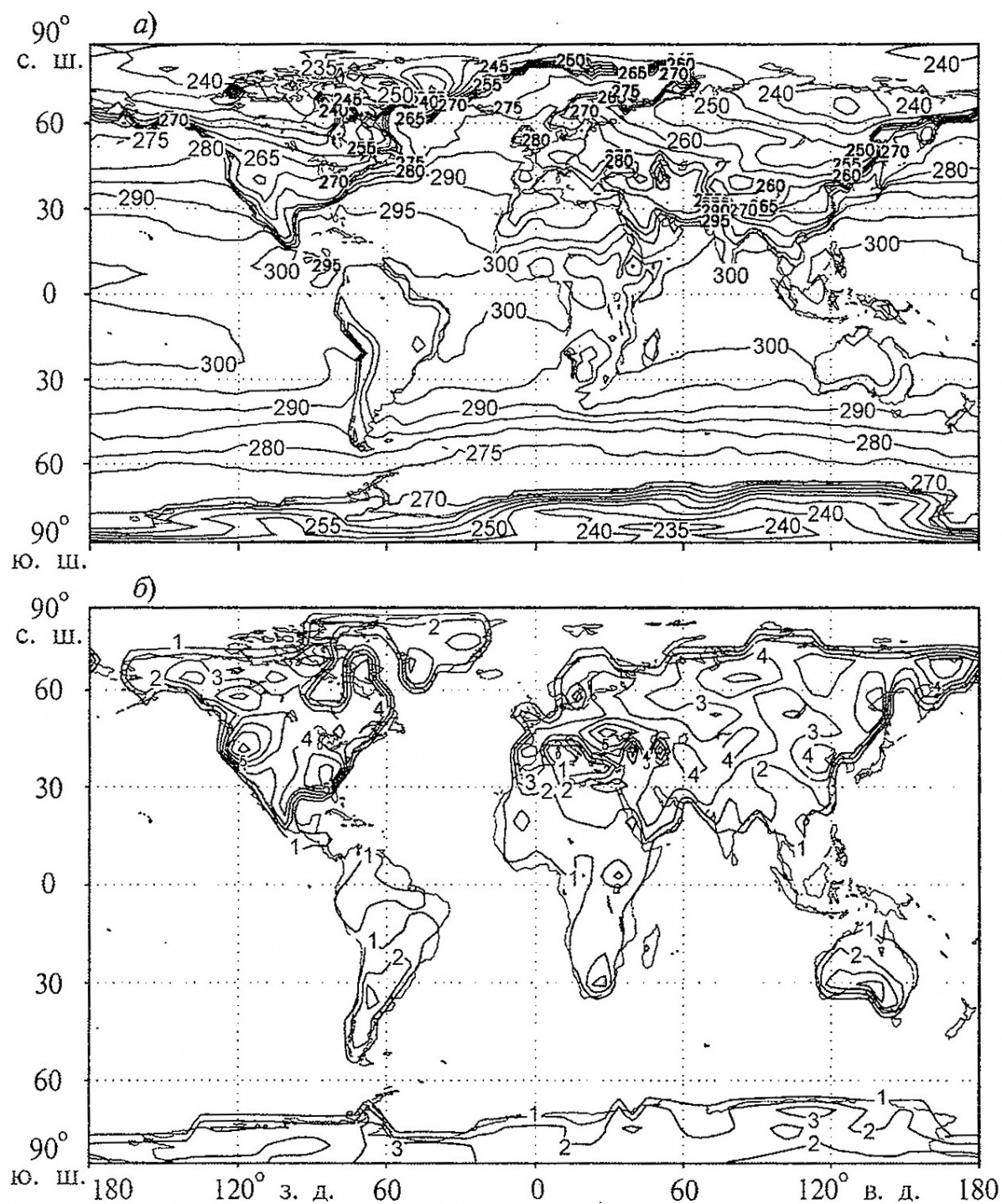


Рис. 4.7. Поля температуры поверхности для января (а) и СКО этой величины (б) по данным численного эксперимента. Изолинии проведены через 5 (а) и 1 К (б)



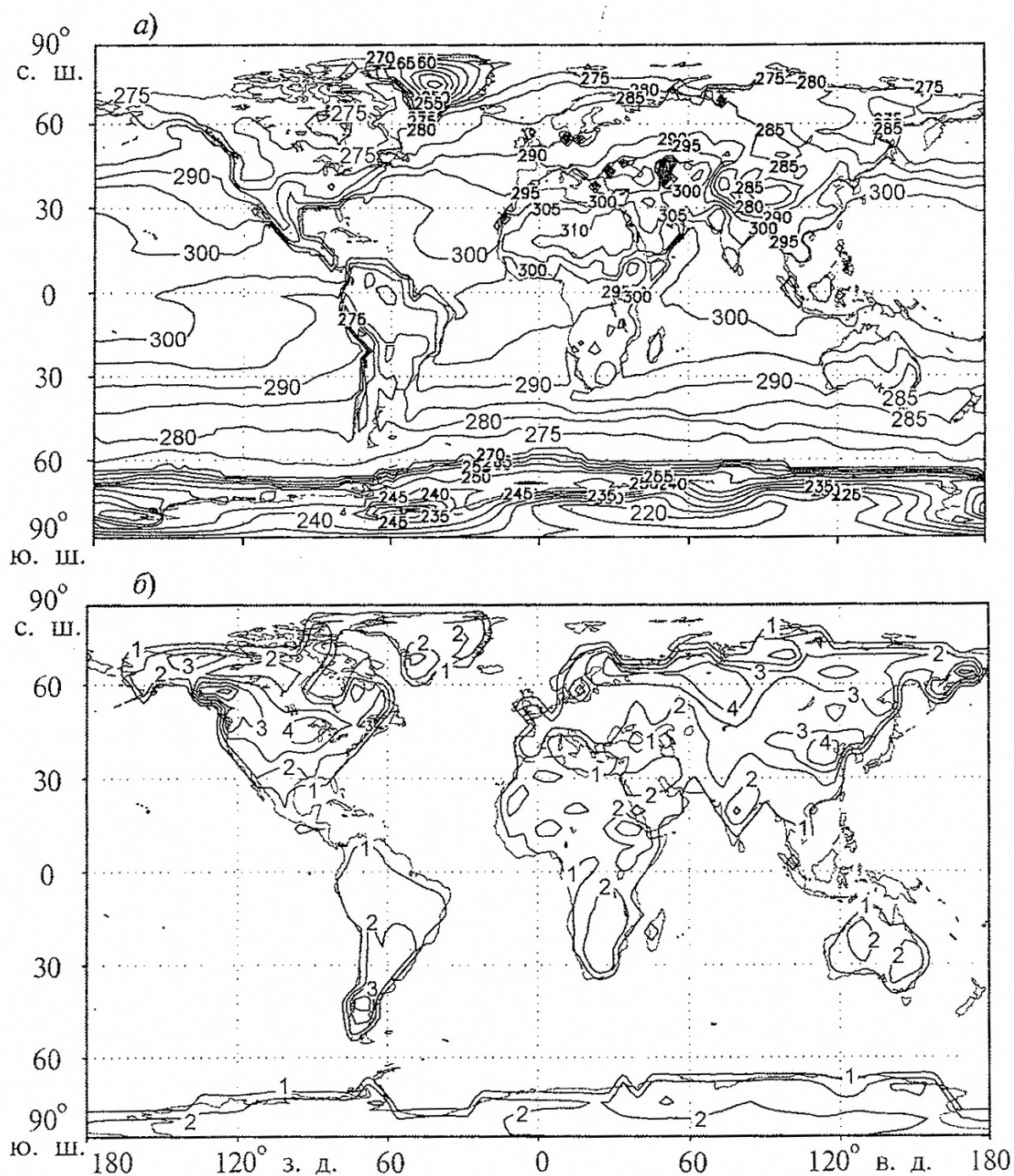


Рис. 4.8. Поля температуры поверхности для июля (а) и СКО этой величины (б) по данным численного эксперимента. Изолинии проведены через 5 (а) и 1 К (б)

Получено зонально осредненное распределение массовой доли влаги для января и июля. Согласно расчетам, области максимальных значений массовой доли влаги следуют за широтным перемещением ВЗК. В январе они располагаются вблизи экватора и в тропических широтах ЮП. В июле, когда ВЗК находится в СП, области максимальных значений массовой доли влаги также смещаются к северу. Локальные максимумы массовой доли влаги расположены в средних

широтах. При этом максимальные значения массовой доли влаги в нижней тропосфере СП зимой примерно в 2 раза меньше, чем летом (рис. 4.9).

Таблица 4.1

Радиационно-тепловой баланс ( $\text{Вт/м}^2$ ) и его компоненты за 20-й год интегрирования по модели в январе и июле

Регион	HFL	QFL	FLB	FSB	FLT	FST	RBB	RTB	TBS
Январь									
Земной шар	-10,7	-73,6	-61,9	149,4	-237,0	241,5	87,5	4,6	3,1
Северное полушарие	-11,6	-72,5	-65,8	96,8	-230,1	158,0	31,1	-72,1	-53,1
Океан	-11,4	-73,1	-62,9	138,5	-235,0	226,3	75,6	-8,7	-8,9
Суша	-9,4	-74,6	-59,7	171,2	-240,8	272,1	111,5	-31,3	27,6
Июль									
Земной шар	-10,7	-73,6	-61,3	139,6	-237,6	227,1	78,3	-10,5	-6,1
Северное полушарие	-11,6	-72,4	-57,9	184,1	-246,2	302,2	126,2	55,9	42,1
Океан	-11,4	-73,2	-61,5	140,7	-237,5	229,9	79,2	-7,6	-5,4
Суша	-9,4	-74,6	-60,8	137,3	-237,8	221,5	76,5	-16,3	-7,5

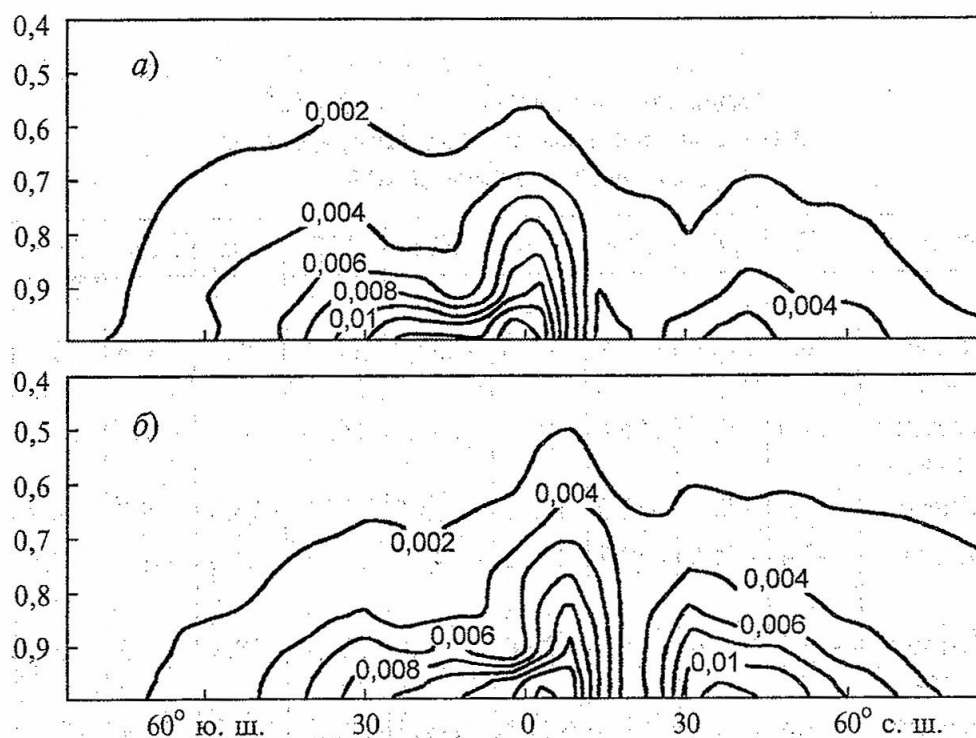


Рис. 4.9. Высотно-широтная диаграмма зонально осредненной доли влаги модельной атмосферы для января (а) и июля (б). Изолинии проведены через 0,002 г/г. По оси ординат обозначены  $\sigma$ -уровни СМА

Наибольшая интенсивность осадков в январе отмечается в тропических широтах ЮП, что определяется положением ВЗК в зимнее время года. В июле под воздействием муссонной циркуляции обильные осадки выпадают на полуострове Индостан и в районах Юго-Восточной Азии. В переходные периоды наибольшая интенсивность осадков наблюдается в приэкваториальных областях. Географические области максимального выпадения осадков достаточно хорошо отражают климатическую картину и повторяют сезонный ход миграции ВЗК.

В средних широтах области повышенной интенсивности осадков совпадают со шторм-треками, т.е. с траекториями преимущественного перемещения среднеширотных циклонов. Максимум выпадения осадков в средних широтах СП промоделирован успешно по интенсивности и по географическому положению, в ЮП он несколько занижен. В июле на экваторе максимум интенсивности осадков занижен (4мм/сут), по натурным данным он составляет 6 мм/сут. Успешно промоделированы максимумы интенсивности осадков в средних широтах как в СП, так и в ЮП. В переходные периоды (апрель, октябрь) максимальные значения осадков также приходится на экваториальную зону.

Максимальные значения СКО интенсивности осадков близки к климатическим значениям (достигают в июле до 4 мм/сут в индийском регионе и в Юго-Восточной Азии).

В тропиках модельные осадки имеют конвективный характер, что соответствует действительности. Осадки, обусловленные крупномасштабной конденсацией, в модельном эксперименте преимущественно выпадают в средних широтах.

Автор рассматриваемой модели А.И. Дегтярев выполнил ряд успешных численных экспериментов по моделированию элементов ОЦА: по воспроизведению блокирующей ситуации над Восточной Европой в октябре 1987 г.; влияния аномалий температуры поверхности океана в Атлантике на развитие атмосферной циркуляции.

Особое внимание уделено моделированию осредненных характеристик муссонной циркуляции в зимнем и летнем сезонах.

СМА реалистично воспроизводит фазы летнего индийского муссона, миграцию тибетского антициклона в верхней тропосфере, локализацию и интенсивность основных струйных течений и муссонных потоков (западное и восточное субтропические в верхней тропосфере и муссонное течение Финдлейтера в нижней тропосфере). Мак-

симальное значение модельных осадков над Индией в июле составило 21 мм/сут (по данным реанализа – 22 мм/сут).

СМА успешно воспроизводит межгодовую изменчивость муссонной циркуляции в Южной и Юго-Восточной Азии.

Результаты длительных численных экспериментов (на 20 лет модельного времени) показали, что СМА адекватно воспроизводит годовой ход АЦ. Среднемесячные климатические характеристики системы атмосфера – подстилающая поверхность, а именно: динамика АЦ, ее термический и радиационный режимы, гидрологический цикл – воспроизведены успешно и соответствуют или превосходят результаты других моделей подобного класса.

### **4.3. Глобальная спектральная модель Гидрометцентра России**

Базовая спектральная модель атмосферы Гидрометцентра РФ основана на системе уравнений гидротермодинамики бароклинной атмосферы, включающей в себя уравнения движения, гидростатики, неразрывности, притока тепла, переноса влаги, диагностические соотношения для вертикальной составляющей скорости ветра. Для определения источников тепла и влаги, входящих в правые части уравнений, используется совокупность физических параметризаций подсеточных процессов: переноса радиации, конвекции, турбулентности, осадкообразования, процессов на подстилающей поверхности (Розинкина и др., 2010).

Для удобства спектрального представления уравнения движения для скорости преобразуются в уравнения для вихря и дивергенции.

Вертикальная область  $0 \leq \sigma \leq 1$  разбивается на  $N$  слоев, разделенных  $N - 1$  уровнями с фиксированными значениями  $\sigma$  на них ( $\sigma = P/P_s$ , где  $P_s$  – атмосферное давление у земной поверхности,  $p$  – давление на  $\sigma$ -уровне).

Основные переменные модели (температура, горизонтальные составляющие скорости ветра, отношение смеси) определяются для слоев, и, таким образом, вычисляемые значения приписываются к значениям промежуточных  $\sigma^\circ$ , которые идентифицируются полукруглыми индексами  $\sigma$ . Использование сигма-координаты позволяет учесть влияние орографии в модели и обойти трудности, связанные с формулировкой нижнего граничного условия.

Область, в которой ищутся решения уравнений модели ОЦА, ограничивается подстилающей поверхностью (суши или океана) и верхней границей со значением верхнего счетного уровня  $\sigma^o$  – полуцелого индекса  $\sigma$  (1/2) (верхнего счетного уровня модели атмосферы). В существующей оперативной версии модели атмосферы  $\sigma^o = 0,1$ , что над акваториями соответствует приблизительно 10 гПа с учетом выполнения условия равенства нулю вертикальной скорости для  $\sigma=0$  и  $\sigma=1$ .

Искомymi переменными, вычисляемыми на каждом временном шаге, служат горизонтальные компоненты вектора скорости движения, дивергенция, вихрь скорости ветра, температуры воздуха, отношение смеси влажного воздуха, приземное давление, температура подстилающей поверхности, увлажненность верхнего слоя почвы, толщина снежного покрова. Кроме того, на каждом временном шаге вычисляются суммы выпавших осадков (конвективных и крупномасштабных), компоненты теплового баланса подстилающей поверхности, компоненты радиационного баланса подстилающей поверхности, напряжение приземного трения, притоки радиационного тепла к слоям атмосферы.

Независимые переменные: время  $t$  и координаты  $(\lambda, \varphi, \sigma)$  в сферической системе координат.

Для решения уравнений используются следующие граничные условия:

- для вертикальной скорости ставится условие равенства нулю вертикальной скорости для  $\sigma = 0$  и  $\sigma = 1$ ;

- для прогностических переменных – температуры, влажности, составляющих скорости ветра – отсутствие потоков, обусловленных действием факторов «подсеточной физики», выше верхнего счетного уровня.

Нижняя граница области интегрирования определяется как поверхность океана над акваториями и как граница раздела деятельного слоя почвы над участками суши. При этом для границы атмосфера – океан нет никаких ограничений по потокам, обусловленным составляющими радиационного баланса подстилающей поверхности и турбулентными движениями в приводном слое; в случае раздела атмосфера – суша решаются уравнения для температуры и влажности деятельного слоя. В результате для каждого шага по времени вычисляются новые значения температуры  $T_s$  и влажности  $W_s$  деятельного поверхностного слоя суши, модулирующие на следующем шаге по

времени значения составляющих теплового и длинноволнового радиационного балансов. При этом величина потока из деятельного во внутренний слой почвы определяется заданием постоянных для данной ячейки значений его температуры и влагосодержания.

Для вертикальной скорости  $\sigma$  начальное условие не требуется, так как она находится из уравнения неразрывности, не содержащего производных по времени.

Помимо главного модуля в технологии «Спектральная модель» присутствуют 2 обязательных модуля – пре- и постпроцессинг, основными задачами которых является подготовка стартового набора для модели атмосферы на расчетной сетке (препроцессинг) и, соответственно, информации для пользователей на регулярных широтно-долготных сетках и изобарической системе вертикальных координат, а также – вычисления ряда диагностических характеристик.

В работе (Розинкина и др., 2010) дано описание методов решения уравнений модели атмосферы – для интегрирования уравнений модели используется спектрально-сеточный метод.

Структура модели включает в себя ряд блоков – блок инициализации по нормальным модам; блок вычислений в сеточном пространстве; блок совокупности параметризаций «подсеточных» процессов.

Последний из перечисленных блоков включает в себя следующие подблоки: радиационный; конвекции; вертикальной диффузии, крупномасштабной конденсации, подблок расчетов на подстилающей поверхности.

Вторая часть вычислений на временном шаге модели осуществляется в пространстве спектральных коэффициентов (блок вычислений в спектральном пространстве), после этого осуществляется переход в сеточное пространство.

В рассматриваемой работе представлены структура программного комплекса и общая схема функционирования технологии, включающая в себя компоненты «препроцессинг» и «постпроцессинг».

Основными расчетными технологиями глобальной прогностической модели Гидрометцентра России, являются:

- система усвоения данных наблюдений;
- система статистической интерпретации;
- система диагноза и прогноза деятельного слоя океана;
- численный прогноз ветрового волнения;

- системы диагностики и верификации с использованием комплексных диагностических показателей (показатели бароклинности, фронтальные параметры);
- системы расчетов информации для авиационных прогнозов (высота тропопаузы, характеристики слоя конвекции, характеристики струйных течений);
- система ансамблевых прогнозов.

Главным назначением глобальной модели атмосферы является выпуск гидродинамических прогнозов для всего земного шара. Особое внимание уделяется развитию системы глобального ансамблевого прогноза на краткие и средние сроки.

Ансамбль представляет собой совокупность прогнозов, стартовых со слегка различающихся начальных данных. Соответствующий ансамбль начальных данных генерируется с помощью бридинг-метода. Этот метод, называемый методом выращивания наиболее быстро растущих мод, является наиболее простым и требует наименьших компьютерных ресурсов. Ансамбль состоит из 11 членов, из них 5 пар прогнозов по возмущенным данным и 1 контрольный прогноз (прогноз по невозмущенным начальным данным).

В период 2007 – 2009 гг. в Гидрометцентре России велись активные работы по разработке новых версий спектральной модели атмосферы T169 L31 и T339 L31 с пространственным разрешением в умеренных широтах  $\approx 60$  км и 35 км соответственно. Новая версия модели атмосферы (T169 L31) показала превышение уровня оценок по сравнению с версией T85 L31 как в толще атмосферы, так и по прогнозам элементов земной погоды.

#### **4.4. Воспроизведение сезонной атмосферной циркуляции модифицированной полулагранжевой моделью атмосферы**

Полулагранжевая глобальная конечно-разностная модель общей циркуляции атмосферы (ПЛАВ) создана в ИВМ РАН и Гидрометцентре России. Полулагранжев метод представления адвекции позволяет использовать в модели шаг по времени в несколько раз больший, чем шаг, определяемый условием Куранта. Особенности блока решения уравнений динамики атмосферы данной модели являются применения конечных разностей четвертого порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых уровней и использова-

ние вертикальной компоненты абсолютного вихря и дивергенции в качестве прогностических переменных.

Модель включает в себя набор параметризаций процессов подсеточного масштаба (коротко- и длинноволновая радиация, глубокая и мелкая конвекция, планетарный пограничный слой, торможение гравитационных волн, параметризации тепло- и влагообмена с подстилающей поверхностью), разработанный Метео-Франс для французской глобальной оперативной модели ARPEGE и региональной модели Международного Консорциума ALADIN.

Описание параметризаций содержится в работе автора модели (Толстых, 2010).

Версия полулагранжевой модели атмосферы разрешением 0,9 градуса по долготе, 0,72 градуса по широте успешно прошла оперативные испытания и внедрена в Гидрометцентре России.

Данная модель использовалась для воспроизведения атмосферной циркуляции сезонных временных масштабов при различных версиях параметризации процессов на поверхности суши.

В 2005-2006 гг. в Гидрометцентре России была произведена первая серия численных экспериментов с предыдущей версией полулагранжевой модели атмосферы.

В качестве начальных данных применялись реанализы 2 NCEP|NCAR. Поле температуры поверхности океана (ТПО) задавалось с использованием простой схемы эволюции температуры поверхности океана – использовался метод сохранения аномалий ТПО. Морской лед в модели определяется как участки океана, где температура поверхности ниже  $-1,82^{\circ}\text{C}$ .

Модель атмосферы имела разрешение 1,40625 градуса по долготе, 1,125 градуса по широте, 28 сигма-уровней по вертикали. Шаг по времени составлял 36 мин. Результаты показали, что модель в целом успешно воспроизводит геопотенциал, температуру и ветер в тропосфере в средних широтах. В то же время были выявлены следующие недостатки: нереалистичные осадки в тропиках, их почти полное отсутствие в экваториальной Южной Америке. Средняя ошибка в тропиках для высоты поверхности 500 гПа составляла – 40 м, для температуры на уровне 850 гПа – 1,8 градуса. Над Антарктидой средняя ошибка температуры на уровне 850 гПа достигала +8 градусов.

В этой версии модели использовалась простая параметризация процессов на поверхности суши, не учитывающая ни наличия растительного покрова, ни характеристики почвы. Для реалистичного вос-



произведения среднесезонной циркуляции атмосферы каждые сутки модельного времени производилась полная релаксация значений температуры и влагосодержания глубинного слоя почвы к среднеклиматическим (с учетом годового хода) значениям из данных реанализа –2.

Предполагается, что ошибки в воспроизведении атмосферной циркуляции в тропиках во многом связаны с отсутствием в старой версии модели описания растительности, которая существенным образом влияет на поток скрытого тепла.

В новой версии модели старая параметризация процессов на поверхности суши заменена на более современную (ISBA), в которой учитывается возможность растительности перехватывать и испарять поступившие на нее осадки, тепловая инерция растительности. В модель были включены параметризации, касающиеся промерзания и оттаивания почвы.

Параметризация ISBA требует информации о физико-географических характеристиках поверхности (процент песка и глины, глубина деятельного слоя почвы и растительности, альбедо почвы и растительности, листовой индекс, поверхностное сопротивление).

Для модельных расчетов в качестве начальных данных для влагосодержания глубинного слоя почвы используется масштабированный влагозапас почвы по данным реанализа –2 и др.

Был исследован отклик среднесезонной модельной циркуляции атмосферы на изменение параметризации поверхности. Были выполнены численные эксперименты по ансамблевой технологии для сезонных прогнозов, стартующих с 23 октября и с 23 июля 2007 г. Для генерации ансамбля возмущенных начальных данных применялась процедура выращивания быстродействующих возмущений. Все расчеты проводились на 4 месяца модельного времени, обрабатывались три последних месяца. Результаты показали, что версия модели с параметризацией ISBA значительно лучше воспроизводит зонально-осредненные осадки, при этом географическое распределение осадков в тропиках стало более реалистичным – появились значимые осадки в экваториальной Южной Америке, распределение осадков над Южной половиной Африки стало ближе к наблюдениям. Это объясняется тем, что включение параметризации растительности, которая учитывала способность растений удерживать и затем испарять влагу, резко увеличивает испарение с поверхности суши. Одновременно отмечено и заметное уменьшение ошибки в поле температуры на уровне 850 гПа.

Затем была проведена дальнейшая модернизация параметризаций процессов подсеточного масштаба в модели.

Была реализована более совершенная параметризация облачности в ячейке сетки. Предполагается, что пропорция облачности в ячейке сетки экспоненциально зависит от средней крупномасштабной пропорции облачного конденсата, которая вычисляется диагностически с помощью эмпирического профиля критической относительной влажности, зависящего только от вертикальной координаты.

Была реализована другая параметризация влияния снега на альбедо и излучательную способность поверхности. Была также усовершенствована параметризация пограничного слоя атмосферы, а также параметризация длинноволновой радиации.

После внесения изменений были выполнены численные эксперименты по расчету ретроспективных сезонных прогнозов на основе данных реанализа NCEP/NCAR, согласно протоколу международного эксперимента SMIP-2 /HFR нацеленного на оценку практической предсказуемости на сезонных временных масштабах. Результаты этих экспериментов сравнивались с результатами по предыдущей версии модели.

В качестве начальных данных для расчета прогностического ансамбля брались данные реанализа-2 NCEP/NCAR со сдвигом в 12 часов, за период со срока 00 ч ВСВ 6-го числа по срок 12 ч 30-го числа месяца, предшествующего первому месяцу прогноза. Рассчитывались прогнозы на четыре месяца, оценивалась точность воспроизведения средней АЦ за второй – четвертый месяцы. Сезонные прогнозы на зимний период стартуют с начальных данных на конец октября. Были рассчитаны ансамбли сезонных прогнозов за 25 лет для каждого из 4-х сезонов.

В новой версии модели ( $0,225^{\circ} \times 0,81^{\circ}, 51$  уровень) существенно улучшились все оценки всех полей в тропиках. Так, для поля давления на уровне моря СКО уменьшилась в среднем в 11,6 раза. Для температуры на уровне 850гПа (Т 850) та же ошибка уменьшилась примерно на 0,4 градуса (или на 17%), для осадков – на 27%.

Произошло значительное улучшение воспроизведения тропических осадков в новой версии модели за счет учета растительности на поверхности суши, которая многократно увеличивает испарение с модельной поверхности, поэтому в новой версии модели появились осадки в приэкваториальной Южной Америке.

Заметное уменьшение ошибки Т850 над Антарктидой связано с учетом льда на поверхности в параметризации ISBA, а также несколько улучшенным описанием устойчивого пограничного слоя.

Видимый эффект улучшения оценок Т 850 и, в меньшей степени, Н500 дала новая параметризация длинноволновой радиации. Для прогнозов на период декабрь – февраль уменьшение СКО, вызванные заменой параметризации радиации, составило 0,25; 0,4; 0,35 градуса для регионов внутритропической части Северного полушария, тропиков, внутритропической части Южного полушария соответственно. Для прогнозов на период июнь – август значение улучшения составляет 0,9; 0,4; 0,15 градусов соответственно. Влияние новой параметризации на оценки поля геопотенциала поверхности 500 гПа (Н500) в основном проявляется в тропиках, где СКО уменьшалось с 20,3 до 11,7 м для периода июнь – август и с 23,8 до 15,4 в период декабрь – февраль.

Рассчитанные по данным модельных экспериментов первые естественные ортогональные составляющие АЦ похожи на аналогичные составляющие, полученные по данным реанализа-2. Погрешности воспроизведения Северо-Атлантического колебания могут быть уменьшены в совместной модели атмосферы и океана (Толстых, Киктев, Зарипов, 2010).

В настоящее время базовой моделью для расчетов прогнозов погоды на срок до 10 суток в Гидрометцентре РФ является конечно-разностная модель ПЛАВ, в следующей версии которой планируется довести горизонтальное разрешение до 10 км, а в дальнейшей перспективе модель станет негидростатической (Вильфанд, 2012).

## ГЛАВА V. ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ АТМОСФЕРЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОГОДЫ

### 5.1. Предсказуемость погоды и климата

Рассмотрим вначале проблему предсказуемости атмосферных процессов, следуя статье Дж. Шуклы «Предсказуемость», опубликованной в книге «Динамика погоды» в 1988 г. и не потерявшей своего методологического значения в настоящее время.

Динамика атмосферных течений описывается нелинейными математическими уравнениями, а наличие в атмосфере горизонтальных и вертикальных градиентов скорости ветра, температуры и влажности способствуют росту гидро- и термодинамической неустойчивости. Эти характерные особенности атмосферных движений являются главным фактором, определяющим верхний предел детерминированной предсказуемости атмосферных течений. Кроме того, используемые уравнения и параметризация отдельных физических процессов являются неточными, что служит источником ошибок в предвычислении полей метеоэлементов с помощью гидродинамических моделей. Но даже если бы модели были совершенно точными, небольшие погрешности в начальных условиях могут привести к росту ошибок за счет внутренней неустойчивости течений и нелинейного взаимодействия между возмущениями различных временных и пространственных масштабов. Количественно верхний предел детерминированного предвычисления погоды, даже по точной модели, определяется скоростью роста и возможностью компенсации основных видов неустойчивости.

За прошедшие 3 десятилетия было сделано несколько попыток оценить верхний предел детерминированного предвычисления состояния атмосферы в фиксированный момент времени, т.е. погоды. Существует несколько принципиальных трудностей в оценках верхнего предела детерминированной предсказуемости. Полагают, что если различия между 2-мя прогностическими полями, рассчитанными по одной и той же модели, но с небольшими различиями в начальных условиях, оказываются эквивалентными различиям между двумя случайно выбранными синоптическими картами (для одного и того же времени года), то верхний предел предсказуемости достигнут. Необходимо еще выбрать меру этих различий. Например, будет ли это среднее квадратическое значение разностей величин, нанесенных на

карты и осредненных по соответствующим масштабам, или коэффициент корреляции, или какая-либо другая характеристика пространственно-временной изменчивости.

Исследования классической предсказуемости Томпсоном на основе простой баротропной модели показали, что ошибки в начальных условиях увеличиваются по мере увеличения продолжительности интегрирования уравнений модели и что атмосферные течения непредсказуемы на сроки больше недели. Томпсон установил зависимость предсказуемости от масштабов начальных ошибок и указал на необходимость расширения сети станций и совершенствования моделей для улучшения прогноза погоды. Главной причиной существования пределов предсказуемости является неустойчивость атмосферных течений.

Лоренц использовал двухслойную квазигеострофическую модель с зональным потоком с двумя модами в меридиональном направлении и возмущениями в каждом слое, описываемыми 3 гармониками в широтном направлении, каждая из которых имела две моды в направлении север – юг. Было показано, что время удвоения начальной ошибки сильно зависело от структуры течения и что время удвоения ошибок наблюдений синоптического масштаба может составить от нескольких дней до нескольких недель, а в среднем оно равно примерно 4 суткам. Однако поля, осредненные по времени и пространству, предсказываются лучше.

Лийс и Крейчнан использовали более совершенное замыкание уравнений турбулентного обмена энергией и показали, что при двухмерном спектре кинетической энергии, аналогичном спектру, полученному по данным измерений в реальной атмосфере, удвоение ошибки происходит примерно через 2 суток.

Весьма интересно также и то, что эти оценки времени удвоения ошибки весьма близки как к оценкам, полученным с помощью современных моделей ОЦА, так и к результатам Лоренца, использовавшего аналоги синоптических процессов за прошедшее время по архивным данным.

Чарни и др. были первыми, кто использовал модели ОЦА при изучении классической предсказуемости развития процессов, воспроизводимых моделью. Они использовали 3 модели, разработанные Смагоринским, Минцем и Лийсом, для анализа скорости роста ошибок поля температуры, заданных в начальный момент времени в виде случайного распределения или в виде синусоиды. Оказалось, что ре-

зультаты сильно зависят от вида модели, и рост ошибок в каждой из них был различен.

Более поздние исследования предсказуемости с помощью моделей ОЦА показали, что скорость роста начальной ошибки зависит от степени разрешения модели: чем грубее разрешение, тем медленнее растет ошибка (в модели ОЦА Минца-Аракавы время удвоения ошибки составило примерно 5 суток).

Модель, используемая для изучения предсказуемости, описана в статье Шуклы и др. (Динамика погоды, 1988). Это глобальная девятиуровневая модель с использованием полных уравнений гидродинамики. Разрешение по горизонтали составляет  $4^\circ$  по широте и  $5^\circ$  по долготе. Учитываются соответствующим образом параметризованные процессы радиационного обмена, конвекции и турбулентного переноса. Годовой ход температуры поверхности океана, влажности почвы, высоты снежного и толщины ледяного покровов в соответствующих узлах сетки считается известным.

Важен вопрос о максимальной заблаговременности прогноза. Трудности обусловлены следующим. Начальное состояние определяется по данным наблюдений на нерегулярной сети станций, расположенных часто на достаточно большом расстоянии друг от друга, что приводит к тому, что индивидуальные движения с горизонтальными масштабами, меньшими расстояния между станциями, вообще не фиксируются. Начальные данные искажены случайными ошибками измерений, интерполяции и округления. Поэтому даже точное решение исходных уравнений гидротермодинамики будет сопряжено с неизбежными ошибками, растущими вследствие нелинейности с увеличением срока заблаговременности.

Есть и другие трудности. Лоренц показал, что вследствие нелинейного взаимодействия движений различных пространственных и временных масштабов состояние системы является неустойчивым в том смысле, что два близких в начальный момент времени состояния не останутся таковыми навсегда. Все это приводит к увеличению расхождений между прогнозируемыми и фактическими величинами. Однако любой прогноз имеет смысл лишь до тех пор, пока его ошибка не выходит за предел средней климатической дисперсии прогнозируемой величины. Такой срок прогноза получил название предела предсказуемости. Следовательно, причинами ограниченной предсказуемости КС являются внутренняя неустойчивость климатической

системы, неадекватность принятых способов ее описания и неточность начальной информации.

Предел детерминистической предсказуемости однозначно связан со скоростью роста ошибки в начальных данных или временем ее удвоения. Действительно, если погрешность задания начального поля температуры  $1^{\circ}\text{C}$ , время ее удвоения 3 суток и средняя климатическая дисперсия температуры  $8^{\circ}\text{C}$ , то при постоянной скорости роста предел детерминистической предсказуемости будет равен 9 суткам.

В последние годы все большую актуальность принимает проблема предсказуемости климата. Рассмотрим ее, следуя основным положениям 5-го раздела «Оценочного доклада Росгидромета» (2008).

Климатическая система (КС) Земли непрерывно изменяется под влиянием как внешних воздействий, так и внутренних процессов. При этом компоненты, составляющие КС, нелинейно взаимодействуют и имеют разные времена релаксации к внешним воздействиям. Так, тропосфера может вернуться в квазиравновесное состояние за время от нескольких дней до нескольких недель, стратосфере для этого требуется несколько месяцев. Вследствие огромной теплоемкости океана время его реакции на внешние воздействия может составлять от нескольких лет (верхний перемешанный слой) до тысяч лет (глобальная термохалинная циркуляция). Реакция на внешние воздействия ледяных щитов Гренландии и Антарктиды измеряется сотнями и тысячами лет.

Одной из главных проблем климатической системы, где процессы идут нелинейно при наличии обратных связей между компонентами, является прогноз ее будущего состояния. Нелинейные системы имеют ограниченную предсказуемость (временной предел, в котором будущее состояние системы может быть предсказано на основании имеющейся информации о текущих и прошлых ее состояниях).

Различают предсказуемость первого и второго рода. Предсказуемость первого рода определяется зависимостью эволюции КС от начального состояния. Предсказуемость второго рода определяет возможность статистического описания будущих состояний КС в терминах среднего и изменчивости в результате тех или иных внешних воздействий.

Исходные состояния климатической системы точно не известны, и в процессе прогноза присутствующие в них ошибки увеличиваются. Прогноз наиболее подвижной компоненты атмосферы, как правило, не превышает двух недель. Климатические процессы, которые меня-

ются достаточно медленно, явления Эль-Ниньо могут быть предсказаны с заблаговременностью в несколько месяцев.

Согласно (ОД, 2008), имеется достаточно свидетельств того, что глобальные изменения климата, обусловленные влияниями внешних воздействий, предсказуемы. Так, годовой цикл, короткопериодные изменения климата, вызванные отдельными вулканическими извержениями, достаточно хорошо воспроизводятся современными моделями. Изменения климата в прошлом, связанные с изменениями астрономических и других внешних факторов, также воспроизводятся моделями. При этом глобальные и континентальные изменения климата более предсказуемы, чем региональные или локальные, поскольку пространственное осреднение, как и осреднение по времени, отфильтровывает собственную изменчивость КС.

В настоящее время суммарное воздействие антропогенных парниковых газов и аэрозоля на КС составляет  $1,6 \text{ Вт/м}^2$  по сравнению с доиндустриальным периодом. Если нынешняя скорость увеличения содержания углекислого газа сохранится, то во второй половине XXI в. концентрация  $\text{CO}_2$  удвоится и глобальное радиационное воздействие составит примерно  $4 \text{ Вт/м}^2$ .

Предсказуемость КС ограничена нелинейностью. Наличие в системе положительных обратных связей усиливает ее отклик на внешние воздействия, а по достижении климатической системой определенного состояния при сравнительно медленной эволюции может произойти скачкообразный переход (в течение нескольких десятков лет) в иное состояние.

Из-за нелинейности и стохастичности КС оценка будущих изменений климата принципиально возможна лишь в виде некоторого вероятностного распределения, поэтому задача предсказания климата сводится к определению вероятностных функций распределения разных характеристик КС в будущем, а не к прогнозу ее эволюции во времени.

При прогнозе климата с помощью современных климатических моделей важное значение придается оценке чувствительности модели к внешним воздействиям.

Чувствительность самой КС к удвоению концентрации  $\text{CO}_2$  оценивается примерно в  $3^\circ\text{C}$ . В отсутствие обратных связей потепление климата при удвоении атмосферной концентрации  $\text{CO}_2$  составило бы примерно  $1,2^\circ\text{C}$ , однако наличие положительной обратной связи между повышением температуры и содержанием водяного пара и отрица-



тельной обратной связи с изменениями вертикального температурного градиента приводит к усилению потепления в 1,5 раза. Кроме того, учитывается обратная связь между изменениями приземной температуры воздуха и альбедо подстилающей поверхности, вклад облачно-радиационной обратной связи. Вследствие нелинейности КС перечисленные обратные связи усиливают друг друга, и их совокупный эффект превышает сумму эффектов каждой из них в отдельности.

Модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) позволяют рассчитывать изменения климата на длительную перспективу при различных сценариях антропогенных выбросов. В рамках проекта СМIP 3 (участвовало более 20 моделей) были произведены расчеты для сценариев A2, A1B, B1. В Оценочном докладе Росгидромета дан анализ результатов воспроизведения современного климата и его прогноза до 2099 г. на территории России с помощью ансамбля МОЦАО.

Выделяются три категории для оценки климатических моделей (Boer, 2000): 1) морфология климата, представленная пространственным распределением и структурой средних значений, средних квадратических отклонений и корреляций основных климатических параметров; 2) бюджеты (балансы) и циклы в климатической системе (например, гидрологический цикл), а также 3) климатические процессы (например, муссоны, блокинг, конвекция).

Поскольку климат – это «осредненная погода», сравнение расчетов с помощью МОЦАО и данных наблюдений можно проводить для характеристик, осредненных за достаточно большие промежутки времени, измеряемые десятками лет (например, базовый период ВМО (1961 – 1990 гг.)). Используется также период 1981 – 2000 гг.

В ГГО им. А.И. Воейкова под руководством В.М. Катцова и В.П. Мелешко выполнен цикл работ по оценке будущих изменений климата с помощью ансамбля МОЦАО. Ансамблевыми называются расчеты, выполненные с одной или несколькими моделями при одинаковом внешнем воздействии. Ансамбли, составленные из расчетов с одной и той же моделью, но от разных начальных условий, характеризуют неопределенность, обусловленную собственной климатической изменчивостью данной модели. Мультимодельные ансамбли, составленные из расчетов с независимыми моделями, характеризуют неопределенность, обусловленную межмодельными различиями.

В заключение приведем таблицу с данными климатических расчетов для территории России до конца XXI столетия.

Таблица 5.1

Средние за год изменения температуры приземного воздуха (°C) и межмодельные стандартные отклонения, рассчитанные по ансамблю МОЦАО для территории России в XXI веке для сценариев A1B, A2 и B1

Сценарий	2011 – 2030 гг.	2041 – 2060 гг.	2080 – 2099 гг.
A1B	$1,2 \pm 0,6$	$3,0 \pm 0,7$	$4,7 \pm 1,2$
A2	$1,1 \pm 0,5$	$2,6 \pm 0,7$	$5,6 \pm 1,2$
B1	$1,2 \pm 0,4$	$2,0 \pm 0,6$	$2,9 \pm 0,9$

Как видно из табл. 5.1, к концу столетия наибольший прирост температуры ожидается при наиболее «жестком» сценарии A2.

## 5.2. Прогнозирование погоды с помощью гидродинамических моделей

Рассмотрим решение проблемы прогноза погоды с помощью гидродинамических моделей в последние десятилетия в Гидрометцентре СССР (ныне Гидрометцентре России), с использованием материалов сборников, посвященных 70- и 80-летиям Гидрометцентра России (1999, 2010), докладов директора Гидрометцентра РФ Р.М. Вильфанда на VI Всероссийском метеорологическом съезде (Санкт-Петербург, 2009), на Международной научной конференции по региональным проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды (Казань, 2012) и др.

В 60-70-х гг. XX в. исследования в области прогноза погоды были подняты на новый уровень фундаментальных исследований с применением полных уравнений гидротермодинамики. Дальнейшее развитие всех аспектов проблемы прогноза погоды диктовало необходимость включения в модель тонких механизмов притоков тепла и диссипации.

Увеличение заблаговременности гидродинамических прогнозов на 7 суток и более требовало изучения в глобальном масштабе не только самих механизмов развития неустойчивости атмосферных процессов, но также и процессов накопления энергии неустойчивости, связанных со сложными радиационными процессами, процессами фазовых переходов влаги в атмосфере, почве и на поверхности океана и с различными формами мелкомасштабной конвекции. Поэтому разработка модели прогноза погоды на базе модели общей

циркуляции атмосферы (ОЦА) поднимала эти исследования на уровень фундаментальных.

Одновременно разработка модели прогноза погоды на средние сроки на базе моделей ОЦА поднимала эти исследования на уровень сложной технологической проблемы, по своим масштабам, научному уровню и народнохозяйственной значимости требующей большого объема исследовательской работы в едином коллективе на исключительно высоком теоретическом уровне по изучению глобальных атмосферных процессов, использования вычислительных средств большой мощности, а также проведения научно обоснованных наблюдательных программ: ПИГАП (ПГЭП). С 1 декабря 1978 г. до 30 ноября 1979 г. такие программы были организованы и предприняты как целенаправленное международное исследование, предназначенное для проведения наблюдений над глобальной циркуляцией атмосферы, для ее моделирования и прогноза на основе решения уравнений ОЦА. Они были успешно осуществлены, дали широкие знания о кинематике и динамике атмосферы и привели к выдающимся успехам в моделировании и реальном прогнозировании на сроки до 7 суток новообразований и эволюций атмосферной циркуляции.

В 1985 г. в Гидрометцентре СССР реализована и в 1986 г. введена в оперативную практику высокоэффективная полусферная спектральная модель в варианте T40 L15 по документации модели Европейского центра прогнозов погоды на средние сроки (ЕЦППС). Документация модели ЕЦППС делится на 2 части. Том I (Теоретические основы) содержит описание теории и уравнений для различных частей модели, а также включает описание теории, на которой основываются диагностические вычисления и обработка прогностической информации. Том II (Организация модели) содержит описания общей структуры модели и взаимодействий между различными частями модели. Включает разделы, в которых приведены принятые в ЕЦППС соглашения по стандартам программирования, описания используемых наборов данных и организация ввода – вывода между файлами на дисках и памятью CRAY – IA. Даны также сведения о пакете обработки прогностической информации и описание системы управления моделью.

Зависимые переменные модели: вихрь и дивергенция скорости, виртуальная температура, массовая доля водяного пара, геопотенциал, приземное давление. На подстилающей поверхности задаются климатические значения температуры поверхности океана, альбедо,

границ снежного покрова и морского льда. Модель реализована на основе спектрального метода для северного полушария. Использовано так называемое треугольное усечение Т 40 по сферическим гармоникам, при котором максимальные зональные и меридиональные волновые числа в разложении равны 40. Модель реализована для 15 уровней по вертикали в так называемых  $\sigma$ -координатах, учитывающих неровности рельефа Земли. Физические блоки модели включают следующие параметризации:

- пограничного слоя на основе теории подобия Монина-Обухова;
- перемежающейся турбулентности в свободной атмосфере с использованием полуэмпирической зависимости турбулентных потоков от длины смешения и числа Ричардсона;
- влажной конвекции, позволяющей воспроизводить многоярусную облачность, параметрически учитывать испарение капель дождя при их падении и эффект сбора капель с нескольких уровней;
- переноса излучения с учетом взаимодействия между радиацией и облачностью;
- гидрологического цикла: 1) с расчетом изменений температуры, влагосодержания почвы и высоты снежного покрова из соотношения баланса тепла и влаги в верхнем слое почвы; 2) с выпадением дождя или снега в зависимости от температуры поверхности суши и 3) с изменением альбедо в зависимости от появления снега на поверхности Земли.

Прогностическая продукция:

температура; влажность; вектор скорости; геопотенциал изобарических поверхностей; вертикальные движения; осадки (количество, тип); балл облачности на 15 уровнях; приземное давление; изменения интегральных энергетических характеристик атмосферы; изменения температуры, влажности, вектора скорости за счет отдельных процессов; составляющие теплового баланса; изменения температуры, влагосодержания почвы и высоты снежного покрова.

Модель среднесрочных прогнозов погоды основана на полных уравнениях гидротермодинамики атмосферы с включением в их правые части слагаемых, описывающих эффекты неадиабатических процессов:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - (f + \xi)V + \sigma \frac{\partial U}{\partial \sigma} + \frac{RT_v}{a} \frac{\partial \ln P_s}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi + E) = P_U, \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (f + \xi)U + \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} + \frac{RT_v(1-\mu^2)}{a} \frac{\partial \ln P_s}{\partial \mu} + \frac{(1-\mu^2)}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (\Phi + E) = P_v, \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{U}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial T}{\partial \mu} + \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{k\omega T_v}{P} = P_T, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{U}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial q}{\partial \mu} + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} = P_q, \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = -\frac{1}{P_s} \int_0^1 (\delta + \vec{v} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma, \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT_v}{P} \frac{\partial P}{\partial \sigma}, \quad (5.6)$$

$$\frac{\omega}{P} = \vec{v} \cdot \nabla \ln p_s - \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma (\delta + \vec{v} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma. \quad (5.7)$$

Здесь  $\theta$  – широта;  $\lambda$  – долгота;  $\mu = \sin \theta$ ;  $\sigma = P/P_s$  – вертикальная координата;  $t$  – время;  $\vec{V} = (u, v)$  – вектор горизонтальной скорости с зональной  $u$  и меридиональной  $v$  составляющими;  $U = u \cos \theta$ ;  $V = v \cos \theta$ ;  $E$  – кинетическая энергия ( $E = 0,5 (1-\mu^2)^{-1} (U^2 + V^2)$ );  $\Phi = g z$  – геопотенциал;  $T$  – температура;  $T_v = T (1 + 0,6077 q)$  – виртуальная температура;  $q$  – массовая доля водяного пара;  $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$  – вертикальная скорость в  $\sigma$ -системе координат;  $\omega = dp/dt$  – вертикальная скорость в  $p$ -системе координат;  $\xi = \text{rot} \vec{v}$  – вихрь скорости ветра;  $\delta = \text{div}(U, V)$  – дивергенция;  $R$  – газовая постоянная сухого воздуха;  $C_p$  – удельная теплоемкость при постоянном атмосферном давлении;  $k = R/C_p$ ;  $s$  – индекс, определяющий значение функции на поверхности Земли. Слагаемые  $P_U, P_V, P_T, P_q$  в правых частях уравнений (5.1) – (5.4) удобно записать в символической форме:

$$\left. \begin{aligned} P_U &= [-g \frac{\partial}{\partial \sigma} (\tau_\lambda^T + \tau_\lambda^C) + (F_H^T)_\lambda] / P_s, \\ P_V &= [-g \frac{\partial}{\partial \sigma} (\tau_\theta^T + \tau_\theta^C) + (F_H^T)_\theta] / P_s, \\ P_T &= \frac{L_1}{C_p} (C^L + C^C - E^L - E^C) - \frac{q}{P_s C_p} \frac{\partial}{\partial \sigma} (H^T + H^C) + F_T^T + Q, \\ P_q &= -(C^L - E^L - E^C) + B^C - \frac{g}{P_s} \frac{\partial}{\partial \sigma} (R^T + R^C) + F_q^T, \end{aligned} \right\} \quad (5.8)$$

где  $\tau^T = \{\tau_\lambda^T, \tau_\theta^T\}$  – вертикальный турбулентный поток импульса;  $\tau^C = \{\tau_\lambda^C, \tau_\theta^C\}$  – вертикальный поток импульса, связанный с конвективными движениями;  $F_H^T = \{(F_H^T)_\lambda, (F_H^T)_\theta\}$  – горизонтальные силы, создаваемые турбулентностью;  $H^T, H^C, R^T, R^C$  – вертикальные потоки тепла

и влаги, вызванные процессами турбулентности и конвекции;  $F_T^T$ ,  $F_q^T$  – источники тепла и влаги, обусловленные горизонтальным турбулентным обменом;  $L_I$  – удельная теплота испарения воды;  $C^L$ ,  $C^C$  – скорость конденсации при крупномасштабных движениях и конвекции;  $E^L$ ,  $E^C$  – скорость испарения жидкой воды в слоистых и конвективных облаках;  $Q$  – радиационное нагревание;  $B^C$  – изменения влажности при конвекции по схеме Куо.

Уравнения (5.1) – (5.7) с начальными условиями для  $u$ ,  $v$ ,  $T$ ,  $q$  могут решаться на сфере или полусфере. В последнем случае на экваторе ставится условие симметрии. На верхней границе атмосферы ( $\sigma = 0$ ) принимаются условия отсутствия потоков тепла, импульса, влаги, равенства нулю вертикальной скорости  $\dot{\sigma}(\lambda, \mu, \sigma, t)$ . На подстилающей поверхности ( $\sigma = 1$ ) задаются климатические поля температуры  $T_s$ , влажности почвы  $q_s$ , альбедо  $A$ , высоты снежного покрова  $h_s$ , параметра шероховатости  $z_0$  и записывается ряд граничных условий для искоемых переменных.

Все прогностические переменные представляются в виде усеченных рядов по сферическим гармоникам  $Y_{m,n}(\lambda, \mu)$ :

$$X(\lambda, \mu, \sigma, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=m}^{N(n)} X_{m,n}(\sigma, t) Y_{m,n}(\lambda, \mu), \quad X_{m,n}(\sigma, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 X(\lambda, \mu, \sigma, t) Y_{m,n}^*(\lambda, \mu) d\lambda d\mu, \quad (5.9)$$

где  $X$  – любая из переменных,  $X_{m,n}$  – спектральные коэффициенты переменной  $X$ ,  $N(m)$  – функция, определяющая тип усечения. Звездочка означает комплексно-сопряженную величину.

Дискретизация уравнений (5.1) – (5.7) по горизонтальным координатам осуществляется по методу сеточных преобразований. Этот метод обеспечивает выигрыш во времени при расчете нелинейных слагаемых уравнений по сравнению с методом коэффициентов взаимодействия и дает возможность ввести в спектральную модель параметризации локальных физических процессов. Спектральные коэффициенты рассчитываются с помощью квадратур Гаусса и метода быстрого преобразования Фурье.

Точные значения спектральных коэффициентов нелинейных слагаемых модели среднесрочных прогнозов погоды, принадлежащих пентагональному усечению, будут гарантированы, если число гауссовских широт  $N_G$  удовлетворяет условию

$$N_G \geq \frac{3J + K + M + 1}{2} \text{ при } M \leq 2 (K - L) \quad (5.10)$$

$$\text{или условию } N_G \geq \frac{3K+1}{2} \text{ при } M \geq 2 \text{ (} K - I \text{)}. \quad (5.11)$$

По вертикали область решения разбивается на фиксированное число слоев, середины которых соответствуют  $\sigma$ -уровням с целыми индексами. Все прогностические переменные определяются на «целых», а вертикальная скорость  $\dot{\sigma}(\lambda, \mu, \sigma, t)$  – на «половинных»  $\sigma$ -уровнях. Аппроксимация слагаемых, характеризующих вертикальную адвекцию тепла в уравнении (5.3), осуществляется по разностной схеме второго порядка точности, обеспечивающей сохранение квадратичных инвариантов.

Для интегрирования уравнений по времени используется полуявный метод. Метод основан на выделении гравитационных слагаемых при линеаризации уравнений для спектральных коэффициентов относительно некоторого состояния с заданным вертикальным профилем температуры и их осреднения по времени. Такой прием позволяет увеличить шаг интегрирования по сравнению с шагом явной схемы. В общем виде полуявная схема может быть записана следующим образом:

$$\delta_t X = L(\bar{X}^{t'}) + NL(X^t) + PH(X^t, X^{t-\Delta t}), \quad (5.12)$$

$$\bar{X}^t = 0,5\gamma(X^{t+\Delta t} + X^{t-\Delta t}) + (1-\gamma)X^t, \quad (5.13)$$

$$\delta_t X = \frac{1}{2\Delta t}(X^{t+\Delta t} - X^{t-\Delta t}), \quad 0 \leq \gamma \leq 1, \quad (5.14)$$

где  $L(\bar{X}^t)$  – линейный адиабатический оператор,  $LN(X^t)$  – нелинейный адиабатический оператор,  $PH(X^t, X^{t-\Delta t})$  – оператор физических параметризаций,  $X^t$  – значение переменной в момент времени  $t$ ,  $\Delta t$  – шаг по времени.

Из-за переноса кинетической энергии по спектру в модели могут нарастать амплитуды самых коротких волн, находящихся вблизи границы усечения. Для устранения этого нежелательного эффекта, называемого иногда спектральным блокированием, в модели среднесрочных прогнозов погоды параметризуется переход энергии в процессы подсеточного масштаба введением на переменном шаге  $t + \Delta t$  линейной горизонтальной диффузии четвертого порядка.

В реализованной версии модели полагается  $\tau^c = H^c = R^c = 0$ , т.е. не учитывается влияние конвективных процессов на скорость ветра и конвективные переносы тепла и влаги, не приводящие к фазовым превращениям.

Для определения  $\tau^T$ ,  $H^T$  и  $R^T$  в приповерхностном слое привлекается теория подобия Монино-Обухова. Согласно этой теории, верти-

кальное распределение  $V$ ,  $T$  и  $q$  в приземном слое оказывается авто-модельной функцией  $z/L$ , где масштаб  $L$  связан с  $|\tau^T|$ ,  $H^T$  и  $R^T$ . Две различные аналитические зависимости позволяют удовлетворить предельным с физической точки зрения случаям устойчивой и неустойчивой стратификации. Формулы для потоков импульса, тепла и влаги вне пределов приземного слоя получаются распространением на область свободной атмосферы соотношений, соответствующих потокам в приземном слое.

Влажная конвекция параметризуется схемой Куо следующим образом. Областью конвекции считается зона конвергенции влаги за счет адвекции и турбулентного обмена при условии существования в ней неустойчивой стратификации. Нижняя граница этой зоны определяет уровень начала подъема частицы воздуха. Он может совпадать и с подстилающей поверхностью, и с любым из уровней модели. В модели рассчитывается изменение температуры в частицах, поднимающейся сухоадиабатически с уровня начала подъема. Далее находится уровень начала конденсации, считающийся нижней границей облачности. Температура облака определяется по соотношениям, характерным для влажноадиабатического процесса, идущего с высвобождением скрытого тепла конденсации. Если температура частицы при подъеме понизится до значения, меньшего или равного температуре окружающего воздуха, то соответствующий уровень считается вершиной окружающего облака. Выше этого уровня может начаться новый подъем, т.е. схема позволяет воспроизвести многоярусную облачность.

Количество образующейся за единицу времени облачности, балл облачности в ячейке сетки, определяется превышением внутренней энергии облачной массы над энергией окружающего воздуха, создаваемым конвергенцией водяного пара. При этом учитывается, что конденсируется не вся влага, поступающая в ячейку сеточной области, а только ее часть. Параметр, характеризующий долю конденсирующегося водяного пара, определяется относительной влажностью столба атмосферы в данной точке. Увлажнение и нагревание атмосферного воздуха за счет кучевой облачности рассчитывается в предположении, что вся образующаяся в единицу времени облачность перемешивается с окружающим воздухом и отдает ему излишки тепла и влаги.

Крупномасштабная облачность моделируется следующим образом. В точках сетки, где имеется перенасыщение водяного пара, его излишки конденсируются с выделением скрытого тепла. Однако вы-



падение осадков «наступает» в схеме только при выполнении хотя бы одного из условий: а) температура воздуха в вершине облака меньше –  $12^{\circ}\text{C}$  (в этом случае выпадает вся сконденсированная влага); б) полное содержание жидкой воды во всех облачных уровнях превосходит 2 мм (в этом случае дождь уносит ровно столько жидкой воды, чтобы осталось 2 мм). Первое условие воспроизводит механизм возрастания скорости конденсации за счет образования ледяной фазы, второе – отражает быстрое слияние большого количества водяных капель разных размеров в мощных облаках.

В схемах кучевой и крупномасштабной облачности имеется возможность параметрически учесть испарение капель дождя при их падении в ненасыщенном окружении и эффект сбора капель с нескольких уровней.

Радиационные процессы в модели параметризованы схемой, в основе которой лежит гипотеза о независимости процессов рассеяния и поглощения. Весь спектр частот делится на пять больших интервалов: два в коротковолновой и три в длинноволновой его области. Задача решается отдельно в каждом из этих интервалов следующим образом: первоначально определяются потоки излучения при учете только эффектов рэлеевского рассеяния, поглощения и рассеяния облаками и аэрозолями. При этом предполагается, что указанные эффекты могут быть рассчитаны с помощью осредненных по частоте оптических характеристик. Это позволяет свести проблему к решению уравнения переноса для монохроматического излучения. При использовании двухпоточного приближения и метода «добавления» слоев для перехода к многослойной атмосфере задача сводится к решению системы алгебраических уравнений. На втором этапе учитывается поглощение излучения водяным паром, углекислым газом и озоном. При этом считается, что газовое поглощение ослабляет первоначальные рассчитанные потоки излучения. Учет этого ослабления производится с использованием функций пропускания, определяется с помощью «метода средней длины пути», позволяющего учесть удлинение пути фотонов за счет многократного рассеяния. Для оценки количества поглощающих газов используются потоки, рассчитанные без учета газового поглощения, и их аналитические производные.

Наличие облачности допускается в любом слое атмосферы. При этом предполагается, что облака занимают весь слой по вертикали, и их оптические свойства определяются с учетом постоянства отношения содержания жидкой фазы к насыщающей влажности водяного

пара. Перекрытие соседних облачных слоев считается максимальным. В каждом слое атмосферы потоки в его облачной и безоблачной частях рассматриваются отдельно.

Изменения температуры, влагосодержания почвы и высоты снежного покрова находятся с помощью интегральной модели верхнего слоя почвы. Они определяются тепло- и влагообменом с атмосферой и глубинными слоями почвы. При переходе температуры через  $0^{\circ}\text{C}$  учитываются новые источники или стоки тепла, связанные с таянием снегов и льдообразованием. При выпадении снега на поверхность изменяется ее альбедо. Температура поверхности океана на интервале прогноза не меняется.

Программно-технологическая линия численного прогноза полей давления и геопотенциала на средние сроки включает следующие подсистемы:

- прием, первичная обработка и контроль данных, поступающих с каналов связи;
- объективный анализ метеополей;
- препроцессинг спектральной 15-уровневой модели (СМ-15);
- СМ-15;
- первичная обработка прогностической информации (препроцессинг);
- машинная графика;
- объективная интерпретация гидродинамических прогностических полей в терминах элементов локальной погоды.

Линия построена на принципах автоматизации всех этапов обработки информации, модульности отдельных ее звеньев, файловой организации данных.

Первичная обработка информации, поступающей в Гидрометцентр РФ по каналу связи от центра коммутации сообщений «Москва», проводится в реальном масштабе времени. Она обеспечивает выборку, декодировку телеграмм и запись информации в базу поступающих данных. На основе этой информации два раза в сутки проводится объективный анализ по методу двумерной оптимальной интерполяции полей геопотенциала (температура) на 10 стандартных изобарических поверхностях до 100 гПа включительно, компонент горизонтального ветра на 9 уровнях, дефицита точки росы на 4 уровнях (850, 700, 500, 400 гПа) по северному полушарию.

Блок препроцессинга создает стартовый набор данных для СМ-15. Он выполняет следующие функции:

- заполняет отсутствующие метеополья в стратосфере и на подстилающей поверхности климатической информацией;
- производит горизонтальную интерполяцию с равномерной широтно-долготной сетки на нерегулярную гауссову сетку модели и вертикальную интерполяцию с изобарических на  $\sigma$ -поверхности.

Алгоритм этого блока состоит из нескольких стадий. На первой стадии восстанавливается температура в стратосфере. Для этого поля на двух уровнях (10 и 20 гПа) заполняются климатическими значениями температуры, и с помощью кубической сплайнинтерполяции рассчитываются значения на 30, 50, 70 гПа с использованием 10 нижних точек вертикального профиля температуры. Геопотенциал в стратосфере рассчитывается по уравнениям гидростатики, компоненты горизонтального ветра – по геострофическим соотношениям. Выше уровня тропопаузы принимается постоянное значение массовой доли водяного пара и компонент горизонтальной скорости ветра на  $\sigma$ -уровнях.

На последней стадии препроцессинга осуществляется разложение всех метеополей в ряды по сферическим функциям и восстановление значений в узлах нерегулярной гауссовой сетки.

Стартовый набор дополняется файлами, содержащими значения внешних параметров, определяющих конфигурацию оперативной прогностической модели (шаг интегрирования по времени, число вертикальных уровней, параметры спектрального усечения, включение или невключение конкретных параметризаций физических подсеточных процессов), и обеспечивает, таким образом, модель СМ-15 исходной информацией.

Результаты прогноза накапливаются в так называемых исторических файлах на диске. Эти файлы содержат всю прогностическую информацию: поля метеовеличин на всех  $\sigma$ -уровнях, связанных с локальной погодой, поля количества облаков, осадков, температуры воздуха у поверхности Земли, поля характеристик подстилающей поверхности, вспомогательные поля, используемые для диагностики физических параметризаций модели.

Первичная обработка выходной информации заключается в интерполяции прогностических величин в узлах равномерной широтно-долготной сетки, а также в представлении данных в виде коэффициентов разложения по сферическим функциям или в виде коэффициентов Фурье для каждого круга широты.

Поля, представляющие наибольший интерес для потребителей (например,  $H_{500}$ ,  $P_0$  и т.д.), записываются в циклический 14-суточный архив на диске. Кроме того, вся прогностическая информация хранится в 14-суточном циклическом архиве на магнитных лентах. Отдельно на диске хранятся данные для подсистемы статистической интерпретации гидродинамических прогнозов в терминах погоды.

Специально для обеспечения графического вывода поля давления на уровне моря и высоты изобарической поверхности 500 гПа записываются в банк данных «Прогноз». Эти поля ежедневно вычерчиваются на специальном бланке. Через банк «Прогноз» прогностические поля упаковываются по коду ГРИД и передаются по каналам радиосвязи в региональные метеорологические центры СССР.

Опытные расчеты десяти прогнозов по спектральной полусферической модели Гидрометцентра СССР с начальными данными ПГЭП за январь 1979 г. показали достаточно высокую оправдываемость, несмотря на все же грубое горизонтальное разрешение ( $T 40$  эквивалентно горизонтальному шагу приблизительно 300 км). Так, в среднем за 1986 г. заблаговременность «успешных» прогнозов, т.е. практически полезных прогнозов поля давления на уровне моря, по модели Гидрометцентра СССР составила 3,5–4 сут, в то время как по модели ЕЦППС – 6–6,5 сут. Для свободной атмосферы на высоте приблизительно 3 км (на уровне 500 гПа) по модели Гидрометцентра СССР заблаговременность успешных прогнозов составила 4,5 – 5 сут, по модели ЕЦППС – 6,5–7,5 сут.

Несмотря на то, что за последние несколько лет качество численных прогнозов значительно улучшилось, заблаговременность успешных прогнозов все еще колеблется в зависимости от исходных дней расчета прогнозов. Расчеты показывают, что наиболее заметным компонентом падения предсказуемости является рост систематических ошибок.

Систематические ошибки – это ошибки, которые проявляются при осреднении по статистическому ансамблю прогнозов, как правило, они являются следствием достаточно хорошо установленных дефектов модели. Модельные прогнозы от наблюдаемого начального состояния приближаются к некоторому модельному климату, отличающемуся от наблюдаемого в природе. Переход от модельного решения к систематически дефектному состоянию и называют дрейфом климата. Так, многие развитые современные модели имеют тенденцию к ошибочному «дрейфу» среднего климатического

поля давления на уровне моря для северного полушария зимой. Этот тренд порождает зональное течение на нижних уровнях атмосферы в средних широтах с высокими значениями скорости ветра. Области низкого давления оказываются слишком глубокими, они смещены к северу и далее к востоку. В верхней тропосфере максимальные значения скорости западного ветра также завышены, при этом максимум смещен к полюсу и в верхние слои атмосферы. В тропосфере средние температуры оказываются заниженными. Недостаточное разрешение и неадекватная параметризация подсеточных процессов являются все еще главными источниками систематических ошибок в современных прогнозах погоды на средние сроки. Параметризуемые процессы включают:

- орографические эффекты,
- горизонтальную диффузию,
- кучевую конвекцию,
- процессы в планетарном пограничном слое,
- процессы на поверхности суши,
- радиационные процессы,
- взаимодействие облачности и радиации.

Однако однозначно установить причины систематических дефектов модели пока трудно из-за ошибок, возникающих при возможных компенсациях многих эффектов обратных связей в этих процессах.

И хотя за счет последовательного усовершенствования и усложнения моделей уровень систематических ошибок постепенно уменьшается, однако не очевидно, происходит ли при этом уменьшение плохих прогнозов.

Модельные ошибки грубо делятся на два типа: систематические и случайные. Случайные ошибки неизбежны в процессе моделирования: они связаны с принципиальной непредсказуемостью атмосферных движений, а также с тем, что модели имеют конечное число параметров для описания полной физической системы и начальное состояние известно неточно. Очевидно, что невозможно дать абсолютно точный прогноз погоды и что существует некоторая неопределенность относительно будущего состояния атмосферы. В то же время метеопрогнозы крайне важны в различных сферах народнохозяйственной деятельности. Понятно, что ориентация на неточный прогноз может привести к существенным экономическим потерям.

Дальнейшее повышение точности численных краткосрочных и среднесрочных прогнозов и увеличение заблаговременности прогнозов на сроки до 1 месяца могут быть достигнуты в результате использования еще более тонкого пространственного разрешения и развития все более точных моделей прогноза и анализа.

В настоящее время известно, что при краткосрочном и даже среднесрочном прогнозе погоды на срок до одной недели нагревание атмосферы не является решающим фактором. Для таких прогнозов погоды могут использоваться лишь «отрегулированные» источники и стоки тепла. В то же время теперь уже известно, что точность среднесрочных и долгосрочных гидродинамических прогнозов погоды на срок до 1 месяца ограничена тем, что современные модели ОЦА не способны с достаточной точностью описывать источники и стоки энергии, определяющие тепловой баланс атмосферы. Это приводит к упоминавшемуся выше так называемому дрейфу климата, который выражается в том, что результаты моделирования постепенно отклоняются от фактических климатических условий и приводят к нереальным средним циркуляционным режимам, отражающим энергетические свойства данной конкретной модели.

Для того чтобы достичь прогресса в долгосрочном прогнозе погоды, необходимо избавиться от «дрейфа климата». При современном уровне знаний нет других путей решения этой проблемы, кроме более полного изучения всех крупных энергетических процессов, протекающих в атмосфере и на границе раздела между океаном и атмосферой, поверхностью суши и атмосферой, а также разработки более совершенных и климатически точных схем расчета потоков энергии и влаги для модели атмосферы.

Тем не менее сегодня исследования климатической системы продвинулись так далеко, что ученые получили возможность с помощью гидродинамической модели анализировать глобальные поля, а также воспроизводить многие черты изменяющейся во времени климатической системы атмосфера – океан – суша.

Вышеизложенный материал касается теоретической части модели СМ-15, основные идеи которой не потеряли своего значения и постоянно развиваются. Однако программно-технологическая линия прогноза метеополей во многом модифицирована с учетом современных возможностей вычислительной техники и информационных технологий.

В 2000 – 2001 гг. в Гидрометцентре РФ создана глобальная 31-уровневая модель высокого пространственного разрешения с шагом по горизонтальным координатам  $1,4^\circ$ , предназначенная для выпуска прогнозов погоды с заблаговременностью до 5 суток. В 2003 г. в оперативную эксплуатацию введена глобальная спектральная модель атмосферы T85 L31, позволившая создать технологию выпуска прогностической продукции глобального покрытия с конкурентоспособным уровнем качества. Разработана глобальная система усвоения данных, получаемых с различных наблюдательных систем (наземная сеть, спутники, воздушные суда, буи и др.). На основе этой модели создана технология прогноза температуры воздуха у земли, количества осадков, облачности в глобальном масштабе.

В 2006 – 2008 гг. в Гидрометцентре России реализована версия модели ПЛАВ-ПР с переменным разрешением и пространственной детализацией порядка 20 км на территории России. Модернизировано программное обеспечение глобальной спектральной модели атмосферы – разработаны и реализованы алгоритмы распараллеливания вычислений. Достигнуто устойчивое превышение качества прогнозов базовых метеополей в версии модели T169 L31 по сравнению с прогнозами оперативной версии T85 L31. С декабря 2007 г. в режиме опытной, а с 2010 г. – оперативной эксплуатации работает новая версия глобальной СМА T169 L31 (усечение по 169 сферическим функциям, шаг вычислительной сетки в два раза меньше, около  $0,7^\circ$ ) и завершается работа по созданию модели следующего поколения T339 L63. В статье (Розинкина и др., 2011) рассмотрена технология оперативного выпуска глобальных прогнозов на 1 – 10 суток на основе модели T169 L31.

Таким образом, в эксплуатации находятся 2 глобальные модели: спектральная и конечно-разностная полулагранжевая, которые постоянно совершенствуются.

В настоящее время в Гидрометцентре России реализуются следующие перспективные модели и технологии (Вильфанд, 2009, 2012):

- 1) глобальные модели атмосферы;
- 2) мезомасштабные модели атмосферы;
- 3) технологии выпуска среднесрочных прогнозов погоды;
- 4) технологии выпуска долгосрочных метеорологических прогнозов;
- 5) технологии выпуска авиационных прогнозов.

Здесь же освоены современные мезомасштабные негидростатические модели атмосферы COSMO и WRF-ARW, основные характеристики которых представлены в табл. 5.2.

Таблица 5.2

Основные характеристики современных  
мезомасштабных моделей

Характеристика	Модель COSMO-RU	Модель WRF-ARW
Пространственный шаг сетки	7 км	3 км
Сетка по горизонтали	700×620 узлов	1230×1980 узлов
Начало прогноза	00.00 и 12.00 Всемирное согласованное время	
Срок прогноза	78 ч	54 ч
Время счета	35 мин	420 мин
Область прогноза	Европейская территория России	18 – 90° в.д., 38 – 72° с.ш.

Использование модели WRF ориентировано, прежде всего, на разработку технологий прогнозирования опасных явлений погоды, в том числе конвективного характера, и поддержку технологий прогнозирования текущей погоды с заблаговременностью до 2 ч с использованием информации метеорологических ИСЗ, радиолокаторов (наукастинга).

На рис. 5.1 и 5.2 представлены данные о вариациях модели COSMO и образцы ее прогностической продукции (Вильфанд, 2012). Следует отметить, что в Гидрометцентре РФ ведутся работы по переходу от развития системы прогностических моделей атмосферы различного пространственного масштаба к разработке унифицированной «бесшовной» многофункциональной прогностической модели с набором различных динамических и физических блоков, подключаемых для обеспечения выпуска наиболее точных прогнозов.



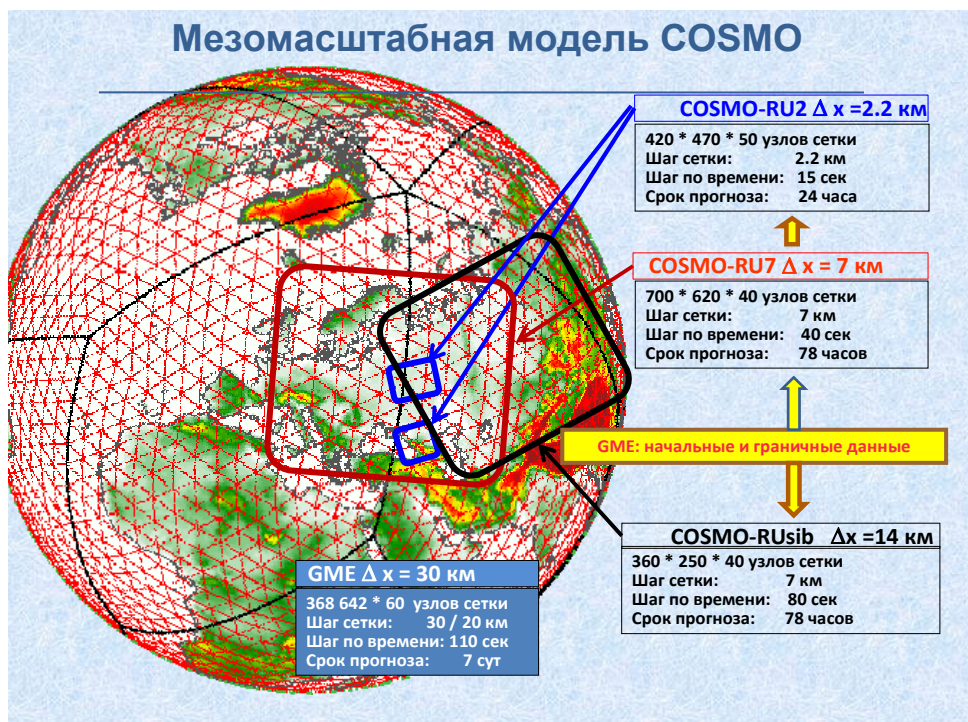


Рис. 5.1. Мезомасштабная модель COSMO

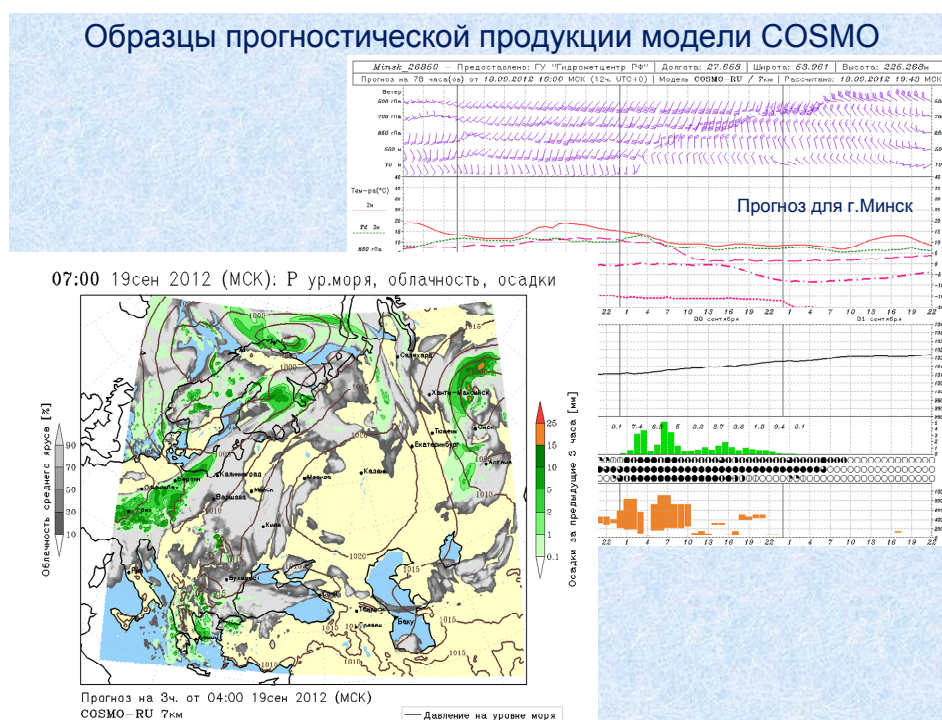


Рис. 5.2. Образцы прогностической модели COSMO

## ГЛАВА VI. ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ПЛАНЕТАРНЫХ АТМОСФЕР СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

### 6.1. Зональная циркуляция в атмосфере планет и ее поддержание

При написании данного раздела использовались широко известные работы, посвященные физике и динамике атмосферных планет Солнечной системы (Голицын, 1973; Мороз, 1978; Кондратьев, 1983; Монин, 1988; Маров, 1989; Кислов, 2001 и др.).

В обзорной работе (Онищенко, Похотелов, Астафьева, 2008) рассмотрена проблема генерации крупномасштабных вихрей и зональных ветров в атмосферах планет. Отмечено, что одной из основных задач физики атмосферы является описание элементов глобальной циркуляции атмосферы, определяющих погоду и климат обширных регионов. Динамические процессы в атмосферах планет, где преобладает сила Кориолиса, имеют общую особенность, связанную со спонтанной генерацией зональных ветров и вихрей.

Циркуляция земной атмосферы и океана, усредненная по большим пространственным масштабам, характеризуется синоптическими вихрями волн Россби, а также тесно связанными с ними зональными ветрами. Физическая природа волн Россби обусловлена большими горизонтальными масштабами волн в поле с преобладающей силой Кориолиса при малых числах Кибеля  $Ki \equiv \nu/fL \ll 1$  и очень малых числах Экмана  $Ek \equiv \nu/fL^2 \ll 1$ , где  $\nu$  и  $L$  – характерная скорость и пространственный масштаб волн в плоскости, перпендикулярной оси вращения,  $f$  – параметр Кориолиса;  $\nu$  – кинематическая вязкость. Турбулентное движение, существующее в атмосфере, при больших числах Рейнольдса служит причиной генерации вихрей и зональных течений. Согласно теореме Тейлора-Праудмена движение в таких условиях должно представлять собой наложение двумерного движения в плоскости, перпендикулярной оси вращения, и однородного движения вдоль оси вращения.

Характерные масштабы синоптического движения существенно превышают высоту атмосферы, что дает возможность описывать синоптическое движение как волны в приближении  $\beta$ -плоскости (волны Россби). Таким волнам соответствует ветвь волны синоптического масштаба, сравнимого с радиусом Россби-Обухова (радиусом деформации) в атмосфере или в океане. Радиус Россби-Обухова в атмосфере Земли на широте  $15^\circ$  составляет примерно 8000

км и уменьшается с увеличением широты приблизительно до 2000 км в средних широтах, а в открытом океане – до 50 км, что существенно превышает высоту атмосферы или глубину океана. В атмосферах планет гигантов Юпитера и Сатурна радиус Россби-Обухова – порядка 6000 км, что также существенно больше толщины атмосферы, но значительно меньше радиусов этих планет. Другой отличительной чертой больших планет является четко выраженная периодическая в меридиональном направлении структура зональных ветров. Амплитудное значение скорости зонального ветра на Юпитере достигает примерно  $100 \text{ м с}^{-1}$ , а на Сатурне  $-200 \text{ м с}^{-1}$ .

В долгоживущих синоптических вихрях (циклонах и антициклонах) происходит захват вещества, которое переносится с вихрями на большие расстояния. Это свойство определяет их важную роль в динамике давления, температуры воздуха, скорости ветра и др. В земной атмосфере циклоны и антициклоны имеют характерные пространственные масштабы от сотен до нескольких тысяч километров, а время их существования – от нескольких суток до нескольких недель. Синоптические вихри дрейфуют со скоростью порядка  $5\text{--}10 \text{ м с}^{-1}$ , сравнимой со скоростью вращения вещества в вихре. Почти плоским (двумерным) характером движения, а также медленным вращением вихри волн Россби существенно отличаются от мелкомасштабных (по сравнению с высотой атмосферы) смерчей или ядер тайфунов, которым свойственно существенно трехмерное движение и более быстрая циркуляция, чем вращение планеты.

В настоящее время существуют два основных подхода к проблеме генерации зональных ветров. Первый подход основан на трехмерной термоконвекции. Второй подход, получивший развитие совсем недавно, основан на параметрической неустойчивости мелкомасштабных волн Россби. Согласно второму подходу, перенос энергии из мелких масштабов волн Россби в крупномасштабные структуры зонального ветра обусловлен усредненным по мелким пространственным и временным масштабам тензором рейнольдсовских напряжений турбулентных пульсаций. Этот процесс – парадигма обратного турбулентного каскада в теории двумерной анизотропной турбулентности как результат формирования регулярной крупномасштабной структуры из мелкомасштабного хаоса. Лабораторные эксперименты и численное моделирование, а также аналитические методы свидетельствуют в пользу параметрического механизма генерации зонального механизма

генерации зонального ветра в двумерной баротропной атмосфере. Здесь обсуждается эта модель генерации зонального ветра в приближении мелкой атмосферы.

С существованием сдвиговых зональных ветров в атмосфере или течений в океане связан механизм генерации фронтальных синоптических вихрей. Как показывают метеорологические наблюдения в атмосферах планет, неустойчивый зональный ветер генерирует так называемые меандры – геометрический орнамент в виде кривой линии с завитками и с масштабом от нескольких сотен до тысяч километров. Отсекаемые от зональных ветров меандры трансформируются в циклонические и антициклонические вихри. Генерация меандров, трансформирующихся в циклонах и антициклонах, в поле струйных зональных ветров имеет полную аналогию с генерацией крупномасштабных вихрей в море, что свидетельствует о единстве механизма образования вихрей. Отсекаемые от Гольфстрима меандры с характерными размерами порядка 300 – 400 км трансформируются в холодные циклонические вихри справа и теплые антициклонические вихри слева от основной струи. Генерация меандров и последующее отделение вихрей – результат развития неустойчивости Рэля (Кельвина-Гельмгольца) в потоке со сдвигом скорости.

Использование метеорологических спутников существенно облегчило наблюдение атмосферных процессов. Телевизионная, инфракрасная и радиометрическая аппаратура на спутниках позволяет наблюдать синоптические вихри и ветры (течения), измерять в них распределение температуры, влажности воздуха, оценивать величину и направление ветра. Увеличение числа спутников, а также количества и качества установленных на них приборов, расширение доступа к данным геостационарных низкоорбитальных спутников создают благоприятные условия для изучения динамики движений атмосферы, равномерно наблюдаемой по всему земному шару.

## **6.2. Термодинамический режим атмосфер планет Солнечной системы**

В последние десятилетия благодаря интенсивным космическим исследованиям значительно обогатились наши представления о физическом состоянии и динамике планет Солнечной системы. Для

метеорологов особый интерес представляют атмосферы планет, их погода и климат. Так, К.Я. Кондратьев (1990) отмечает, что предметом метеорологии планет является изучение закономерностей состава атмосфер (особенно свойств облаков), их теплового режима и динамики, свойств поверхностей планет и специфики взаимодействия атмосфер с подстилающей поверхностью. Изучение других планет открывает возможности натурального моделирования атмосферных процессов в условиях, которые являются экстремальными по отношению к земным (мощные атмосферы медленно вращающейся Венеры и быстро вращающихся планет-гигантов, тонкая атмосфера Марса, различия химического состава атмосфер и условий образования облачности). Все это способствует лучшему пониманию закономерностей процессов в земной атмосфере.

Много полезных сведений о состоянии планет получено с помощью автоматических межпланетных станций (АМС), радиофизическими и радиоастрономическими методами и т.д., т.е. сформировалось экспериментальное космическое направление. Однако общие закономерности по физике и динамике атмосфер планет получены с помощью методов теории размерности и подобия (Голицын, 1973), методов математического моделирования.

Субъекты Солнечной системы оказывают воздействие на Землю, в частности, они обуславливают изменения климата Земли. Изучение гравитационного взаимодействия Земли с Луной, Солнцем и планетами Солнечной системы показало, что существуют обусловленные этим эффектом колебания солярного климата с периодами от одного года до десятков лет. Их влияние проявляется по-разному на разных широтах. Так, в высоких широтах доминирует колебание с периодичностью 18,6 лет, вызванное лунной нутацией. В низких широтах проявляется несколько слабых гармоник с периодами 5,34 и 2 года, обусловленных воздействием Юпитера, Марса и Венеры. Амплитуда возмущений солярного климата, создаваемая этими эффектами, не превышает 0,1%. Эти вариации не связаны с эффектом солнечной активности (Кислов, 2001).

Солнечная система включает 9 крупных планет, которые со своими 57 спутниками обращаются вокруг массивной звезды по эллиптическим орбитам. Планеты делятся на две группы: 1) планеты типа Земли (Меркурий, Венера, Земля и Марс), 2) планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Планеты земного типа расположены ближе к Солнцу, они меньше по

размерам и по массе, более плотные, медленнее вращаются вокруг оси, почти все их вещество сосредоточено в литосфере, атмосфера составляет ничтожную долю общей массы. Внутренние источники очень слабы и не играют роли в тепловом балансе поверхности и атмосферы. Эти планеты близки друг к другу в отношении химического состава, внутреннего строения, количества тепла, получаемого от Солнца. Сходны и процессы, протекающие в их атмосферах. Сравнительное изучение этих планет представляет особый интерес, так как помогает лучше понять многое из того, что происходит на нашей Земле (Мороз, 1978).

В таблице 6.1 представлены сведения об орбитальных характеристиках планет Солнечной системы (Дмитриев, Беязо, 2006).

Таблица 6.1

Современные орбитальные характеристики планет Солнечной системы

Характеристика	Меркурий	Венера	Земля	Луна	Марс
1	2	3	4	5	6
Расстояние от Солнца, а.е.	0,39	0,72	1	384401 км от Земли	1,52
Перигелий, млн.км	46	107,4	147 117	Перигей 0,365410	206,6
Афелий, млн.км	70	109,9	152 083	Апогей 0,406697	249,2
Разница между перигелием и афелием, млн.км	24	1500	4966	0,041287	42,6
Эксцентриситет	0,2056	0,0067	0,0167	0,0549	0,0934
Период обращения	88 сут	225 сут	365 сут	27,3 сут	1,9 лет
Период вращения	58,6 сут	243 сут, обратное	23 ч 56 мин	27,3 сут	24 ч 37 мин
Экваториальный диаметр, км	4878	12104	12756	3476	6792
Плотность, г/см <sup>3</sup>	5,43	5,24	5,51	3,34	3,94
Масса (относительно Земли)	0,055	0,815	1	0,01	0,11
Орбитальная скорость, км/с	47,9	35,0	29,8	1,02	24,1

Продолжение таблицы 6.1					
Наклон экватора к плоскости орбиты, град.	0,1	177,4	23,2	6,41	25,2
Температура, °С	467 (Д) – 183 (Н)	500	15	134 (Д) – 170 (Н)	20 (Л) – 125 (З)
Число спутников	–	–	1	–	2
Характеристика	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Расстояние от Солнца, а.е.	5,20	9,54	19,18	30,06	39,53
Перигелий, млн.км	740,6	1347	2733	4458	4443
Афелий, млн.км	816,0	1506	3005	4535	7389
Разница между перигелием и афелием, млн.км	75,4	159	272	77	2946
Эксцентриситет	0,0484	0,0555	0,0463	0,0094	0,249
Период обращения	11,9 лет	29,5 лет	84 лет	165 лет	247 лет
Период вращения	9 ч	10 ч	17 ч	16 ч	6 сут 9 ч
Экваториальный диаметр, км	142 984	120 536	51 118	49 528	2244
Плотность, г/см <sup>3</sup>	1,33	0,69	1,27	1,64	2
Масса (относительно Земли)	317,9	95,2	14,5	17,1	0,002
Орбитальная скорость, км/с	13,1	9,6	6,8	5,4	4,7
Наклон экватора к плоскости орбиты, град.	3,1	26,7	97,8	29,5	119,6
Температура, °С	-143	-179	-215	-217	-250
Число спутников	60	31	24	13	1

Согласно (Сорохтин, 2007) плотные газовые и жидководяные внешние оболочки могут существовать только у сравнительно массивных планет, гравитационные поля которых способны удерживать газовые молекулы, а поверхностная температура превышает температуру плавления льда, но ниже температуры кипения воды. Из всех планет Солнечной системы таковыми

условиями обладает только Земля. Так, Меркурий из-за своей малой массы (0,06 массы Земли) и близости к Солнцу потерял всю свою атмосферу (давление атмосферы на Меркурии  $< 2 \cdot 10^{-14}$  атм). Венера имеет плотную атмосферу ( $\sim 90$  атм), но из-за большого парникового эффекта ее поверхностная температура ( $\sim 470^\circ\text{C}$ ) значительно выше критической температуры перехода воды в газовое (флюидное) состояние ( $374^\circ\text{C}$ ). Марс, масса которого составляет 0,11 массы Земли, сохранил лишь весьма разреженную атмосферу ( $\sim 6 \cdot 10^{-3}$  атм), гидросфера этой холодной планеты находится в замерзшем состоянии. Внешние планеты Солнечной системы (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) обладают исключительно плотными атмосферами, но лишены гидросфер.

Планеты-гиганты значительно удалены от Солнца, имеют гигантские массы и плотную мощную атмосферу. Все они отличаются высокой осевой скоростью вращения. Солнечное тепло почти не достигает этих планет. На Юпитере оно составляет  $0,018 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$ , на Нептуне –  $0,008 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$ .

Большая часть массы вещества Солнечной системы сосредоточена в самом Солнце – более 99%. На долю планет приходится менее 1% общей массы, а на долю планет-гигантов – 99% массы всех планет Солнечной системы (рис. 6.1).

Наиболее изучены из планет земной группы ввиду их близости к Земле планеты Венера и Марс. Приведем некоторые общие сведения об этих планетах, следуя работам (Орленок, 1991; Мороз, 1978; Кондратьев, 1990).

Венера очень медленно вращается вокруг своей оси: делает один оборот за 243,16 суток, ее ось вращения практически перпендикулярна к плоскости орбиты (угол наклона  $\varepsilon$  плоскости экватора к плоскости орбиты составляет  $177^\circ$ ). При малой величине эксцентриситета орбиты ( $e=0,0068$ ) это приводит к отсутствию сезонов года. Ее вращение обратное (навстречу Земле), т.е. Солнце восходит на западе, а заходит на востоке. Продолжительность солнечных суток на Венере равна 117 земным суткам.

Венера имеет мощную атмосферу гигантской плотности. На поверхности планеты давление составляет 100 атм, что соответствует давлению на глубине моря 1000 м.



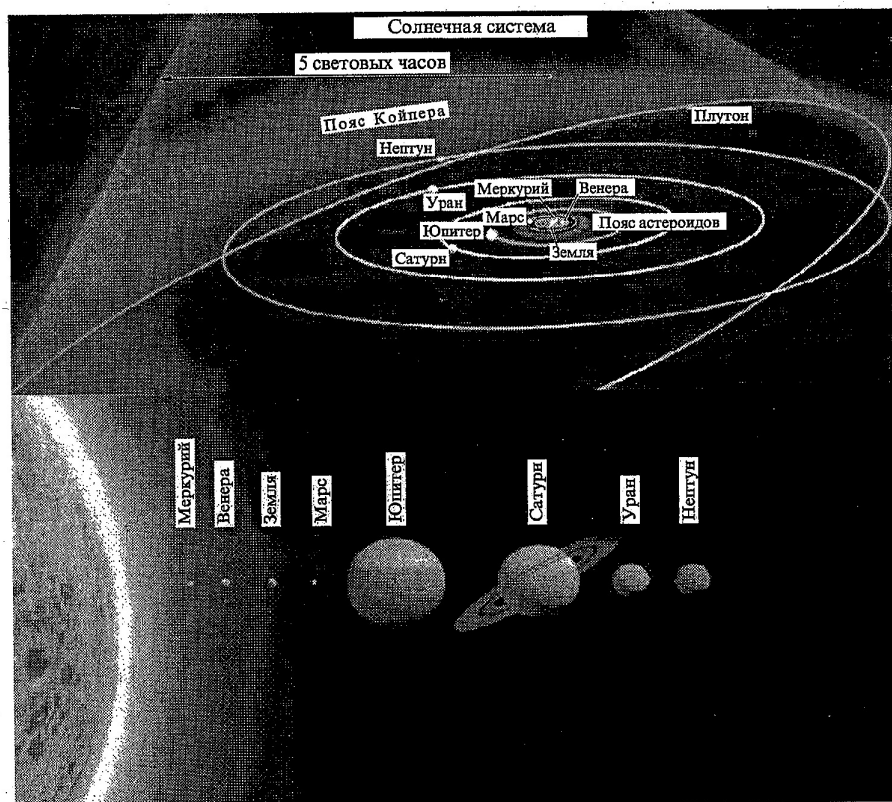


Рис. 6.1. Солнце, орбиты планет и относительные размеры планет

Венера получает в 2 раза больше тепла, чем Земля. Солнечная постоянная для Венеры составляет  $2620 \text{ Вт/м}^2$ . Углекислый газ составляет 97% массы венерианской атмосферы, кислород – 0,01%, азот – 2%, водяной пар – 0,05%. Для солнечного спектра углекислотная атмосфера прозрачна. Распределение температуры с высотой происходит по сухоадиабатическому закону (сухоадиабатический градиент составляет  $10^\circ\text{C/км}$ ).

У поверхности Венеры низкая скорость ветра – 3 м/с, в атмосфере скорость ветра  $\sim 100 \text{ м/с}$ , полный оборот атмосфера совершает за 4 дня. Облачный покров в слое 35–70 км, нижний ярус на 80% состоит из серной кислоты ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ).

Средняя водность облаков составляет  $0,5 \text{ г/м}^3$ , а максимальная достигает  $1 \text{ г/м}^3$ . Температура в слое облаков равна 365 К, атмосферное давление  $1,2 \cdot 10^5 \text{ Па}$ . Делаем вывод о том, что характеристики и условия существования венерианских и земных облаков сходны (водность земных облаков варьирует в пределах  $0,3 - 2,0 \text{ г/м}^3$ ).

Как отметили Шуберт и др. (1977), теоретические оценки привели к выводу, что следующие особенности Венеры являются наиболее существенными: 1) различие циркуляции в верхних и нижних слоях

атмосферы (переходный слой 40–60 км, на границах которого наблюдается сильная турбулентность); 2) важная роль адвекции тепла на всех высотах; 3) значительный суточный и широтный ход в верхней атмосфере, приводящий к сравнимым по значению контрастам температуры день – ночь и экватор – полюс, а также к сравнимым меридиональным и зональным ветрам; 4) пренебрежимо малый суточный ход в нижних слоях атмосферы и медленная меридиональная циркуляция Гадлея, обусловленная меридиональной изменчивостью нагревания; 5) адиабатическая, нетурбулентная структура глубинных слоев атмосферы; 6) циркуляция в термосфере от дневной к ночной стороне планеты; 7) отсутствие годового хода; 8) относительно слабое влияние силы Кориолиса.

На Венере отмечаются малые горизонтальные градиенты температуры. Численное моделирование ОЦА на Земле, осуществленное при задании разных скоростей вращения планеты, позволило сделать вывод, что основные особенности ОЦА различных планет могут быть объяснены различием их скорости вращения. Так, увеличение периода вращения до 117 сут., соответствующего условиям Венеры, приводит к двум последствиям: 1) сильному уменьшению силы Кориолиса; 2) значительному усилению влияния суточного хода инсоляции на формирование локальных очагов нагревания и выхолаживания. Все это обуславливает размывание характерных для атмосферы Земли циклонов и антициклонов, сужение струйного течения умеренных широт, его сдвиг к полюсам и диссипацию, распространение ячейки Гадлея на всю планету и формирование типичной для Венеры интенсивной зональной (четырёхсуточной) циркуляции в верхней атмосфере. Сокращение периода вращения до 10 час. (аналогия с Юпитером) увеличивает силу Кориолиса, вызывает образование характерной для Юпитера системы перемежающихся полос сильного зонального ветра (Кондратьев, Крупенио, Селиванов, 1987).

Марсианская атмосфера состоит на 95% из  $\text{CO}_2$ , 3% приходится на  $\text{N}_2$ , 1,6% –  $\text{Ar}$ , 0,03% –  $\text{H}_2\text{O}$ . Атмосфера содержит и аэрозоли, некоторые имеют конденсационную природу ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), другие представляют собой частицы пыли. Температура поверхности меняется от 160 до 300 К, давление у поверхности испытывает сезонные флуктуации, меняясь от 5 до 10 гПа. Солнечная постоянная для Марса составляет  $590 \text{ Вт/м}^2$  ( $T_e = 214 \text{ К}$ ). Наклонение  $\varepsilon = 25,2^\circ$ , и это, вместе с достаточно большим эксцентриситетом ( $e = 0,0934$ )

является важным фактором сезонных особенностей термического режима. Парниковый эффект (ПЭ) Марса обеспечивается  $\text{CO}_2$ , причем главную роль оказывает процесс переноса излучения в его полосе 15 мкм. Окна прозрачности в спектре поглощения  $\text{CO}_2$  широкие. Здесь вклад в ПЭ вносит водяной пар.

Одно из наиболее характерных явлений на Марсе – пылевые бури. Лабораторные исследования показали, что подъем частиц марсианского грунта возможен при скорости ветра более 30–60 м/сек. Важным фактором, способствующим возникновению глобальных пылевых бурь, является значительная вытянутость орбиты Марса: при кратчайшем расстоянии планеты от Солнца инсоляция возрастает на 40%. Пыль заполняет атмосферу и значительно изменяет ее оптические характеристики. Атмосфера разогревается не от поверхности, а за счет поглощения солнечной радиации.

Взаимодействие запыленности атмосферы, нагревания за счет поглощения солнечной радиации пылью и ветров представляют собой важнейшую положительную обратную связь, функционирующую в условиях марсианской атмосферы.

В.И. Мороз (1967) выполнил ряд расчетов, характеризующих тепловое состояние планеты Марс. По его мнению, предметом физики планет является исследование физических характеристик планет: температуры поверхности и атмосферы, состава атмосферы, ее плотности, вертикального строения, природы облачного слоя, циркуляции атмосферы.

В частности, В.И. Мороз оценил температуру поверхности Марса, пренебрегая теплопроводностью грунта и влиянием атмосферы, с помощью уравнения мгновенного баланса между поглощением и излучением. Для точки, над которой Солнце находится в зените (подсолнечная точка),

$$\varepsilon \sigma T_n^4 = \sigma T_e^4 = \frac{E_o}{R^2} (1 - A_u), \quad (6.1)$$

где  $E_o$  – солнечная постоянная,  $R$  – расстояние до Солнца в астрономических единицах,  $A_u$  – интегрально осредненное по всему спектру сферическое альбедо. Сферическое альбедо планеты – это отношение отраженного по всем направлениям потока солнечного излучения к падающему. Если  $T_e$  во всех точках планеты одинакова, то

$$\sigma T_e^4 = \frac{E_o}{4R^2} (1 - A_u), \quad T_e = \frac{280 \cdot \sqrt{1 - A_u}}{\sqrt{R}}, \quad (6.2)$$

то есть температура обратно пропорциональна корню квадратному из расстояния.

В табл. 6.2 даны теоретические эффективные температуры, вычисленные по формуле (6.2) для подсолнечной точки, а также средние температуры для дневной полусферы и средние по всей поверхности планеты.

Таблица 6.2

Теоретические температуры Марса  $T_e$ , °K

Местонахождение	Подсолнечная точка	Дневная полусфера	Планета в среднем
Перигелий	311	262	220
Афелий	283	239	194
Среднее расстояние	298	252	213

Атмосферная циркуляция и теплопроводность почвы должны приводить к уменьшению реальной температуры по сравнению с теоретической, а парниковый эффект в полосах CO<sub>2</sub> будет ее увеличивать.

Атмосфера планеты Марс тонкая, и в условиях небольшого аэрозольного замутнения марсианская поверхность свободно облучается солнечными лучами. Парниковый эффект, разогревающий нижние слои, контролируется конвекцией ( $\gamma_a = 4,3^\circ\text{C}/\text{км}$ ), причем наиболее активно ее развитие над возвышенностями в околополуденные часы.

В течение дня изменения температуры превышают  $50^\circ\text{C}$ , поверхность Марса ночью примерно на  $100^\circ$  холоднее, чем днем.

Особым остается вопрос о поисках жизни на телах Солнечной системы. По существу, эта проблема стоит перед наукой еще со времен античности. В наше время ее чаще всего связывают с планетой Марс. В последней трети XX в. и в первом десятилетии XXI в. к Марсу были отправлены многочисленные экспедиции автоматов, главной задачей которых был поиск признаков жизни и исследование возможной среды ее существования. Сегодня, спустя 44 года после получения первых снимков Марса, сделанных с помощью космических аппаратов, единственным определенным ответом остается: признаков жизни не обнаружено – хотя оптимисты продолжают предлагать все новые места возможного существования жизни и новые методы ее поисков. Сами методы становятся более изощренными и вместо поиска жизни обращаются к поиску следов

жизни, может быть, давно исчезнувшей, а возможно, и не возникавшей (Зеленый и др., 2009).

В табл. 6.3 приводятся некоторые сведения о планетах земной группы.

Таблица 6.3

Факторы климата планет земной группы

Характеристика	Венера	Земля	Марс
Солнечная постоянная, $10^6$ эрг/(с·см <sup>2</sup> )	5,17	2,70	1,16
Глобальное альбедо	0,77	0,28	0,24
ИК излучательная способность $\varepsilon'$	0,008	0,6	0,9
Температура поверхности, К	750	290	218
Атмосферное давление $10^5$ Па	90	1	0,006
Ускорение свободного падения, см/с <sup>2</sup>	872	980	372
Расстояние от Солнца, а.е.	0,72	1	1,52
Газовый состав	0,95 CO <sub>2</sub> 10 <sup>-3</sup> H <sub>2</sub> O 10 <sup>-4</sup> CO	0,77 N <sub>2</sub> 0,21 O <sub>2</sub> 0,009 Ar	0,96 CO <sub>2</sub> 0,025 N <sub>2</sub> 0,015 Ar 10 <sup>-4</sup> H <sub>2</sub> O
Атмосферный аэрозоль	Серно-кислотные облака	Водные облака, различные аэрозоли	Пыль и лед (H <sub>2</sub> O и CO <sub>2</sub> )

Планеты земной группы Венера, Земля, Марс во многих отношениях сходны, но есть и различия. Путем прямых измерений с помощью АМС «Венера» и «Маринер» обнаружен преимущественно углекислотный состав атмосферы и высокая (около 740 К) температура поверхности планеты. Спектроскопические данные свидетельствуют об очень малом содержании водяного пара выше облачного покрова, а радиоастрономические измерения указывают на низкое содержание водяного пара в нижних слоях венерианской атмосферы (предполагается, что его общее содержание в атмосфере Венеры в  $10^3$ – $10^4$  раз меньше, чем на Земле). Вместе с тем водяной пар оптически активен и играет важную роль в радиационном режиме.

Другим отличительным свойством планеты Венеры является очень медленное (и противоположное по направлению) вращение вокруг своей оси. Из-за малости отклоняющей силы вращения планеты (силы Кориолиса) на Венере замкнутая циркуляция в форме ячейки Гадлея охватывает почти всю планетарную атмосферу (а на

Земле лишь тропический пояс). Данные АМС выявили богатую систему крупномасштабных воздушных течений в надоблачной атмосфере Венеры. На Венере нет смены времен года, благодаря интенсивной атмосферной циркуляции отмечаются малые горизонтальные градиенты температуры.

По данным орбитального аппарата «Пионер-Венера», в атмосферной циркуляции на Венере выявлено наличие в каждом из полушарий крупномасштабной вихреобразной циркуляции в надоблачной атмосфере с центром вихря над полюсом. Были обнаружены: 1) значительные межгодовые изменения скорости зонального переноса на уровне верхней границы облачного покрова; 2) проявления солнечно-обусловленных приливов, которым соответствуют минимальные скорости ветра в низких широтах (до  $20^\circ$ ) по направлению подсолнечной точки; 3) результаты наблюдений дрейфа двух аэростатов «Вега» (на высоте около 53 км вблизи  $7^\circ$  с.ш. и  $7^\circ$  ю.ш.) привели к выводу о наличии интенсивных вертикальных движений, скорость которых достигала 3 м/с.

Главной особенностью венерианской циркуляции является свехвращение. На Марсе особый интерес представляет изучение воздействия глобальных пылевых бурь на формирование климата. Особенностью Марса являются отсутствие океанов и весьма разреженная атмосфера.

Общие черты земной и марсианской атмосфер – существенное влияние силы Кориолиса, наличие суточного и годового хода метеозлементов. Важные различия состоят в отсутствии на Марсе океанов, устойчивого облачного покрова и малом содержании водяного пара. Низкая плотность атмосферы Марса вблизи поверхности и преобладание углекислого газа, для которого характерна высокая оптическая активность, определяют в условиях Марса гораздо большее значение радиационных процессов (по сравнению с динамическими) как факторов, влияющих на ОЦА (противоположная ситуация существует на Венере и Юпитере).

Основной чертой ОЦА Венеры на высотах более 50 км является свехвращение атмосферы – зональная циркуляция со скоростью до 100 м/с, причем значительные зональные ветры наблюдаются и на меньших высотах. Меридиональный компонент ветра существенно меньше; он составляет не более 10 м/с на уровне верхней границы облачного покрова. Горизонтальные контрасты температуры, по-видимому, относительно малы. Разность между температурами

дневной и ночной сторон планеты составляет 10 К или меньше, но разность между температурами экватора и полюса гораздо бóльшая. Обнаруживаются признаки существования планетарных волн.

Янг и Поллак разработали трехмерную 16-уровненную модель ОЦА Венеры.

Атмосферы различных планет, несмотря на их различия, в ряде случаев имеют сходство. Так, вертикальный теплообмен в атмосфере всех планет одинаков, что приводит к общим закономерностям распределения температуры с высотой (Кислов, 2001).

Планеты-гиганты Юпитер и Сатурн кардинально отличаются от внутренних планет. Поведение вещества в недрах этих планет при условиях чрезвычайно высоких давлений и температур резко отличается от того, которое известно в умеренных условиях Земли, хотя и подчиняется тем же физическим законам. Первый спускаемый аппарат уже работал в атмосфере Юпитера и обнаружил немало противоречий с имевшимися представлениями об этой газо-жидкой планете. Юпитер и Сатурн оказались незаменимыми моделями и в другом отношении – в исследовании планет, открытых у других звезд. Например, многополюсная структура магнитного поля, которая должна наблюдаться у экзопланет-гигантов, присуща также Юпитеру и Сатурну и связана с уровнем металлизации водорода. Вместе с тем массы ледяных гигантов, планет-океанов Урана и Нептуна, недостаточно велики для перехода водорода в металлическое состояние, но признаки мультиполярности имеются, хотя они могут быть связаны с конечной проводимостью вещества недр планет.

Юпитер, с массой 318 масс Земли, состоит главным образом из водорода (в атмосфере 71% по массе) и гелия (25% по массе). Масса небольшого и очень плотного ядра Юпитера принимается в большинстве моделей от 5 до 10 масс Земли. Давление в центре планеты очень велико, оно достигает 70 Мбар. Но и выше, на уровне 0,8 радиуса планеты, давление настолько велико, что является достаточным для перехода водорода в металлическую фазу.

Масса Сатурна значительно меньше – 95 масс Земли. Сатурн – это, в основном, водородный газовый шар с примесью гелия. Металлическая фаза водорода возникает на уровне примерно 0,6 радиуса планеты. Составы и строение Урана и Нептуна достаточно близки: в основном ядро из «льдов», глобальный океан и сравнительно тонкая газовая оболочка. Массы Урана и Нептуна соответственно составляют 14,5 и 17,2 масс Земли.

Все внешние планеты обладают многочисленными спутниками. Среди них выделяются размерами, массой и многочисленными особенностями галилеевы спутники Юпитера: Ио, Европа, Ганимед и Каллисто (Зеленый и др., 2009).

Большой интерес вызывает планета-гигант Юпитер, которая примерно в 10 раз больше Земли, но вращается вокруг оси в 2,5 раза быстрее, обладает мощной атмосферой и внутренним источником тепла. Результаты наблюдений с автоматических межпланетных станций (АМС) «Пионер-10» и «Пионер-11» показали, что структура облачного покрова Юпитера осесимметрична, а отдельные элементы этой структуры устойчивы. Так, Большое красное пятно существует в течение нескольких столетий. Юпитерианская атмосфера простирается по вертикали примерно на 100 км, постепенно сливаясь с океаном жидкого водорода, глубина которого составляет почти 70 тыс. км.

В атмосфере Юпитера в нижней части температура убывает в соответствии со значением адиабатического градиента  $\sim 2^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Облака Юпитера состоят из аммиака.

Четко выраженная зональность ОЦА Юпитера, проявляющаяся в существовании поясов и зон, обусловлена, прежде всего, большим значением силы Кориолиса на быстро вращающейся планете. При этом внутренний источник тепла может оказывать еще более существенное влияние на крупномасштабные атмосферные движения, отображаемые динамикой наблюдаемого облачного покрова.

Численное моделирование юпитерианской ОЦА, осуществленное Ф. Буссе (1984), привело к выводу, что на Юпитере доминирует перенос тепла конвекцией от горячей внутренней части планеты к внешней части атмосферы, типичной для звездных атмосфер. При этом сила Кориолиса «скручивает» конвекцию, вызывая формирование концентрических цилиндров, центрированных относительно оси вращения планеты. Там, где цилиндры пересекают поверхность, образуются полосчатые струйные течения, объясняющие существование зон и полос. Земная модель ОЦА не может осуществляться на Юпитере, так как она предполагает переход энергии от вихрей к струйным течениям, который возможен лишь в том случае, если атмосферные движения ограничены тонким слоем атмосферы. Кроме того, на Земле существует твердая нижняя стенка, которой на Юпитере нет вообще.

Наблюдения пятен и овалов на этой планете показали, что эти явления не похожи на одиночные волны (солитоны), какими они



должны быть по аналогии с Землей. В частности, имеет место взаимодействие овалов между собой и окружающей средой, чего не происходит с солитонами.

Одной из важнейших характеристик атмосферы планет является общая циркуляция воздушных масс. Рассмотрим ее, следуя А.С. Монину (1988).

Атмосферная циркуляция на Земле, Марсе, Венере создается благодаря бароклинности атмосферных газов пространственными неоднородностями их нагрева длинноволновым излучением подстилающей поверхности и непосредственно коротковолновой солнечной радиацией. При нагреве воздух расширяется, и его массы приподнимаются, что приводит к увеличению давления на фиксированной высоте. Повышенное давление на высотах в теплых районах заставляет воздух на верхних уровнях оттекать в холодные районы. На нижних уровнях при этом образуется компенсирующее подтекание воздуха в теплые районы. Такая циркуляция между экваториальной зоной и умеренными широтами на Земле называется пассатной.

На Земле и Марсе сила Кориолиса поворачивает поток воздуха от экватора к полюсам на верхних уровнях на восток, формирует западный перенос в верхней атмосфере умеренных широт (и направленную на запад составляющую приземных пассатных ветров в тропиках). Накопленные многочисленные данные метеорологических измерений показали, что «колеса» меридиональной циркуляции слишком слабы и не могут количественно объяснить наблюдаемой на Земле очень сильной зональной циркуляции (в том числе субтропических струйных течений на широтах в среднем около  $\pm 35^\circ$  и высотах около 12 км, имеющих эффективную ширину 300–400 км, толщину 1–2 км, скорости 60–80 м/с и более – зарегистрированный рекорд 190 м/с).

Количественное объяснение удалось получить, лишь учитывая роль синоптических процессов. Впервые это сделал Дефант (1921), трактовавший синоптические вихри как макротурбулентность, осуществляющую меридиональный перенос тепла и меридиональные потоки импульса.

Роль зонального течения в ОЦА существенно зависит от угловой скорости вращения планеты  $\omega$ , значение которой удобно охарактеризовать вращательным числом Маха  $П_\omega = \omega r_o / C_r$ , где  $r_o$  – радиус планеты,  $C_r$  – типичная скорость звука в ее атмосфере. При

медленном вращении планеты (например, на Венере  $P_{\omega} = 6 \cdot 10^{-3}$ ) его непосредственное влияние на атмосферную циркуляцию мало, и она в большей мере определяется различием нагрева в подсолнечной и антисолнечной точках. При быстром вращении (например, на Юпитере  $P_{\omega} = 17$ ) оно определяет решающую роль зонального течения в циркуляции атмосферы.

На Земле  $P_{\omega} = 1,4$ , и это определяет специфику общей циркуляции атмосферы – сравнимость ролей зональной и муссонной циркуляций. Последние создаются различиями в нагреве атмосферы над континентами и океанами, испытывающими сезонные колебания – континенты летом теплее, а зимой холоднее, чем океаны (сезонность проявляется и в меридиональной циркуляции: в каждый сезон в ней имеется лишь одна пассатная ячейка – с восходящими движениями на летней стороне от экватора и нисходящими в субтропиках зимнего полушария, что обеспечивает перенос тепла в зимнюю сторону).

Специфика зимней циркуляции на Марсе заключается в том, что основная доля массы  $M$  его тонкой атмосферы (при среднем атмосферном давлении на поверхности  $P_s \sim 6 \text{ гПа}$  и ускорении свободного падения  $g = 370 \text{ см/с}^2$  получается  $M = P_s/g \approx 16 \text{ г/см}^2$ ) сосредоточена в низких местах (преимущественно в Северном полушарии, которое в среднем на 2 км ниже Южного), что усиливает роль топографии. Кроме того, для Марса специфичны глобальные пыльные бури, зарождающиеся на высоких плато в южных тропиках преимущественно в периоды солнцестояний в Южном полушарии и распространяющиеся вследствие создаваемого ими выхолаживания в нижней атмосфере («антипарникового эффекта»), порождающего термический ветер (завихренный у поверхности циклонически, а в верхней атмосфере антициклонически), который поднимает в атмосферу новые количества пыли.

На Венере очень мощная атмосфера (при  $P_s \sim 90 \text{ кг/см}^2$  и  $g = 980 \text{ см/с}^2$  получается  $M \approx 100 \text{ кг/см}^2$ ), состоящая преимущественно из углекислого газа, которая создает очень сильный парниковый эффект (температура у поверхности около  $470^\circ\text{C}$ , толщина тропосферы 58 км, облачный слой на высотах 35–65 км). Собственное вращение Венеры, очень медленное – с периодом 243 сут., обратно обращению вокруг Солнца; при этом солнечные сутки на планете равны 117 сут. Атмосферная циркуляция в таких условиях должна развиваться преимущественно между подсолнечной и антисолнечной точками. Это

подтверждается расчетами по численной модели С.С. Зилитинкевича, А.С. Мони́на, В.Г. Турикова, Д.В. Чаликова, выполненными в 1971 г., по которым из-за большой тепловой инерции атмосферы область восходящих движений отстает от подсолнечной точки и сдвинута на  $45^\circ$  к вечернему терминатору, а область нисходящих движений находится на ночной стороне около утреннего терминатора; средняя разность температур поверхности на дневной и ночной стороне получалась равной  $1^\circ\text{C}$ . Согласно фотографиям аппарата «Маринер-10» (1974), в окрестности подсолнечной точки имеется постоянное возмущение с ячеистой структурой облаков, занимающее  $\pm 20^\circ$  по широте и не менее  $80^\circ$  по долготе.

Специфической особенностью циркуляции венерианской атмосферы является быстрая (с периодом 4 сут. и в ту же сторону, что и собственное вращение планеты) зональная циркуляция ее верхних слоев, обнаруженная по наблюдениям облаков в ультрафиолетовом излучении, выходящем в космос лишь из слоев выше примерно 60 км с атмосферным давлением меньше 400 гПа. Ее объяснением может быть глубокий прогрев атмосферы при медленном вращении планеты, создающий наклонные конвективные ячейки, которые передают импульс зональной циркуляции.

К Юпитеру плохо применим даже сам термин «атмосфера». Эта планета состоит, как и Солнце, в основном из водорода и гелия (с отношением их удельных концентраций приблизительно 4 : 1). Ее внутренняя структура в первом приближении описывается адиабатической моделью с линейным распределением плотности по радиусу  $\rho = 4\rho_0(1 - r/r_0)$  при  $0,2 < r/r_0 < 0,98$ , где  $\rho_0 = 1,332 \text{ г/см}^3$  – средняя плотность, а  $r_0 \approx 70\,000 \text{ км}$  – средний радиус. Вещество всюду находится в одной и той же газожидкой фазе (предполагается, что при  $r/r_0 < 0,02$  формируется твердое силикатное ядро).

На некоторой глубине (около  $r/r_0 \sim 0,8$ ) вещество ионизируется, а затем непрерывно, без скачка плотности, металлизруется. Течения в этом глубинном электропроводном газожидком веществе обеспечивают генерацию наблюдаемого сильного магнитного поля Юпитера.

«Горячая» модель Юпитера подтверждается измерениями его поверхностной температуры, которая оказывается заметно выше, чем равновесная температура  $T_r$ , определяемая из уравнения

$$f\sigma T_r^4 = q \left[ \frac{1}{4} I_o (1 - A) \right], \quad (6.3)$$

где  $f$  – излучательная способность, близкая к 1,  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup> К<sup>4</sup>) – постоянная Стефана-Больцмана, левая часть – поток уходящего излучения;  $I_o$  – солнечная постоянная, на Юпитере в 27 раз меньше, чем на Земле;  $A$  – альбедо (в видимом свете равное 0,45);  $q$  – поток усваиваемого солнечного излучения,  $T_r \approx 109$  К. Измерения поверхностной температуры в инфракрасном излучении дали в среднем  $T \approx 129$  К, а в отдельных местах темных полос (в которых недра не перекрыты облаками) – даже 200–310 К.

Это означает, по А.С. Монину, что Юпитер имеет внутренние источники тепла (возможно, теплоту продолжающегося сжатия). Создаваемый ими поток уходящего излучения оценивается в  $(1,8 \dots 2,0) I_o$ . Естественно предположить, что он осуществляется конвекцией. Фотографии обнаруживают ячеистую конвективную структуру полярных областей Юпитера. Конвекция и формирует адиабатическую структуру недр планеты.

Для Юпитера (и других больших планет) специфично очень быстрое и широтно-дифференциальное собственное вращение (экватор наклонен к плоскости орбиты всего на  $3^\circ 05'$ ). Наблюдаемая на его видимой поверхности циркуляция оказывается зональной и состоящей из параллельных экватору светлых зон (облака из аммиачного льда) и темных красноватых полос, испытывающих некоторую изменчивость во времени (как правило, междугодичную, но иногда детали с размером до  $10^4$  км изменяются всего за  $10^3$  с). Квазиперманентным нарушением зональности является Большое красное пятно в Южной тропической зоне, имеющее размеры  $40 \times 13$  тыс. км и антициклоническую завихренность и представляющее собою, по-видимому, долгоживущий синоптический вихрь. Полосчатая структура объясняется, возможно, конвективными рамками с восходящими движениями в зонах и нисходящими в полосах.

Циркуляция распадается на отдельные зональные течения, на границах которых имеются скачки скорости (иногда огромные, больше скорости звука). Их предположительным объяснением может быть предел анизотропизации крупных синоптических вихрей. Экваториальное ускорение может быть глобальным эффектом отрицательной вязкости, создаваемой более мелкими

синоптическими вихрями, скачки скорости – эффектом чередования зон положительной и отрицательной вязкости.

В работе (Кондратьев, 1990) также отмечается, что атмосферная циркуляция на Земле, Марсе и Венере принадлежит к числу бароклинных, лишь тропическая атмосфера Земли может служить примером конвективной циркуляции. Простая система конвективной циркуляции в масштабах всей планеты осуществляется лишь на Юпитере и Сатурне, где доминирует внутренний источник тепла. Отмечаются следующие общие черты циркуляций на этих планетах: 1) осесимметричная полосчатая система планетарной облачности; 2) сильные экваториальные струйные течения; 3) сходные физические параметры (скорость вращения, высокое альbedo – около 0,6, малый эксцентриситет орбит). В то же время имеются различия: 1) разный наклон орбит к плоскости эклиптики ( $3^\circ$  на Юпитере и  $27^\circ$  на Сатурне), 2) Сатурн получает в четыре раза меньше солнечной радиации, чем Юпитер, но его струйное течение в четыре раза интенсивнее, что указывает на ведущую роль не инсоляции, а внутренних источников тепла.

При дистанционном зондировании атмосферы Сатурна с АМС «Вояджер» выявлено наличие межполушарной асимметрии поля температуры в верхней тропосфере (Северное полушарие оказалось более холодным, чем Южное), которая свидетельствует о существовании годового хода температуры.

## ГЛАВА VII. МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА С ПОМОЩЬЮ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ СЛОЖНОСТИ ИФА РАН

### 7.1. Моделирование метеорологических и океанических процессов с помощью КМ ИФА РАН

К числу климатических моделей общей циркуляции (КМОЦ) относится класс моделей промежуточной сложности (МПС), среди которых единственная российская, разработанная в ИФА РАН (КМ ИФА РАН). В работе авторов (Мурашев, Елисеев, Мохов, Дианский, 2009) представлены результаты численных экспериментов с новой версией КМ ИФА РАН, в которой использована океаническая модель общей циркуляции океана. Рассмотрим вкратце описание этой модели и основные результаты, полученные ее авторами.

Атмосферная часть КМ ИФА РАН включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиации, конвекции, образования облаков и осадков. Крупномасштабная динамика атмосферы описывается явно. Синоптические процессы параметризованы в предположении гауссовости их ансамблей. Режим морского льда зависит от приповерхностной температуры и температуры поверхности океана (ТПО). Гидрология почвы предписана. Модель имеет горизонтальное разрешение  $4,5^\circ$  широты на  $6^\circ$  долготы и восемь уровней по вертикали в атмосфере (до 80 км).

В качестве океанического блока в новой версии модели ИФА РАН использовалась модель общей циркуляции океана, разработанная в ИВМ РАН. Было взято разрешение по широте  $\Delta\varphi = 3^\circ$  и по долготе  $\Delta\lambda = 5^\circ$ . Вертикальная структура океана в новой версии представлена 25-ю уровнями, неравномерно распределенными по вертикали так, что при глубине океана в 3500 м верхний слой глубиной 150 м содержит семь уровней.

В качестве вертикальной переменной в модели океана используется безразмерная переменная  $\sigma \in [0,1]$ , задаваемая в случае условия твердой крышки соотношением

$$\sigma = z / H, \quad (7.1)$$

где  $H = H(\lambda, \varphi)$  – невозмущенная глубина океана как функция долготы  $\lambda$  и широты  $\varphi$ ,  $z$  – глубина.

Главная особенность  $\sigma$ -модели ИФА РАН состоит в том, что при ее численной реализации используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам, что дает возможность использовать эффективные неявные алгоритмы.

В основе модели лежит система уравнений гидротермодинамики в приближениях гидростатики и Буссинеска в  $\sigma$ -системе координат:

$$\frac{duH}{dt} - (l + r_\lambda \sin \varphi) vH = -H \left( \frac{r_\lambda}{\rho_o} P_\lambda + \frac{r_\lambda}{\rho_o} \frac{\partial \tilde{P}}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + F_u, \quad (7.2)$$

$$\frac{dvH}{dt} + (l + r_\lambda \sin \varphi) uH = -H \left( \frac{r_\varphi}{\rho_o} P_\varphi + \frac{r_\varphi}{\rho_o} \frac{\partial \tilde{P}}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + F_v, \quad (7.3)$$

$$r_\lambda \frac{\partial uH}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{r_\varphi}{r_\lambda} vH \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0, \quad (7.4)$$

$$\frac{d\theta H}{dt} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{V_\theta}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + D\theta + \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \quad (7.5)$$

$$\frac{dSH}{dt} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{V_S}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + DS, \quad (7.6)$$

$$\rho = \hat{\rho}(\theta, S + S^{(o)}, \rho_o g \sigma H) - \hat{\rho}(0, 0, \rho_o g \sigma H). \quad (7.7)$$

Здесь  $r_\lambda = 1/(a \cos \varphi)$  и  $r_\varphi = 1/a$  – метрические коэффициенты, в которых  $a$  – средний радиус Земли;  $U$  и  $v$  – зональная и меридиональная компоненты вектора горизонтальной скорости  $\vec{u} = (u, v)$ ;  $\omega$  – вертикальная скорость в  $\sigma$ -системе координат, связанная с вертикальной скоростью  $w$  в обычной  $z$ -системе координат соотношением  $\omega = w - \sigma(ur_\lambda \partial H / \partial \lambda + vr_\varphi \partial H / \partial \varphi)$ ;  $\theta$  – потенциальная температура;  $R$  – поток проникающей солнечной радиации;  $S$  – соленость за вычетом константы  $S^{(0)} = 35\%$ ;  $\rho$  – плотность воды в отклонении от профиля плотности, зависящего только от давления столба жидкости  $\rho_o g z$  на глубине  $z = \sigma H$ ,  $\rho_o = 1,025 \text{ г/см}^3$  – средняя плотность воды в океане. Параметр Кориолиса  $l = 2\tilde{\Omega} \sin \varphi$ , где  $\tilde{\Omega}$  – угловая скорость вращения земли с учетом годового вращения;  $\nu$ ,  $\nu_\theta$ ,  $\nu_S$  – коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии;  $p$  – возмущение в поле давления на поверхности  $\sigma=0$ .

В качестве граничных условий на поверхности океана ( $\sigma=0$ ) для скорости задаются поток импульса от напряжения трения ветра  $(\tau_\lambda, \tau_\varphi)$  и условие твердой крышки

$$-\frac{\nu}{H} \frac{\partial \vec{u}}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{(\tau_\lambda, \tau_\varphi)}{\rho_o}, \quad \omega \Big|_{\sigma=0} = 0, \quad (7.8)$$

а для температуры и солёности – нормированные потоки тепла  $q_\theta$  и  $q_s$  соли

$$-\frac{V_\theta}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} /_{\sigma=0} = q_\theta, \quad -\frac{V_s}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} /_{\sigma=0} = q_s. \quad (7.9)$$

На дне ( $\sigma=1$ ) задается условие непротекания

$$\omega /_{\sigma=1} = 0. \quad (7.10)$$

На боковой поверхности для скорости задаются условия непротекания и свободного скольжения. На твердых участках боковой границы и на дне для температуры и солёности ставятся условия изоляции.

Ряд более тонких эффектов в описании модели представлен в оригинале.

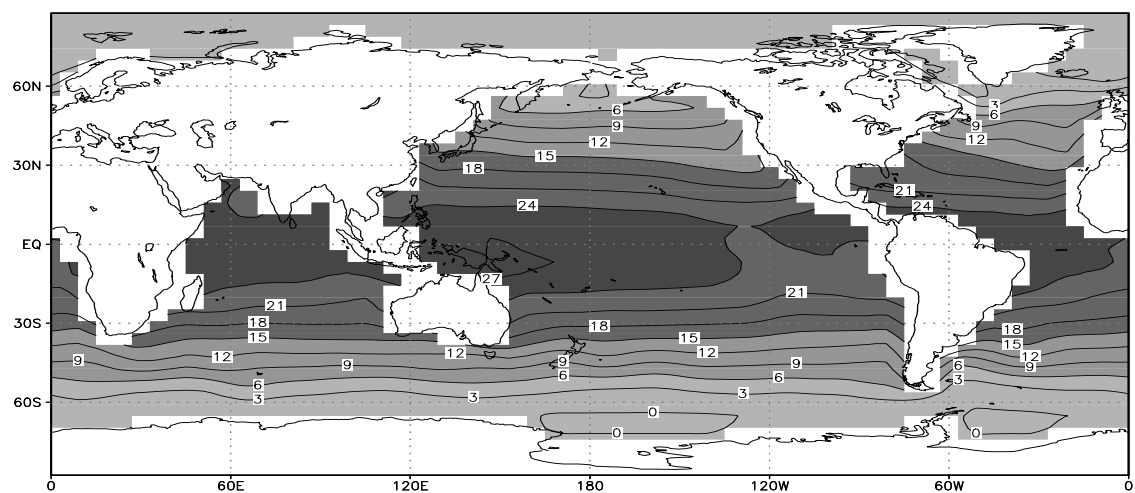
Численные эксперименты с КМ ИФА РАН проводились при современной ( $350 \text{ млн}^{-1}$ ) и удвоенной ( $700 \text{ млн}^{-1}$ ) концентрации углекислого газа в атмосфере. Для обоих экспериментов начальные и граничные условия соответствовали современным.

### ***Воспроизведение современного климата***

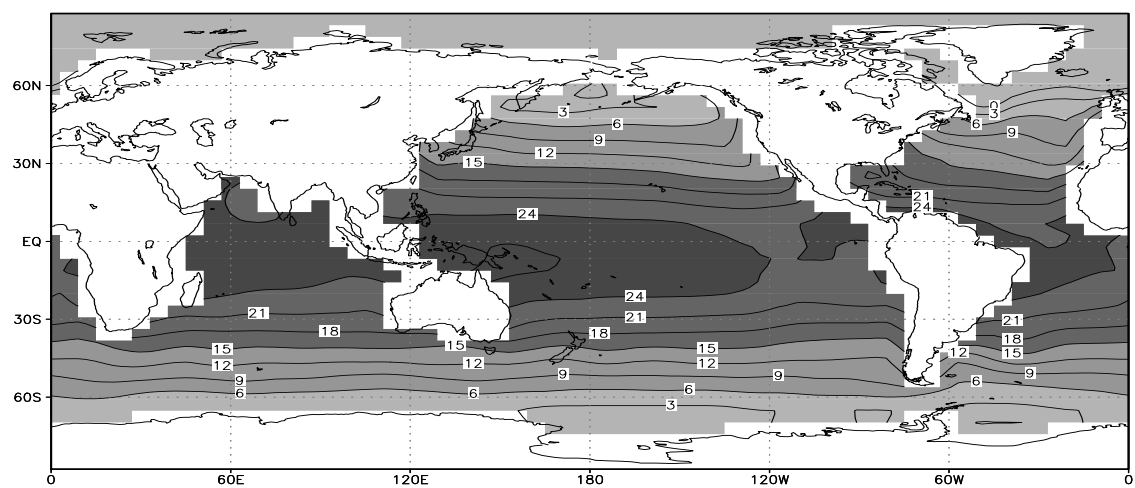
Рассмотрим, как воспроизведена в модели температура поверхности океана (ТПО). Расчеты показали, что крупномасштабные характеристики поля температуры поверхности океана в модели воспроизводятся адекватно.

На рис. 7.1 представлены среднегодовое, январское и июльское пространственные распределения ТПО по модельным расчетам, которые сравнивались с фактическими распределениями ТПО. Наилучшее согласование отмечается в умеренных и приполярных областях, где значения как эмпирической, так и модельной ТПО находятся в диапазонах  $5\text{--}15^\circ\text{C}$  и  $0\text{--}3^\circ\text{C}$ , соответственно. В тропических и субтропических областях значения ТПО по данным наблюдений превышают соответствующие рассчитанные значения на  $2\text{--}3^\circ\text{C}$  (в тропиках по расчетам  $24\text{--}27^\circ\text{C}$ , по наблюдениям  $27\text{--}30^\circ\text{C}$ , в субтропиках по расчетам  $15\text{--}21^\circ\text{C}$ , по наблюдениям  $18\text{--}24^\circ\text{C}$ ). Среднегодовое глобальное значение ТПО в модели для современного режима составляет  $15,8^\circ\text{C}$  – это на  $2,3^\circ\text{C}$  ниже соответствующего значения  $18,1^\circ\text{C}$  по данным наблюдений. Значение модельной ТПО для Южного полушария в целом составляет  $15,2^\circ\text{C}$ , для Северного –  $16,7^\circ\text{C}$ , а по данным измерений  $16,5^\circ\text{C}$  и  $20,4^\circ\text{C}$  соответственно.

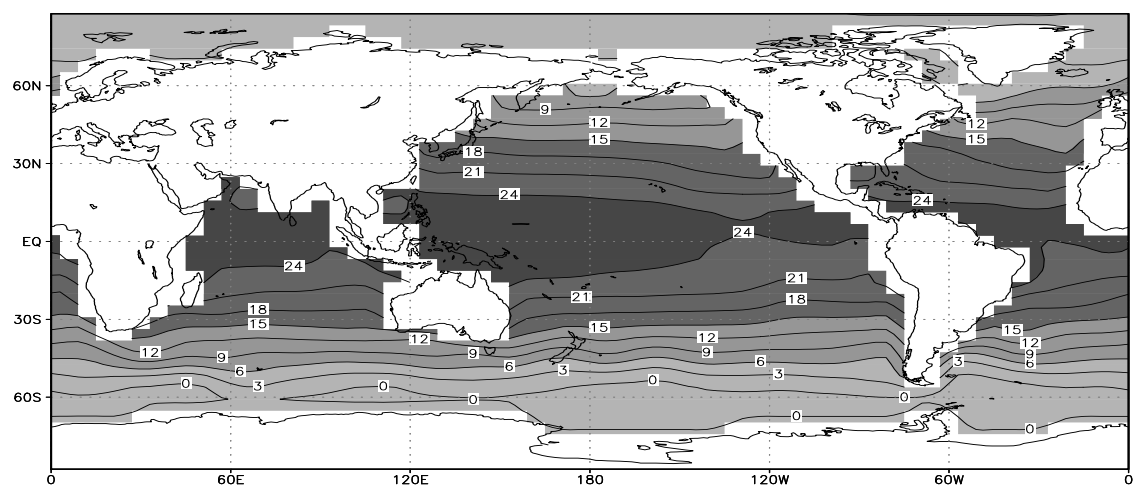




**а**



**б**



**в**



Рис.7.1. Температура поверхности океана (°C) в новой версии КМ ИФА РАН (а – среднегодовая, б – январская, в – июльская)

Основные различия между данными наблюдений и результатами расчетов отмечены в Северном полушарии. Различия на северо-западе Атлантического и Тихого океанов связаны с воспроизведением особенностей температурных полей в областях теплых течений Кuroсио и Гольфстрима при пространственном разрешении совместной модели промежуточной сложности. Этим же объясняется и занижение ТПО в приэкваториальном Тихом океане, где для описания явлений Эль-Ниньо требуется высокое разрешение модели океана. Южнее 30° ю.ш. ТПО практически совпадает с наблюдаемой везде, кроме небольших областей вблизи Антарктиды, где рассчитанные значения превышают наблюдаемые примерно на 0,5°C.

В модели получено пространственное распределение среднегодовых горизонтальных скоростей в приповерхностном слое 50 м (рис. 7.2). На рис. 7.2 хорошо проявляются западные пограничные течения в Северном полушарии – Гольфстрим и Кuroсио. В Гольфстриме среднегодовая скорость может достигать 15 см/с, в более выраженном Кuroсио она несколько выше.

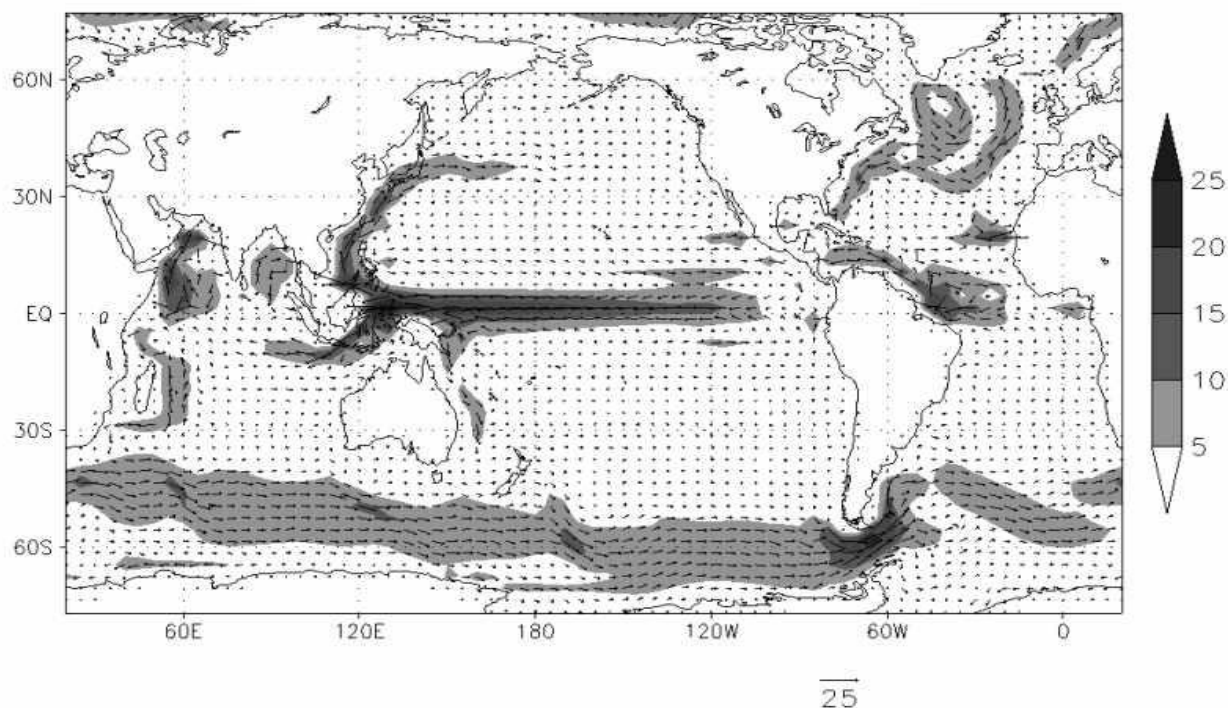
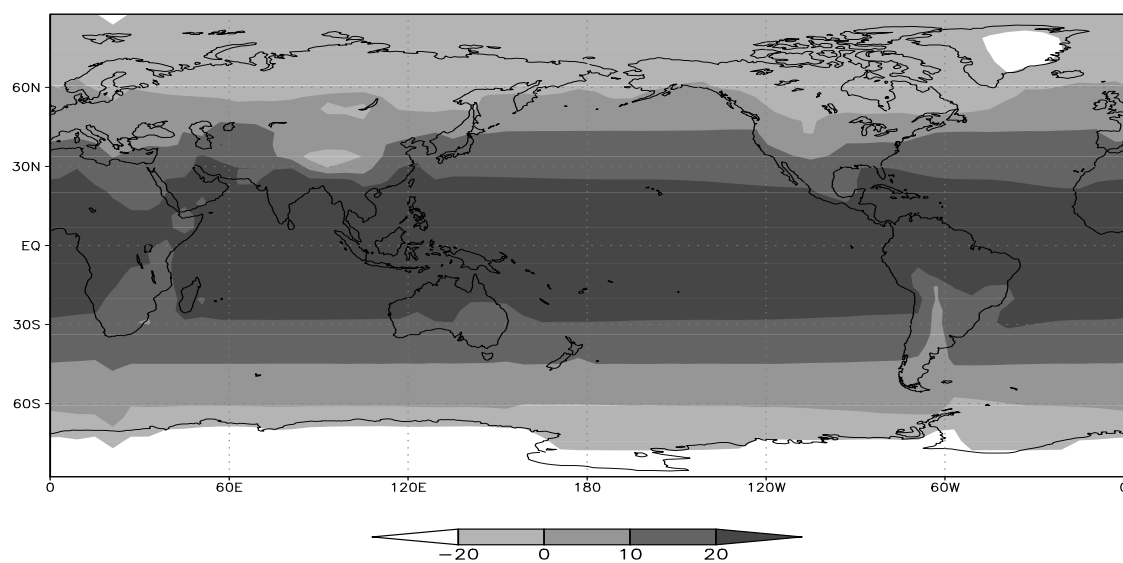


Рис.7.2. Среднегодовые горизонтальные скорости в океане на горизонте 50 м за последний год численного эксперимента по воспроизведению современного климата. Масштаб стрелок в см/с показан под рисунком. Области со скоростями более 5 см/с выделены со шкалой градаций справа

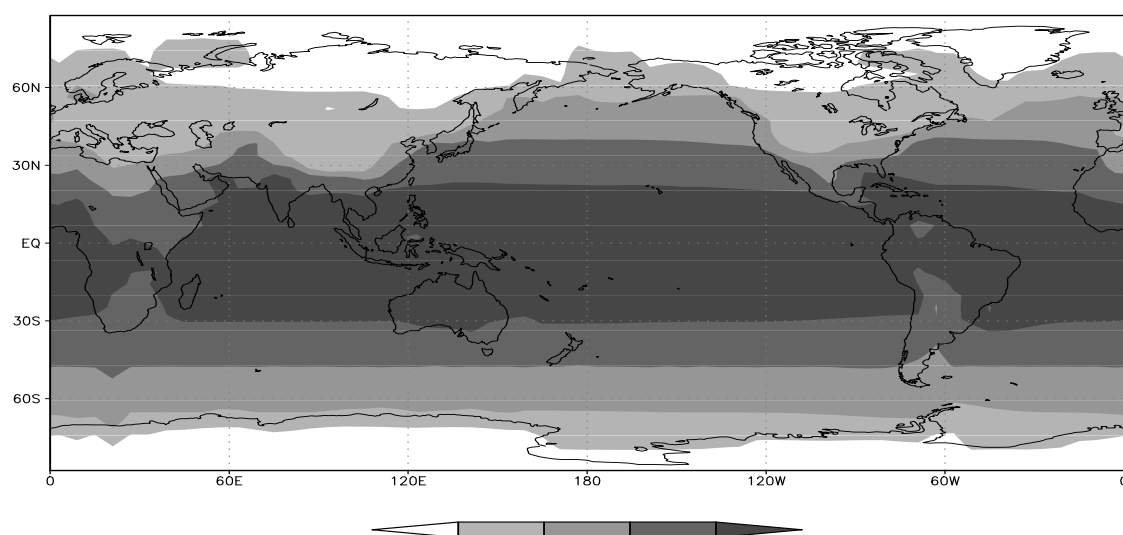
На экваторе во всех океанах воспроизводится западное течение со скоростью более 30–40 см/с, соответствующее пассатным течениям. На глубинах более 60 м направление течения меняется на противоположное. Авторы модели отмечают, что качественная структура подповерхностных экваториальных течений воспроизводится хорошо, однако амплитуда их занижена, что можно связать с пространственным разрешением модели. В Южном океане скорость Антарктического циркумполярного течения составляет в среднем 8–10 см/с, превышая 25 см/с в проливе Дрейка. В Индийском океане среднегодовое течение около Сомали отражает в большей степени летнюю структуру, так как летом Сомалийское течение северо-восточного направления существенно интенсивнее, чем зимой. Распределение вертикальной скорости на глубине 50 м отражает интенсивный подъем вод в экваториальном поясе Тихого океана и Атлантики, а также апвеллинг в областях, где ветер дует с материка. В частности, в Атлантике это побережье Северной Америки и у Западной Африки.

На глубине 2,5 км хорошо проявляются течения у западного берега Атлантического океана. Их скорости составляют около 3–4 см/с. Скорость Антарктического циркумполярного течения составляет в среднем около 10 см/с, хорошо воспроизводится однонаправленный по глубине характер этого течения. На глубине 2,5 км скорости имеют тот же знак и достигают величин 2–3 см/с.

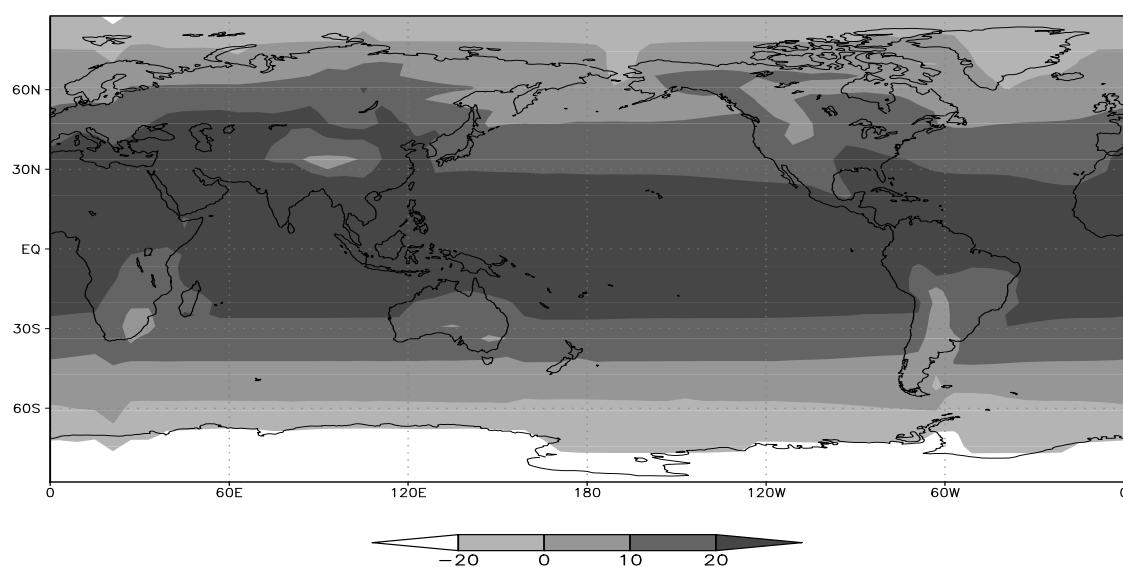
В модели представлены расчетные данные по термической структуре Мирового океана, меридиональной циркуляции и меридиональному переносу тепла, дан анализ отклонений модельных значений от данных наблюдений. Представленные на рис. 7.3 среднегодовые, январские и июльские пространственные распределения приповерхностной температуры по модельным расчетам согласуются с наблюдаемыми в пределах нескольких градусов. В модели воспроизводятся основные особенности глобальных полей температуры, в том числе локальные минимумы температуры над Гренландией и Тибетским плато, а также области пониженной по сравнению со среднезональным значением температуры над континентами в тропических и субтропических широтах. Среднегодовая глобальная приповерхностная температура для современного режима по результатам вычислений составляет 13,5 °С, согласно данным наблюдений для базового периода 1961–1990 гг. –14°С. На рис. 7.4 представлено зональное распределение температуры.



**а**

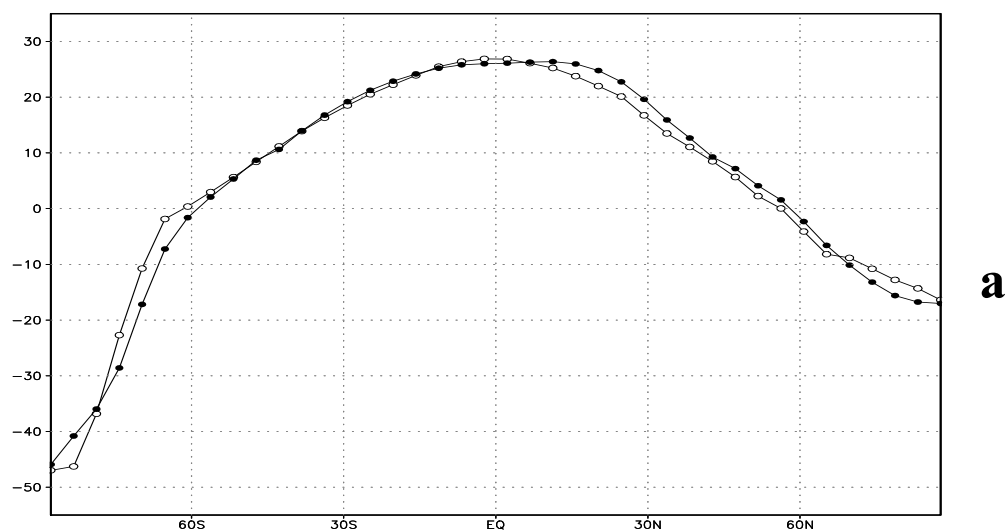


**б**

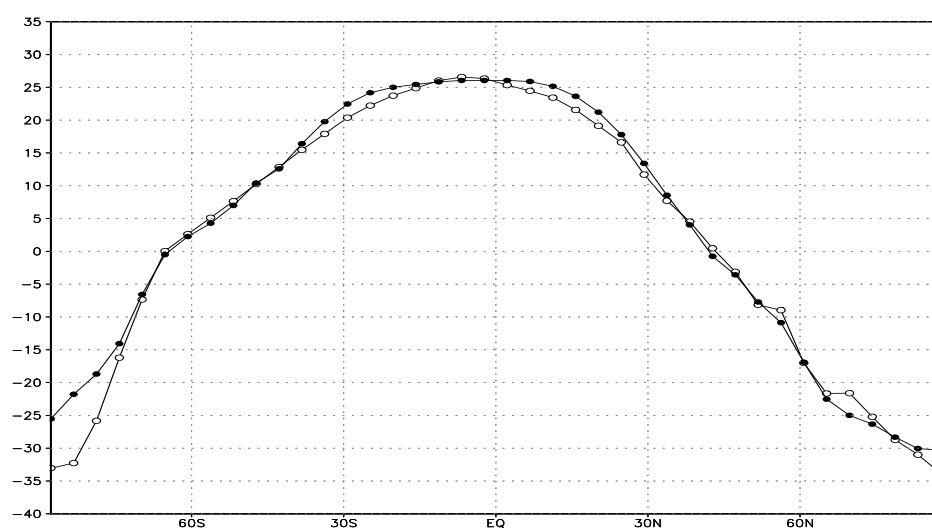


**в**

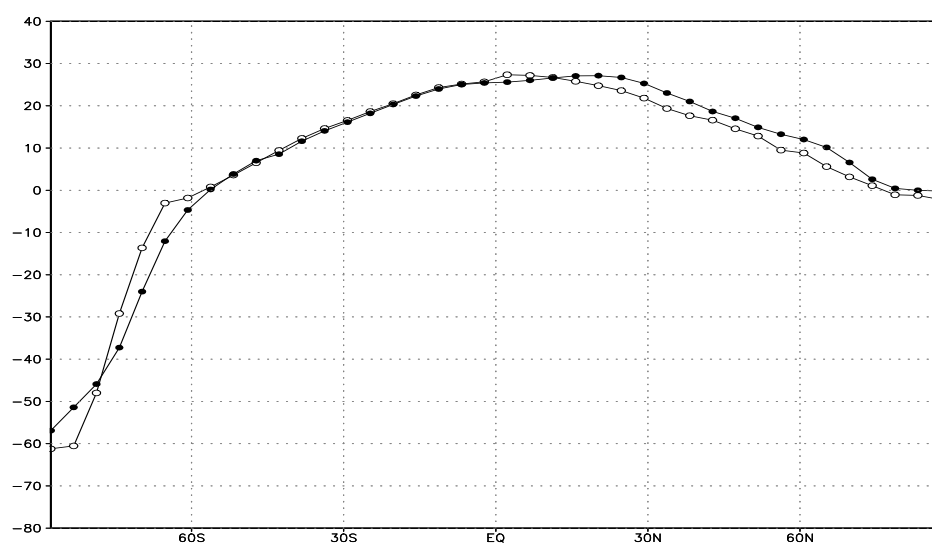
Рис.7.3. Приповерхностная температура (°C) в новой версии КМ ИФА РАН (а – среднегодовая, б – январская, в – июльская)



**а**



**б**



**в**

Рис. 7.4. Приповерхностная температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) в новой версии КМ ИФА РАН (белые кружки) и по данным (Brohan, Kennedy, Harris, 2006) (черные кружки): а – среднегодовая, б – январская, в – июльская

Пространственные распределения количества осадков по модельным расчетам для современного режима в целом согласуются с данными наблюдений (рис. 7.5). В модели воспроизводятся основные области пониженных осадков в восточных частях субтропических океанов и интенсивных осадков в зонах действия муссонов и в областях шторм-треков средних широт обоих полушарий. Значения осадков в тропиках достигают 13 мм/сут в областях интенсивной конвекции. В районах шторм-треков они составляют 2–5 мм/сут в Северном полушарии и 4–8 мм/сутки в Южном. Над континентами в средних широтах Северного полушария – от 0,5 до 3 мм/сут. Области пониженных осадков (0,5 мм/сут и меньше) наблюдаются в пустынных регионах континентов (Северная Африка, Южная Америка, Австралия), в высоких широтах обоих полушарий, а также в регионах переноса сухих воздушных масс восточными ветрами с континента на океан в субтропиках (Калифорния, Австралия, северо-западная и юго-западная Африка).

Среднегодовые осадки для земли в целом по расчетам с новой версией КМ ИФА РАН составляют 1097 мм/год, а по данным измерений лежат в диапазоне 963–1130 мм/год. Различия между рассматриваемыми модельными данными и данными наблюдений не превосходят величин, характерных для других современных моделей. На рис. 7.6 представлено распределение осадков в зональном и годовом осреднении.

Приведенные на рис. 7.7 среднезональные значения общей облачности, полученные по расчетам с КМ ИФА РАН, сопоставлялись с данными Международного спутникового проекта по климатологии облачности (IS CCR-D2) для периода 1983–2006 гг. В модели достаточно хорошо воспроизводятся приэкваториальный максимум и субполярные максимумы, а также субтропические минимумы в обоих полушариях. Летом отмечается лучшее согласие между модельными и спутниковыми данными, чем зимой. Среднее значение глобального общего количества облаков по данным IS CCR составляет 0,67, по модельным расчетам – 0,6. Для Северного (Южного) полушария среднегодовое количество облаков по данным IS CCR – 0,64 (0,69), а по модельным расчетам – 0,56 (0,64). Отмечается, что данные различных наземных и спутниковых измерений могут существенно отличаться друг от друга (на величину порядка 0,3) в высоких широтах.

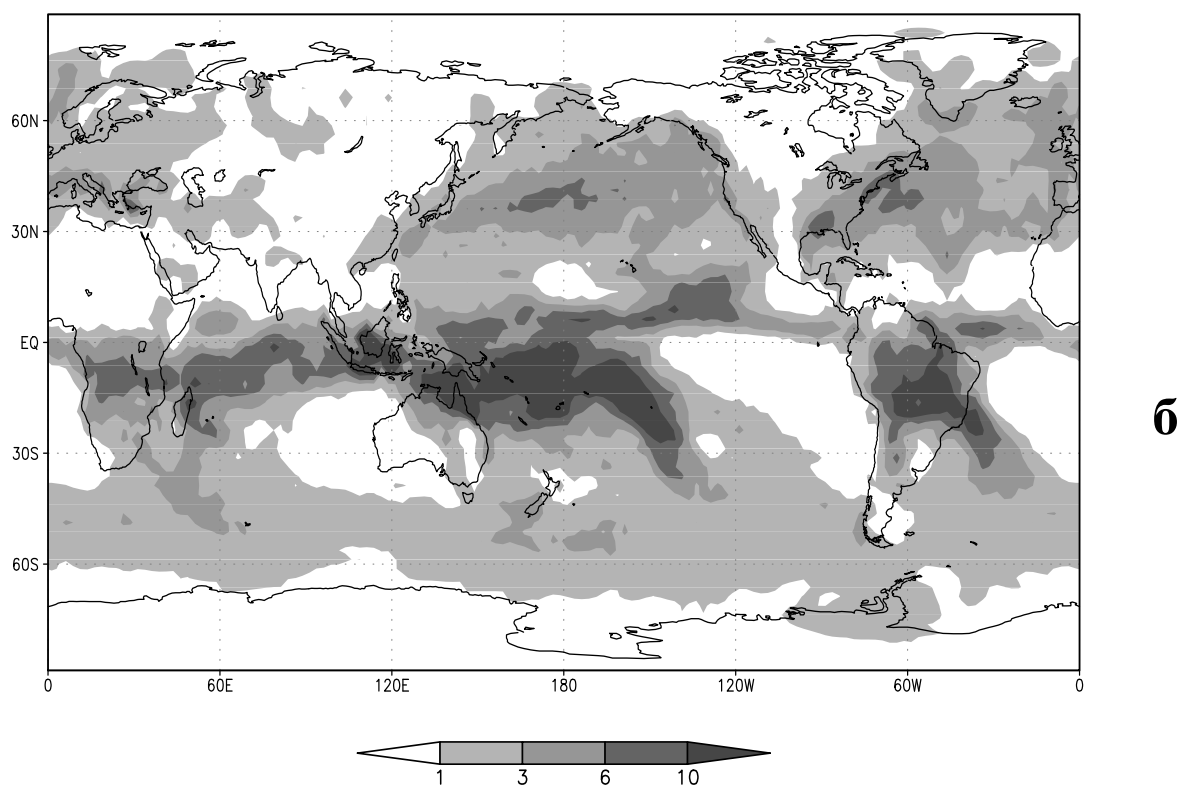
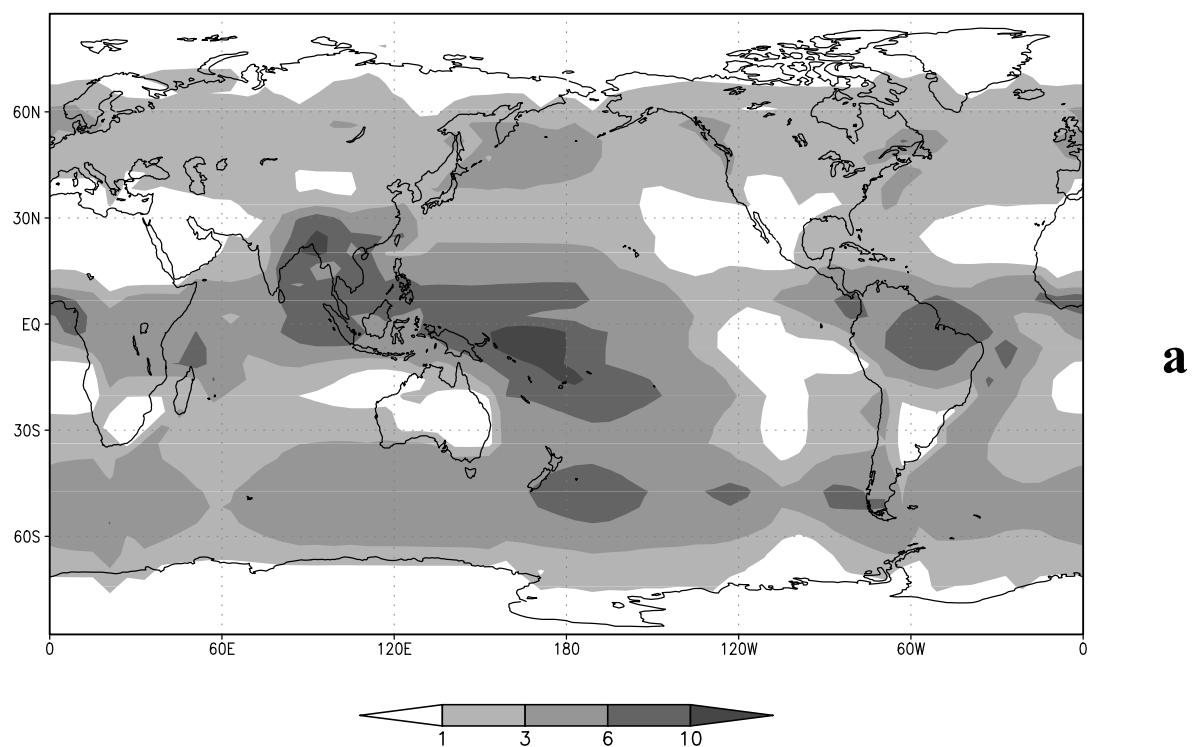


Рис. 7.5. Среднегодовые осадки (в мм/сут) в новой версии КМ ИФА РАН (а) и по данным (Xie, Arkin, 1997) (б)

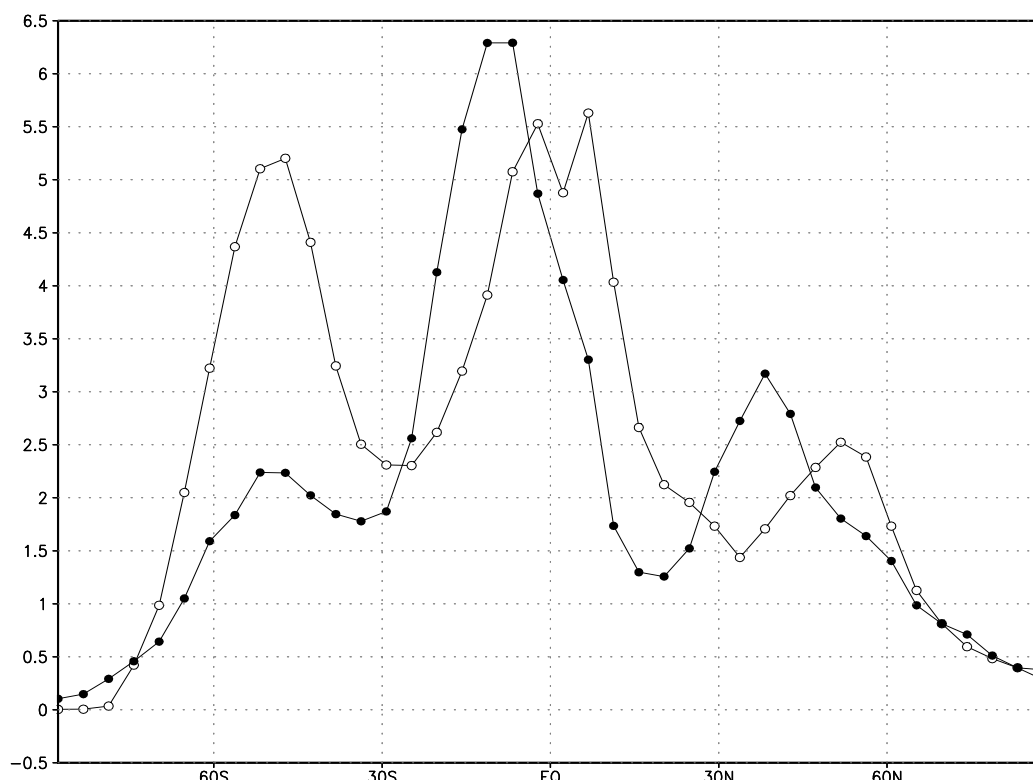
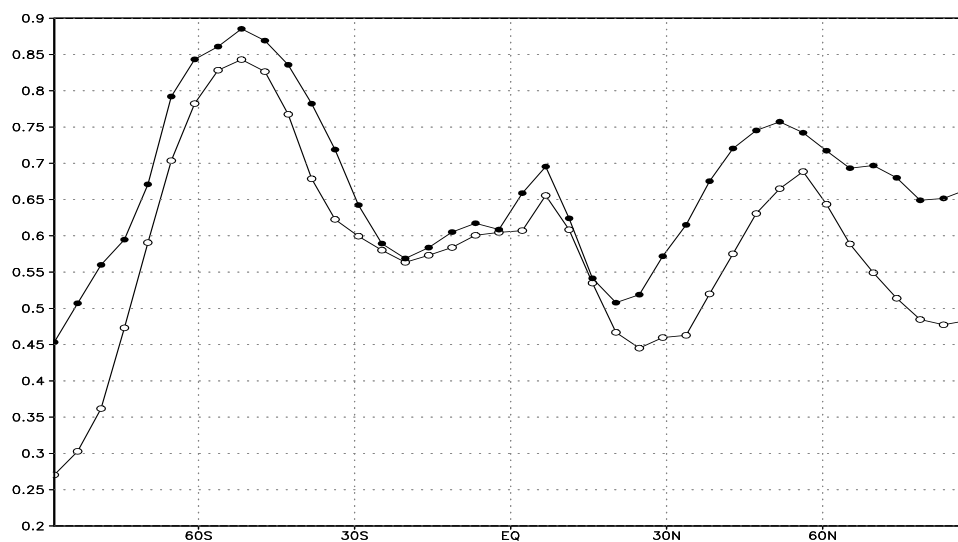
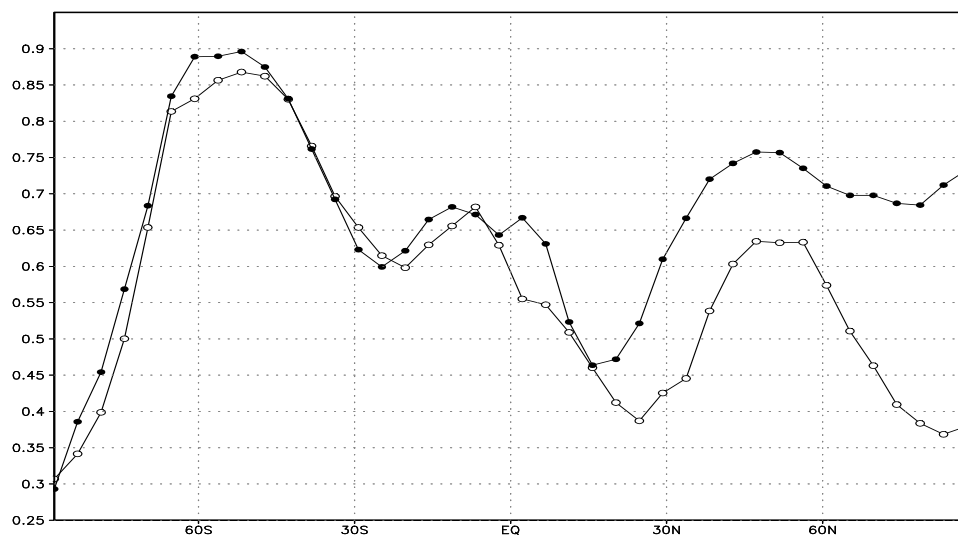


Рис. 7.6. Зонально-осредненные среднегодовые осадки в мм/сутки при годовом осреднении в новой версии КМ ИФА РАН (белые кружки) и по данным (Xie, Arkin, 1997) (черные кружки)

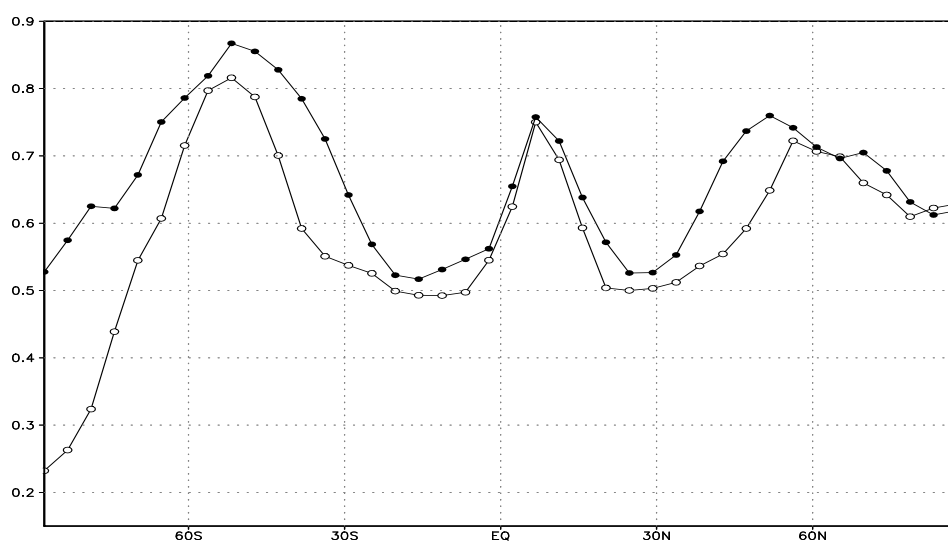




**а**



**б**



**в**

Рис. 7.7. Общая облачность в новой версии КМ ИФА РАН (белые кружки) и по данным ISCCP (Rossow, Duenas, 2004) (черные кружки) (а – среднегодовая, б – в декабре-феврале – б, в – в июне-августе)

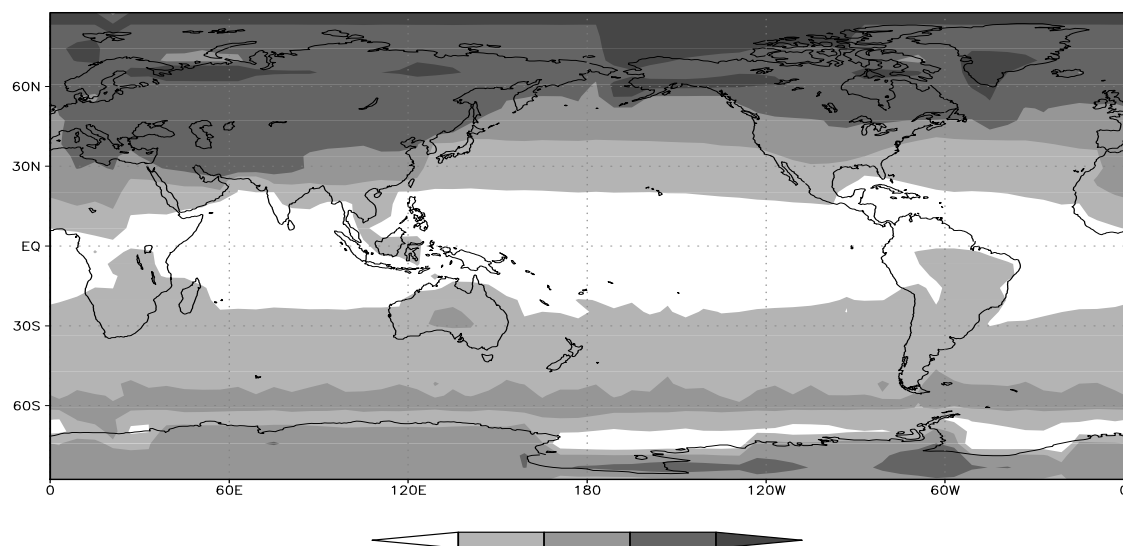
### ***Равновесный отклик КМ ИФА РАН на удвоение содержания $\text{CO}_2$ в атмосфере***

Удвоение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере привело к среднегодовому увеличению глобальной приповерхностной температуры на 2,9 К.

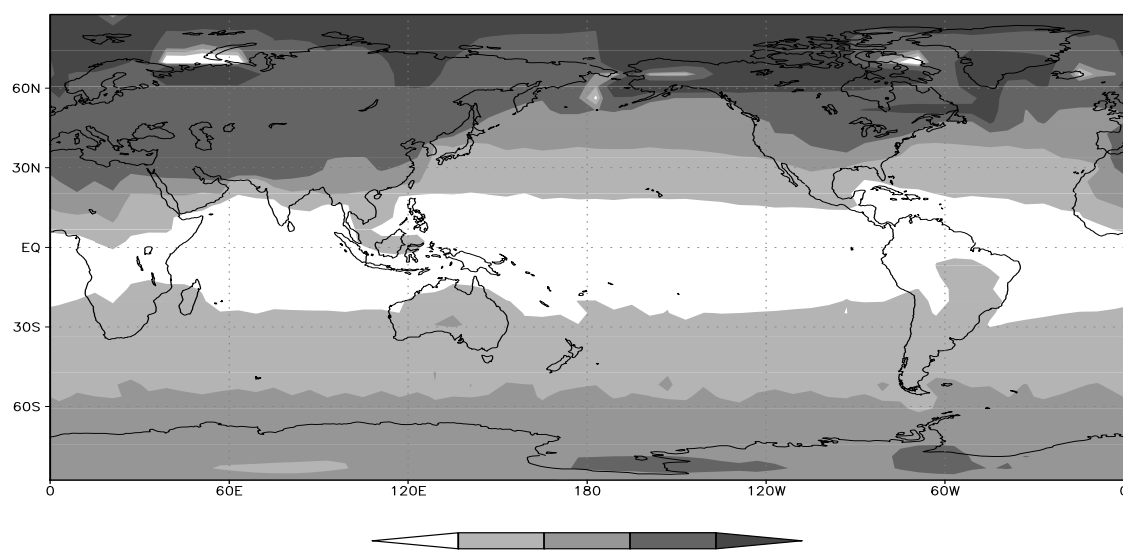
Из рис. 7.8, где приведены среднегодовые, январские и июльские пространственные распределения для изменений приповерхностной температуры при удвоении содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, видно, что характерные значения потепления минимальны в тропиках (2–3 К) и максимальны в субполярных широтах Северного полушария и Арктическом бассейне. При зональном осреднении изменение приповерхностной температуры в высоких широтах в среднем за год составляет 2–4 К в Антарктике, 5–10 К в Арктическом бассейне и 7 – 9 К в субполярных широтах Северного полушария. Сильное потепление в высоких широтах Северного полушария, по мнению авторов модели, существенно связано с эффектом положительной обратной связи альбедо с температурой. При потеплении граница снежно-ледового покрова смещается на север, что влечет за собой уменьшение альбедо поверхности и, как следствие, дополнительное потепление.

Отмечено также, что при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере меридиональный перенос тепла в океане в целом ослабевает. Наиболее заметные изменения отмечены в тропиках Северного полушария.

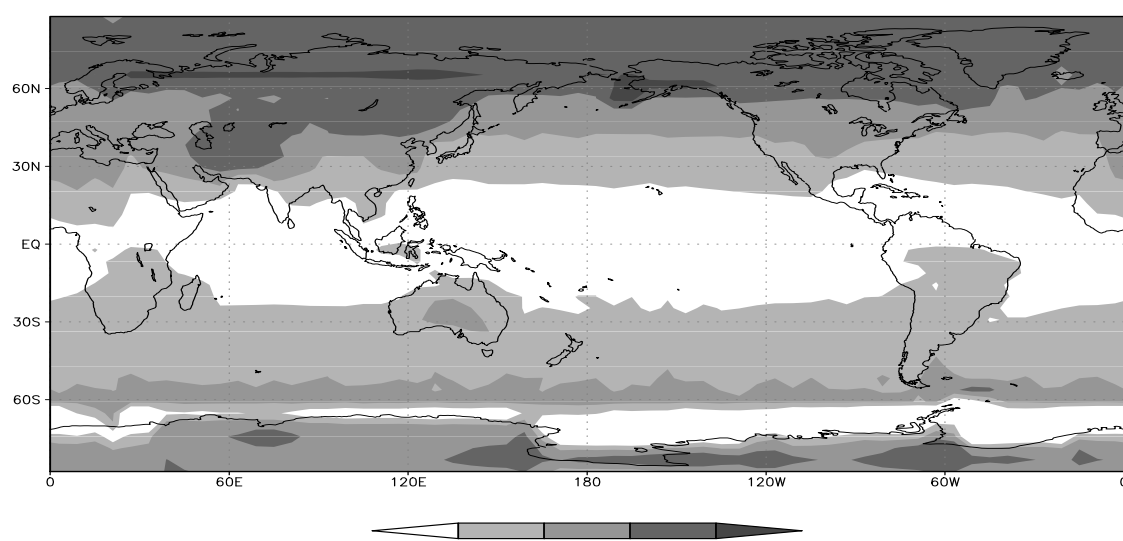
В заключение отметим, что новая версия КМ ИФА РАН в целом адекватно воспроизводит средние глобальные и региональные климатические характеристики, в том числе температурного, циркуляционного и гидрологического режима.



**а**



**б**



**в**

Рис. 7.8. Изменение приповерхностной температуры при удвоении содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $^{\circ}\text{C}$ ) в новой версии КМ ИФА РАН (а – среднегодовое, б – январское, в – июльское)

## 7.2. Климатические изменения в XX–XXIII вв., оцененные с использованием климатической модели ИФА РАН

С использованием глобальной климатической модели (КМ) Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН) (Мохов и др., 2005, Елисеев и др., 2007; Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011; Мохов, Елисеев, 2012) сделаны оценки изменений характеристик земной климатической системы в XX–XXIII в. с учётом антропогенных воздействий в соответствии с современными сценариями семейства RCP (Representative Concentration Pathways; <http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>). Сценарии RCP – новый этап после сценариев семейства SRES (Special Report on Emission Scenarios), использованных в международном проекте сравнения климатических моделей CMIP3 и Четвёртого оценочного отчёта Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate Change, 2007). В Пятый оценочный отчёт МГЭИК должны быть включены результаты расчётов с современными климатическими моделями (в рамках международного проекта CMIP5 – Coupled Model Intercomparison Project, phase 5) со сценариями RCP. Результаты расчётов с КМ ИФА РАН при сценариях SRES были опубликованы в (Мохов и др., 2005, Елисеев и др., 2007), а при альтернативных российских сценариях – в (Аржанов и др., 2012).

Согласно современным модельным и эмпирическим оценкам, ключевой вклад в изменения климата XX в. связан с антропогенным воздействием на земную климатическую систему (Climate Change, 2007) (см. также (Мохов, Смирнов, 2009; Smirnov, Mokhov, 2009)) при значимой роли естественной климатической изменчивости (Semenov et al., 2010; Мохов и др., 2012). В Четвёртом оценочном отчёте МГЭИК (Climate Change, 2007) величина линейного тренда глобально осреднённой температуры атмосферы у поверхности  $T_g$  в 1906–2005 гг. оценена равной  $0.74 \pm 0.18$  °C/столетие. Ещё большие климатические изменения ожидаются в XXI в. при нарастающей антропогенной нагрузке (Climate Change, 2007) (см. также (Мохов и др., 2003, 2005)). При этом следует иметь в виду, что климат России более чувствителен к глобальному потеплению по сравнению с климатом многих других регионов Земли. В частности, согласно (Оценочный доклад ... Т. 1, 2008), потепление за интервал 1907–2006 гг. составило  $1.3$  °C.

КМ ИФА РАН является одной из двух российских трёхмерных глобальных климатических моделей (см. также (Володин и др., 2010)). Эта модель относится к классу моделей промежуточной сложности (по-английски – *Earth system models of intermediate complexity*, EMICs) (Claussen et al., 2002; Petoukhov et al., 2005). Описание структуры КМ ИФА РАН можно найти, например, в (Petoukhov et al., 1998; Мохов и др., 2005, Елисеев и др., 2007; Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011). Модель включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиации, конвекции, образования облаков и осадков (Мохов и др., 2005). В настоящее время в схеме переноса коротковолновой радиации учитывается влияние альбедо поверхности, характеристик облачности, водяного пара, озона и тропосферных сульфатных аэрозолей (Елисеев и др., 2007; Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011). В блоке переноса длинноволновой радиации учитывается влияние температуры и влажность атмосферы, облачности, углекислого газа, метана, закиси азота и фреонов. Крупномасштабная динамика атмосферы (с масштабом больше синоптического) описывается явно. Синоптические процессы параметризованы в предположении гауссовости их ансамблей (Petoukhov et al., 1998; Мохов и др., 2005), что позволяет существенно уменьшить время модельных расчётов. Характеристики морского льда в КМ ИФА РАН зависят от приповерхностной температуры атмосферы и температуры поверхности океана. Модель содержит блоки углеродных циклов (включая цикл метана), а также детальный блок процессов термо- и гидрофизики почвогрунта (Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011). Горизонтальное разрешение используемой в данной работе версии КМ ИФА РАН составляет  $4.5^{\circ}$  широты и  $6^{\circ}$  долготы с 8 уровнями по вертикали в атмосфере (до 80 км) и 3 уровнями в океане.

Следует отметить, что, хотя современное поколение климатических моделей промежуточной сложности затруднительно применять на масштабах от нескольких лет до примерно десятилетия, на междекадном масштабе они достаточно реалистично описывают отклик климата на внешние воздействия. Именно междекадный и более длительный масштаб времени характерен для развития антропогенного воздействия в последние столетия и для изменений такого воздействия, ожидаемых в последующие несколько столетий. В частности, несмотря на используемые упрощения, КМ ИФА РАН реалистично воспроизводит доиндустриальное и современное состояние климатической систе-

мы, а также общие характеристики климатических изменений последних нескольких столетий (в том числе - наблюдавшиеся в XX в.).

С КМ ИФА РАН были проведены численные эксперименты для 1750-2300 гг. с учётом сценариев антропогенных и естественных воздействий на климат за счёт парниковых газов, тропосферных и стратосферных вулканических сульфатных аэрозолей, изменения солнечной постоянной и изменения сельскохозяйственных площадей в соответствии с протоколом "Historical simulations" международного проекта сравнения климатических моделей CMIP5 (<http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDbm> и <http://climate.uvic.ca/EMICAR5>, см. также (Мохов, Елисеев, 2012)). Для XXI в. антропогенные воздействия учитывались согласно сценариям RCP 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5, а в XXII-XXIII в. в соответствии с протоколом CMIP5 фиксировались на уровне 2100 г. В соответствии с этим же протоколом в анализируемых в данной работе численных экспериментах задавались изменения концентрации антропогенных парниковых газов, а не их эмиссии, и углеродный цикл КМ ИФА РАН использовался лишь для диагностики потоков CO<sub>2</sub> из атмосферы в океан и наземные экосистемы.

Характеристики сценариев RCP приведены в таблице 7.1. Каждый из сценариев использует ряд предположений об особенностях socioэкономического развития в XXI–XXIII в. Так, наименее агрессивный сценарий антропогенного воздействия RCP 2.6, подготовленный с использованием модели socioэкономического развития MESSAGE, предполагает нарастание антропогенной нагрузки на климат вплоть до середины XXI в. с последующим её ослаблением. В связи с последним этот сценарий можно назвать восстановительным. Для сценариев RCP 4.5 и 6.0, подготовленных с использованием моделей AIM и MiniCAM соответственно, используется предположение об увеличении концентрации парниковых газов в атмосфере вплоть до конца XXI в. с последующей стабилизацией этой концентрации. В наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 антропогенная нагрузка на климат монотонно увеличивается вплоть до конца XXIII в. Следует отметить, что число в названии сценария RCP означает мгновенное радиационное возмущающее воздействие (РВВ, называемое также радиационным форсингом) на верхней границе атмосферы при глобальном и годовом осреднении, достигаемом в этом сценарии к 2100 г. относительно 1750 г. Более

подробное описание сценариев RCP и моделей, использованных при их подготовке, приведено в (Moss et al., 2010).

Таблица 7.1

Отдельные характеристики сценариев семейства RCP  
(Representative Concentration Pathway) (Moss et al., 2010)

сценарий	мгновенное радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы при годовом и глобальном осреднении	концентрация парниковых газов в атмосфере (в терминах эквивалентного CO <sub>2</sub> )	модель, использованная при подготовке сценария
RCP 2.6	максимум 3.1 Вт/м <sup>2</sup> в середине XXI века, далее спад до 2.6 Вт/м <sup>2</sup> к концу XXI века	максимум 490 млн <sup>-1</sup> , затем уменьшение	MESSAGE
RCP 4.5	4.5 Вт/м <sup>2</sup> в 2100 г., с последующей стабилизацией	максимум 650 млн <sup>-1</sup> , (стабилизация к 2100 г.)	AIM
RCP 6.0	6.0 Вт/м <sup>2</sup> в 2100 г. с последующей стабилизацией	максимум 850 млн <sup>-1</sup> , (стабилизация после 2100 г.)	MiniCAM
RCP 8.5	8.5 Вт/м <sup>2</sup> в 2100 г. с последующим монотонным ростом вплоть до 2300 г.	>1370 млн <sup>-1</sup> в 2100 г.	IMAGE

Мгновенное РВВ на верхней границе атмосферы  $R_{\text{ТОА}}$  при глобальном и годовом осреднении по расчётам с КМ ИФА РАН приведено на рис. 7.9. В среднем для последнего десятилетия XX в.  $R_{\text{ТОА}}$  в КМ ИФА РАН относительно середины XVIII в. равен 1.3 Вт/м<sup>2</sup> - это внутри интервала соответствующих современных оценок (Climate Change, 2007) 0.6–2.4 Вт/м<sup>2</sup> (со средним значением 1.6 Вт/м<sup>2</sup>). К концу XXI в. величина  $R_{\text{ТОА}}$  достигает 2.9 Вт/м<sup>2</sup> (4.3 Вт/м<sup>2</sup>, 5.5 Вт/м<sup>2</sup>, 7.6 Вт/м<sup>2</sup>) при сценарии антропогенного воздействия RCP 2.6 (RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5). Отличие значений  $R_{\text{ТОА}}$  в КМ ИФА РАН от значений РВВ, приведённых в табл. 7.1, связано в основном с осо-

бенностями вычисления радиационного возмущающего воздействия в разных моделях. Для последнего десятилетия XXIII в. соответствующие значения равны 2.0 Вт/м<sup>2</sup> (4.4 Вт/м<sup>2</sup>, 6.2 Вт/м<sup>2</sup>, 12.1 Вт/м<sup>2</sup>).

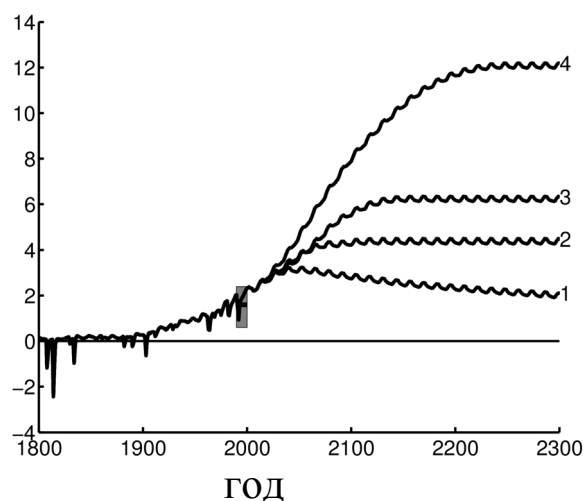


Рис. 7.9. Мгновенное радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы относительно 1750 г. при глобальном и годовом осреднении в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях антропогенного воздействия RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 (кривые, обозначенные цифрами 1, 2, 3 и 4 соответственно). Серым цветом на графиках обозначены оценки (Climate Change, 2007)

КМ ИФА РАН в целом реалистично воспроизводит изменения климата, в частности  $T_g$  в XX в. (рис. 7.10). Скорость изменения глобальной приповерхностной температуры в 1906–2005 гг. в модели получена равной 0.85 °C/столетие – в пределах неопределённости соответствующих эмпирических оценок 0.56–0.92 °C/столетие. В XXI веке в зависимости от сценария антропогенного воздействия глобальная приповерхностная температура увеличивается на 1.1–2.9 К (рис. 7.10 и табл. 7.2). В XXII–XXIII вв. величина  $T_g$  дополнительно увеличивается на 0.2–3.3 К при сценариях RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 (большие значения соответствуют более агрессивным антропогенным сценариям для XXI в.). При сценарии RCP 2.6 в конце XXI в. начинается снижение глобальной приповерхностной температуры, так что к концу XXIII в. температура у поверхности становится меньше на 0.5 К относительно конца XXI в.



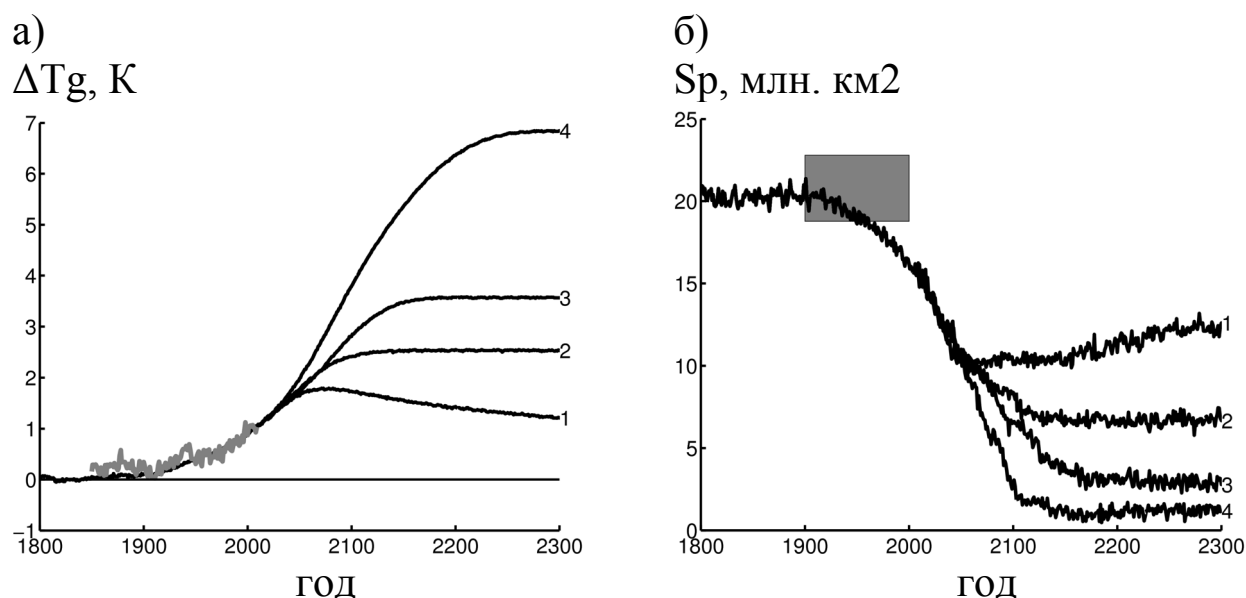


Рис. 7.10. Изменения глобальной температуры атмосферы у поверхности  $\Delta T_g$  (а) и площади распространения приповерхностных многолетнемёрзлых грунтов  $S_p$  (б) и поглощения углекислого газа океаном и в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях антропогенного воздействия RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 (кривые, обозначенные цифрами 1, 2, 3 и 4 соответственно). Серым цветом на графиках обозначены эмпирические данные HadCRUT3 (12) наземными экосистемами FCO2 (в) в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях антропогенного воздействия RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 (кривые, обозначенные цифрами 1, 2, 3 и 4 соответственно). Серым цветом на графиках обозначены эмпирические данные HadCRUT3 (Brohan et al., 2006) для температуры (а) и интервал неопределённости (Zhang et al., 1999; Tarnocai et al., 2009) для площади приповерхностных многолетнемёрзлых грунтов в XX в. (б)

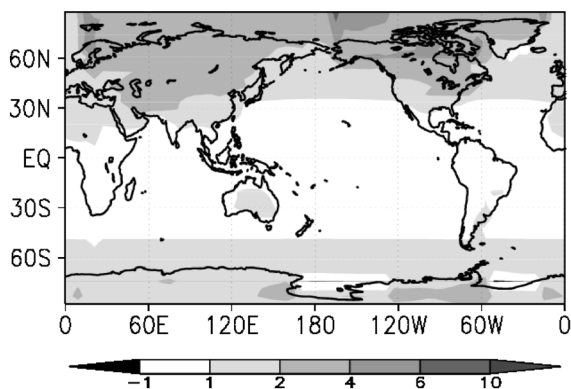
Таблица 7.2

Изменения интегральных характеристик земной климатической системы в 2091–2100 гг. (2291–2300 гг.) относительно 1971–2000 гг. в численных экспериментах с КМ ИФА РАН при различных сценариях семейства RCP RTOA, Вт/м²

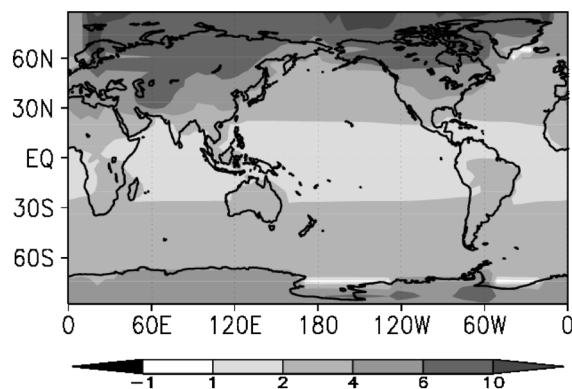
Характеристика	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
глобальная приповерхностная температура $T_g$ , К	1.1 (0.5)	1.7 (1.8)	2.0 (2.9)	2.9 (6.1)
площадь распространения приповерхностных многолетнемёрзлых грунтов $S_p$ , млн. км²	-6.8 (-5.2)	-8.9 (-10.5)	-10.6 (-14.4)	-13.7 (-16.1)

Продолжение таблицы 7.2				
полная первичная продукция наземных экосистем FGPP, ПгС/год	13 (5)	24 (25)	31 (40)	43 (72)
запас углерода в наземной растительности C <sub>v</sub> , ПгС	52 (21)	89 (93)	113 (136)	146 (171)
запас углерода в почве C <sub>s</sub> , ПгС	-2 (2)	-1 (-10)	5 (-57)	-17 (-379)
поглощение CO <sub>2</sub> из атмосферы океаном и наземными экосистемами FCO <sub>2</sub> , ПгС/год	0.4 (-1.8)	3.4 (2.6)	7.1 (7.5)	12.1 (35.2)

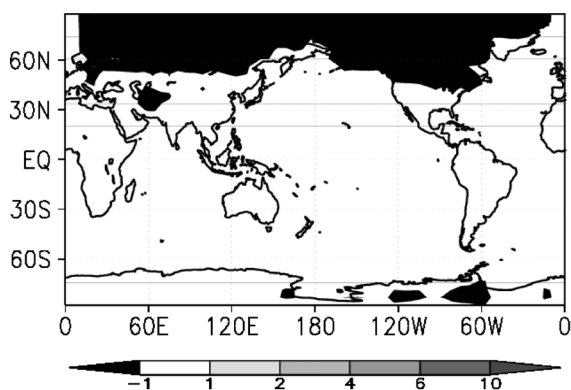
RCP 2.6,  
от 1961–1990 гг. к 2091–2100 гг.



RCP 8.5,  
от 1961–1990 гг. к 2091–2100 гг.



RCP 2.6,  
от 2091–2100 гг. к 2291–2200 гг.



RCP 8.5,  
от 2091–2100 гг. к 2291–2200 гг.

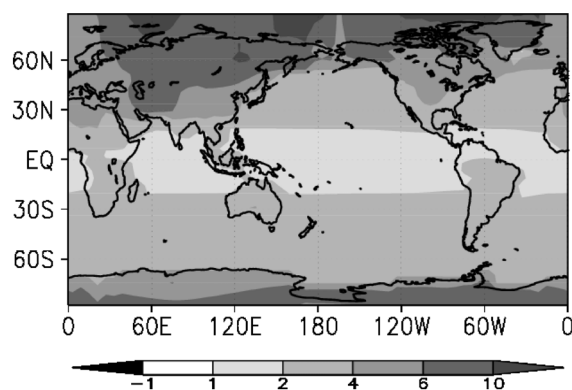


Рис. 7.11. Изменения температуры атмосферы у поверхности (К) в расчётах с КМ ИФА РАН

Климатические изменения наиболее выражены во внетропических широтах Северного полушария (СП), особенно над сушей. При сценарии умеренного антропогенного воздействия RCP 2.6 в этих регионах среднегодовое потепление у поверхности в XXI в. составляет от 2 К до 4 К (рис. 7.11). При более агрессивных сценариях RCP 4.5 и RCP 6.0 соответствующее потепление меняется от 2 К до 6 К, а при наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5 – от 4 К до 8 К. В XXII–XXIII вв. ослабление антропогенной нагрузки на климат при сценарии RCP 2.6 приводит к уменьшению температуры атмосферы у поверхности относительно конца XXI в. Тем не менее, в конце XXIII в. величина  $T_g$  оказывается выше современной на 0.6 К. При наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 приповерхностный нагрев в XXII–XXIII вв. вследствие инерционности климата достигает 6–10 К в континентальных регионах внетропических широт СП. При более умеренных сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5 и RCP 6.0 изменения приповерхностной температуры в XXII–XXIII вв. относительно малы.

Площадь распространения многолетнемёрзлых грунтов (МГ)  $S_p$  в КМ ИФА РАН в XXI веке уменьшается от значения 18 млн. км<sup>2</sup>, характерного для доиндустриального климата и климата XX века, до 4–11 млн. км<sup>2</sup> в зависимости от сценария (рис. 7.10 и табл. 7.2). Уменьшение  $S_p$  в модели в XX в. связано с деградацией МГ в Тибете, что согласуется с данными наблюдений (Yang et al., 2010). В XXII–XXIII вв. при сценариях RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP-8.5 по расчётам с КМ ИФА РАН продолжается уменьшение  $S_p$ . При сценарии RCP 2.6 происходит частичное восстановление многолетнемёрзлых грунтов, так что их площадь увеличивается до 12 млн. км<sup>2</sup> к концу XXIII в.

Пространственное распределение глубины сезонного протаивания многолетнемёрзлых грунтов  $h$ , характерное для доиндустриального периода, в целом (за исключением региона Тибета) меняется сравнительно мало вплоть до конца XX в. (рис. 7.12). К концу XXI в. при сценариях относительно умеренных антропогенных воздействий RCP 2.6 и RCP 4.5 в восточной Сибири происходит отрыв кровли МГ от поверхности суши. При этом в других регионах  $h$  увеличивается. Для более агрессивного антропогенного сценария RCP 6.0 заметное сокращение площади распространения МГ в XXI в. отмечается также в Западной Сибири. При наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5 к концу XXI в. приповерхностные МГ отмечаются лишь в отдельных

регионах Евразии. Общая площадь регионов суши, покрытая МГ или подверженная зимнему промерзанию, в XXI в. согласно расчётам с используемой версией КМ ИФА РАН меняется мало при всех сценариях RCP. В XXII–XXIII вв. пространственное распределение и абсолютные значения  $h$  меняются мало при сценариях RCP 2.6 и RCP 4.5, хотя в первом случае отмечается некоторое восстановление приповерхностных МГ в восточной Сибири и уменьшение глубины сезонного протаивания в других регионах распространения многолетнемерзлых грунтов. При более агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 6.0 распределение  $h$  в конце XXIII в. подобно полученному при сценарии RCP 8.5 для конца XXI в., а при наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5 приповерхностные МГ исчезают во всех регионах. При этом отмечено также заметное сокращение и площади регионов, подверженных зимнему промерзанию.

Полная первичная продукция наземных экосистем  $F_{GPP}$  при сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 возрастает в XXI в. от значения 121 ПгС/год для базового периода 1961–1990 гг. до 147–166 ПгС/год в зависимости от сценария (рис. 7.13 и табл. 7.2). При сценарии RCP 2.6  $F_{GPP}$  увеличивается до середины XXI в. с последующим уменьшением. Увеличение продукции наземной растительности на единицу площади  $f_{GPP}$  в этот период отмечается во всех регионах (рис. 7.14) и при наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 в регионах тропических лесов и ряде таёжных регионов превышает  $0.4 \text{ кгС м}^{-2} \text{ г.}^{-1}$ . Увеличение  $f_{GPP}$  связано как с прямым (фертилизационным) эффектом увеличения концентрации углекислого газа в атмосфере, так и (в большинстве регионов) с косвенным его эффектом (из-за улучшения климатических условий). В XXII–XXIII вв. при сценариях RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 продолжается общее увеличение  $f_{GPP}$ , хотя в последнем случае ухудшение климатических условий приводит к уменьшению интенсивности фотосинтеза в отдельных регионах (рис. 7.15). Тем не менее,  $F_{GPP}$  в XXII–XXIII вв. в КМ ИФА РАН при этих сценариях увеличивается на 2–29 ПгС/год (рис. 7.13 и табл. 7.2).

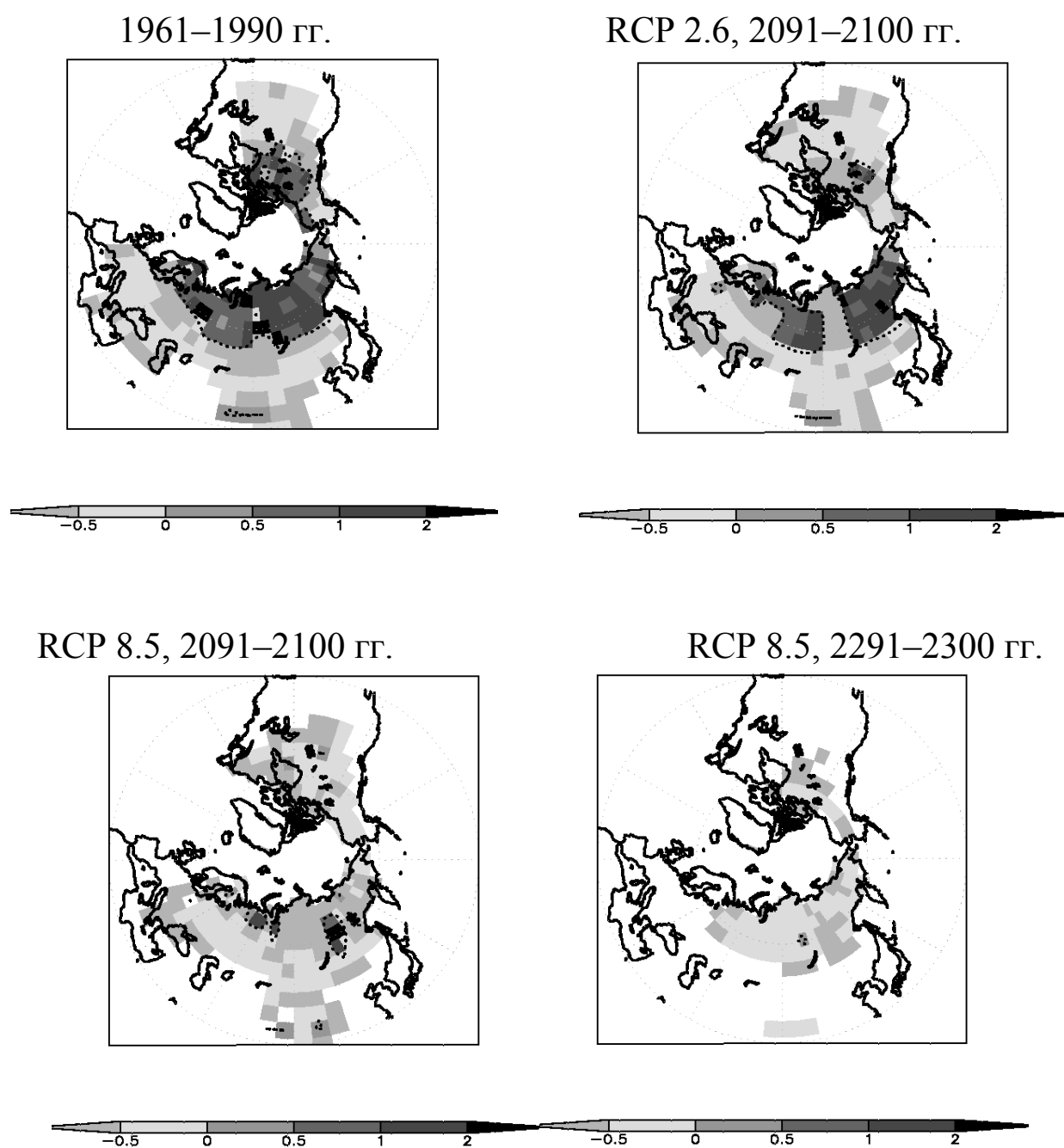


Рис. 7.12. Средняя глубина сезонного протаивания почвы (в метрах, отрицательные значения соответствуют сезонному промерзанию) в расчётах с КМ ИФА РАН

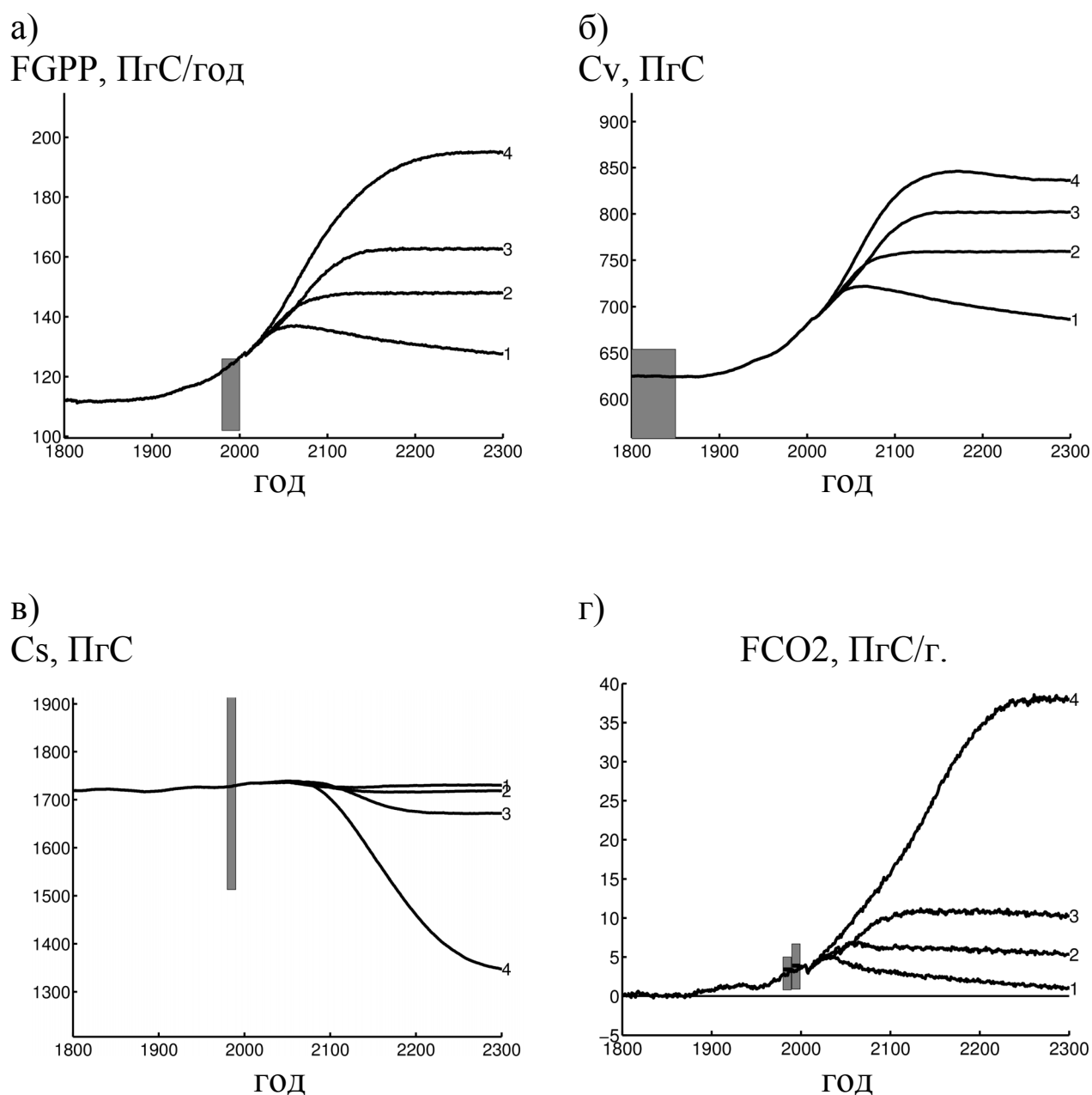


Рис. 7.13. Изменения полной первичной продукции наземных экосистем FGPP (а), запаса углерода в растительности  $C_v$  (б) и почве  $C_s$  (в), а также поглощения углекислого газа океаном и наземными экосистемами  $FCO_2$  (г) в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях антропогенного воздействия RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5 (кривые, обозначенные цифрами 1, 2, 3 и 4 соответственно). Серым цветом на графиках обозначены оценки (Zhao et al., 2006) (а), (Climate Change, 2007) (б, г) и (Jobbágy, Jackson, 2000) (в)

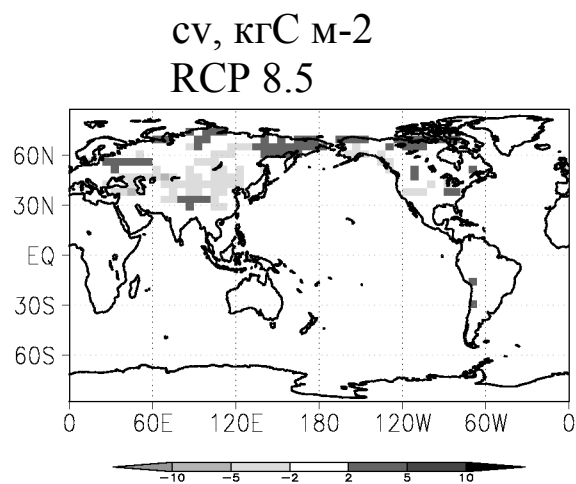
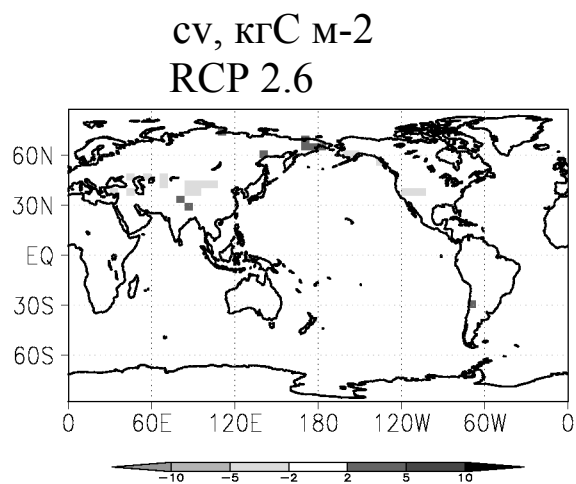
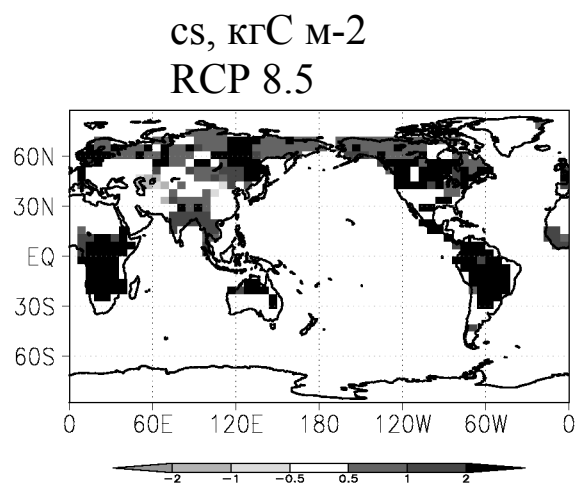
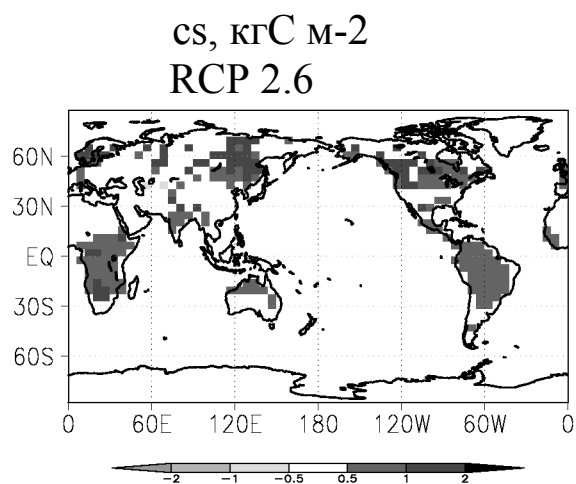
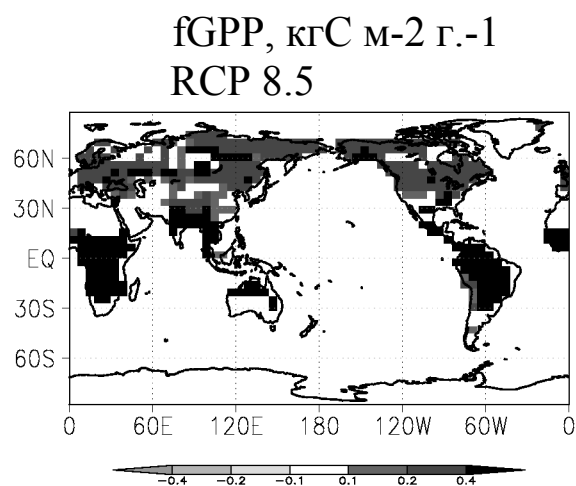
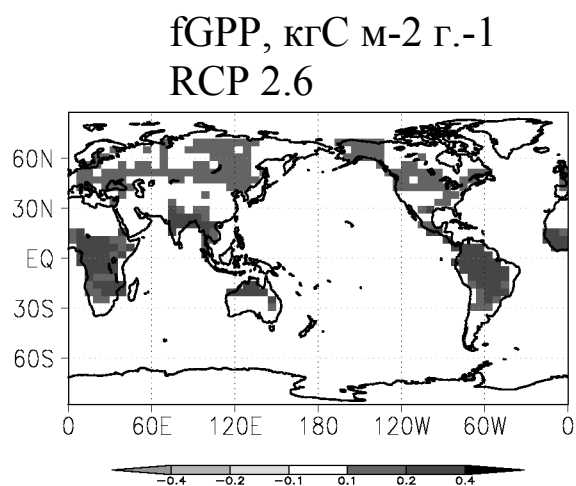


Рис. 7.14. Изменения характеристик наземного углеродного цикла от 1961–1990 гг. к 2091–2100 гг. в расчётах с КМ ИФА РАН: полной первичной продукции fGPP и запаса углерода в растительности cs и почве cv

Рост интенсивности фотосинтеза приводит к общему увеличению запаса углерода в наземной растительности  $C_v$  в XXI в. на 52–146 ПгС в зависимости от сценария (рис. 7.13 и табл. 7.2). Увеличение запаса углерода в наземной растительности на единицу площади  $c_v$  отмечается в регионах распространения лесных экосистем (рис. 7.14). Однако в регионах с преобладанием степной растительности, несмотря на рост интенсивности фотосинтеза в XXI в., запас углерода в растительности на единицу площади  $c_v$  уменьшается. В XXII–XXIII в. при восстановительном (RCP 2.6) и относительно умеренных сценариях антропогенного воздействия (RCP 4.5, RCP 6.0) пространственная структура изменений  $c_v$  в целом соответствует изменениям  $f_{GPP}$ . При наиболее агрессивном сценарии (RCP 8.5)  $c_v$  уменьшается из-за увеличения интенсивности дыхания растений, связанного с накоплением биомассы в более ранний период, а также из-за ухудшения климатических условий для фотосинтеза наземной растительности в ряде регионов. Полный запас углерода в наземной растительности в XXIII в. при наиболее агрессивных сценариях антропогенного воздействия (RCP 6.0 и RCP 8.5) уменьшается.

В XXI в. полное изменение запаса углерода в почве  $C_s$  не превышает нескольких ПгС, за исключением наиболее агрессивного сценария RCP 8.5, при котором из почвы в атмосферу выделяются 16 ПгС (рис. 7.13 и табл. 7.2). Однако в XXII–XXIII в. при сценариях антропогенного воздействия с дальнейшим увеличением антропогенной нагрузки на систему (RCP 4.5, RCP 6.0 и RCP 8.5) потепление климата сопровождается выделением углерода из почвы в атмосферу. В этот период при сценарии RCP 4.5 (RCP 6.0, RCP 8.5) из почвы в атмосферу выделяется 9 ПгС (61 ПгС, 362 ПгС). Следует отметить, что указанный отклик  $C_s$  в XXI в. является результатом взаимной компенсации изменений разного знака в разных регионах с накоплением углерода почвой в регионах распространения тундровых и альпийских экосистем и выделением углерода из почвы в атмосферу в средних широтах (рис. 7.14). При наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 изменения запаса углерода в почве на единицу площади  $c_s$  по абсолютной величине могут достигать нескольких  $\text{кгС м}^{-2}$ . Взаимная компенсация изменений  $c_s$  разного знака отмечается и при сценариях RCP 4.5 и RCP 6.0 в XXII–XXIII в. При этом пространственная структура этих изменений подобна пространственной структуре соответствующих изменений в XXI в., однако



при наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5 в подавляющем большинстве регионов почва выделяет углерод в атмосферу (рис. 7.15).

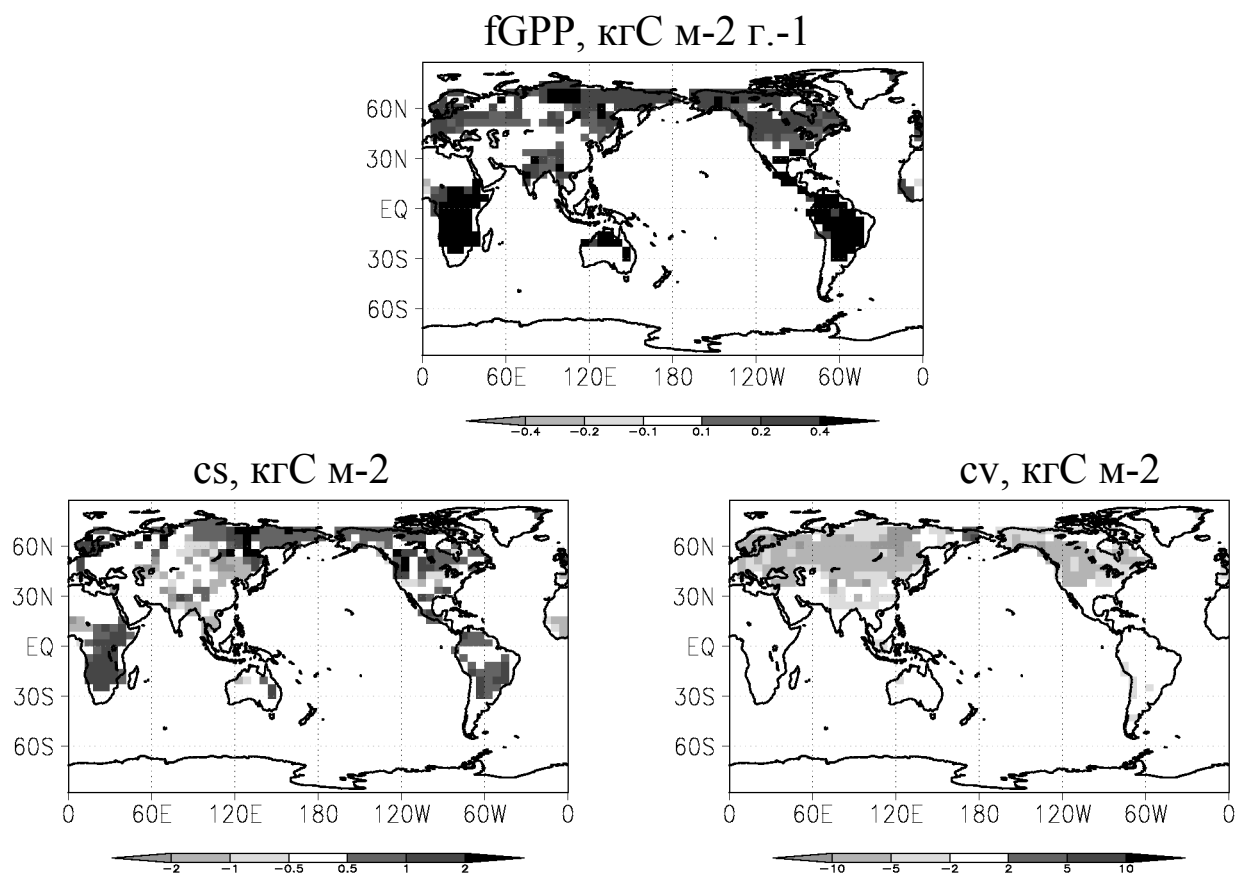


Рис. 7.15. Изменения характеристик наземного углеродного цикла от 2091–2100 гг. к 2291–2300 гг. в расчётах с КМ ИФА РАН при сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5: полной первичной продукции  $fGPP$  и запаса углерода в растительности  $cs$  и почве  $cv$

Изменение полного запаса углерода в наземных экосистемах  $C_{terr} = C_v + C_s$  в XXI в. обусловлено, в основном, накоплением углерода наземной растительностью, так что  $C_{terr}$  увеличивается в модели на протяжении этого столетия на 50–129 ПгС в зависимости от сценария антропогенного воздействия на систему. Изменение  $C_{terr}$  за XXII–XXIII в. составляет 5 ПгС при сценарии RCP 4.5, 38 ПгС при сценарии RCP 6.0 и 337 ПгС при сценарии RCP 8.5. Оно определяется в основном изменением  $C_s$ , и запас углерода в наземных экосистемах уменьшается со временем в расчётах при сценариях, предполагающих дальнейшее увеличение антропогенной нагрузки на климат.

В КМ ИФА РАН реалистично воспроизводятся значения полного потока  $CO_2$  из атмосферы в океан и наземные экосистемы  $F_{CO_2}$ , оцененные по эмпирическим данным (см. (Climate Change, 2007)) для

конца XX в. (рис. 7.13). При сценариях RCP 2.6 и RCP 4.5 величина  $F_{CO_2}$  увеличивается вплоть до середины XXI в., а затем начинает уменьшаться. В расчётах при сценарии RCP 6.0 поток  $CO_2$  из атмосферы в океан и наземные экосистемы увеличивается вплоть до конца XXI в., а затем уменьшается. При наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 этот поток возрастает в XXI–XXIII вв. (рис. 7.13 и табл. 7.2). Изменения  $F_{CO_2}$  определяются в основном поглощением углекислого газа океаном. Начиная со второй половины XXI в., поток  $CO_2$  из атмосферы в наземные экосистемы на порядок меньше соответствующего потока из атмосферы в океан. При этом наземные экосистемы, начиная со второй половины XXI в. при сценарии RCP 2.6, начинают выделять  $CO_2$  в атмосферу, а не поглощать его. При более агрессивных сценариях антропогенного воздействия такая смена знака потока углекислого газа из атмосферы в наземные экосистемы происходит позже – с начала XXII века. Различие моментов времени изменения знака этого потока при разных сценариях RCP связано с эффектом фертилизации наземной растительности углекислым газом атмосферы, способствующим поглощению  $CO_2$  наземными экосистемами.

В целом, согласно результатам численных расчётов с КМ ИФА РАН при сценариях RCP глобальная приповерхностная температура может увеличиться в XXI в. на 1.1–2.9 К в зависимости от сценария антропогенных воздействий. В связи с инерционностью климата, несмотря на исключение в модельных расчётах антропогенных воздействий в конце XXI в., отмечены заметные климатические изменения в XXII–XXIII вв. Потепление климата сопровождается деградацией приповерхностных многолетнемерзлых грунтов. Оно также сопровождается общим накоплением углерода в наземной растительности и уменьшением запаса углерода в почве. При этом в XXI в. наземные экосистемы в целом накапливают углерод, а в XXII–XXIII вв. – выделяют его в атмосферу. Наземные экосистемы, начиная с конца XXI в., могут начать выделять  $CO_2$  в атмосферу, а не поглощать его.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2012 года. Сб. докладов совм. заседания Президиума НТС Росгидромета и Научн. совета РАН «Исследования по теории климата Земли» // Под ред. Н.П. Шакиной. – М.: Триада ЛТД, 2011. – 71 с.
2. *Аржанов М.М.* Оценки климатических изменений в Северном полушарии в XXI веке при альтернативных сценариях антропогенного воздействия / М.М. Аржанов, А.В. Елисеев, В.В. Клименко и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48. – № 6. – С. 643 – 654.
3. *Бакулин П.И.* Курс общей астрономии / П.И. Бакулин, Э.В. Кононович, В.И. Мороз. – М.: Наука, 1983. – 560 с.
4. *Бардин М.Ю.* Определение режимов зимней циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по данным N500 в ключевых районах / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 5. – С. 29 – 49.
5. *Бардин М.Ю.* Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бардин, А.Б. Полонский // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41. – № 2. – С. 147–157.
6. *Борисенков Е.П.* Вопросы энергетики атмосферных процессов / Е.П. Борисенков. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 167 с.
7. *Ван Мигем Ж.* Энергетика атмосферы / Ж. Ван Мигем. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 327 с.
8. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата / Г.Я. Вангенгейм. – М.: Изд-во ЦУГМС, 1935. – 112 с.
9. *Вершовский М.Г.* Южно-Тихоокеанский субтропический антициклон: интенсивность и локализация / М.Г. Вершовский, К.В. Кондратович // Метеорология и гидрология. – 2007. – №12. – С. 29–34.
10. *Ветров А.Л.* Трансформация доступной потенциальной энергии в циклонах вследствие фазовых переходов воды / А.Л. Ветров. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007. – 100 с.
11. *Вильфанд Р.М.* Развитие технологий метеорологического прогнозирования в Российской Федерации / Р.М. Вильфанд // Труды VI Всероссийского метеорологического съезда. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2011. – С. 65 – 67.

12. *Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 / Е.М. Володин, Н.А. Дианский, А.В. Гусев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – № 4. – С. 448–466.
13. *Газина Е.А.* Поток скорости зонального ветра на север вследствие квазистационарных и нестационарных волн в атмосфере Северного полушария зимой / Е.А. Газина, Н.Н. Соколихина, Е.М. Володин // Метеорология и гидрология. 2007. – № 10. – С. 31–41.
14. *Гандин Л.С.* Численные методы прогноза погоды / Л.С. Гандин, А.С. Дубов. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 426 с.
15. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана /А. Гилл. – М.: Мир, 1986. – Т.2. – 415 с.
16. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов /А.А. Гирс. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.
17. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы /А.А. Гирс. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280 с.
18. *Голицын Г.С.* Введение в динамику планетарных атмосфер / Г.С. Голицын. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 104 с.
19. *Груздев А.Н.* Об источниках квазидвухлетней цикличности в атмосфере Северного полушария /А.Н. Груздев, В.А. Безверхний // ДАН. – 2003. –Т.389. – №4. – С.528–531.
20. *Гудкович З.М.* О связи угловой скорости вращения Земли с климатическими изменениями / З.М. Гудкович, Е.Г. Ковалев, Е.Г. Никифоров // Известия ГГО. – 2004. – Вып. 6. – С. 1–9.
21. *Гурьянов В.В.* Энергетика крупномасштабных процессов в тропосфере и стратосфере / В.В. Гурьянов, Ю.П. Переведенцев // География и окружающая среда: сб.ст. – СПб.: Наука, 2003. – С. 479–483.
22. *Гущина Д.Ю.* Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязь между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах моделями общей циркуляции атмосферы IBM РАН и ARPEGE / Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 5–26.
23. *Дегтярев А.И.* Муссоны в системе глобальной циркуляции атмосферы: диагностика и моделирование // А.И. Дегтярев. – М.: «НИЦ «Планета». – 2008. – 295 с.

24. *Дзюба А.В.* Формализация зависимости температурного режима Атлантико-Евразийской приполярной зоны от североатлантического колебания / А.В. Дзюба // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 5. – С. 16–33.
25. *Дикий Л.А.* Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы / Л.А. Дикий. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 108 с.
26. Динамика погоды / Под ред. С. Манабе. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 420 с.
27. Динамическая метеорология / Под ред. Д.Л. Лайхтмана. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 607 с.
28. *Добролюбов С.А.* Межокеанский глобальный конвейер / С.А. Добролюбов, С.С. Лаппо // Выстоять и возродиться. – М.: Наука, 1997. – С.54–62.
29. *Догановский А.М.* Гидросфера Земли / А.М. Догановский, В.Н. Малинин. – СПб.: Гидрометеиздат, 2004. – 629 с.
30. *Дымников В.П.* Устойчивость и предсказуемость крупномасштабных атмосферных процессов / В.П. Дымников. – М.: 2007. – 287 с.
31. *Елисеев А.В.* Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учётом неопределённости значений параметров наземной биоты / А.В. Елисеев // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47. – № 2. – С. 147–170.
32. *Елисеев А.В.* Влияние учета прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности / А.В. Елисеев, И.И. Мохов, А.А. Карпенко // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43. – № 5. – С. 591–601.
33. *Зверяев И.И.* Сезонность и нестационарность изменчивости Европейского климата в двадцатом веке / И.И. Зверяев, С.К. Гулев // ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 5. – С. 676–679.
34. *Зеленый Л.М.* Исследование Солнечной Системы, состояние и перспективы / Л.М. Зеленый, А.В. Захаров, Л.В. Ксанфомалити // УФН. – 2009. – Т. 179, №10. – С. 1118 – 1140.
35. *Калинин Н.А.* Динамическая метеорология / Н.А. Калинин. – Пермь: Перм. кн. изд-во, 2009. – 256 с.
36. *Калинин Н.А.* Трансформация кинетической энергии в циклонах умеренных широт / Н.А. Калинин, Е.М. Связов. – Пермь: Изд. Перм. ун-та, 2008. – 116 с.

37. *Калинин Н.А.* Энергетика циклонов умеренных широт / Н.А. Калинин. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1998. – 191 с.
38. *Киктев Д.Б.* Крупномасштабная модель атмосферной изменчивости: методологические аспекты и прогнозирование / Д.Б. Киктев, А.В. Муравьев, В.Д. Казначеева, И.А. Куликова // Тезисы докл. Межд. научн. конф. по регион. пробл. гидрометеорологии и мониторинга окр. среды. – Казань, 2012. – С.53.
39. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем / А.В. Кислов. – М.: МАИК, Наука, 2001. – 351 с.
40. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001. – 655 с.
41. *Кондратьев К.Я.* Ключевые проблемы исследования планет Солнечной системы. Исследования космического пространства / К.Я. Кондратьев, Москаленко Н.А. – М.: ВИНТИ, 1983. – Т.19. – 72 с.
42. *Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому/ Н.К. Кононова. – М.: Воентехиниздат, 2009. – 372 с.
43. Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере / Под ред. Б. Хоскинса и Р. Пирса. – М.: Мир, 1988. – 430 с.
44. *Курбаткин Г.П.* Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды / Г.П. Курбаткин, А.И. Дектярев, А.В. Фролов. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – 184 с.
45. *Лаппо С.С.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана / С.С. Лаппо, С.К. Гулев, А.Е. Рождественский. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 336 с.
46. *Лоренц Э.Н.* Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Э.Н. Лоренц. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.
47. *Маров М.А.* Планеты солнечной системы / М.А. Маров. – М.: Наука, 1989. – 256 с.
48. *Матвеев Л.Т.* Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата / Л.Т. Матвеев, Ю.Л. Матвеев. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2005. – 327 с.
49. *Матвеев Л.Т.* Основы экологии атмосферы. Часть 3 / Л.Т. Матвеев, Ю.Л. Матвеев, Ю.П. Переведенцев, В.Д. Тудрий. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2002. – 128 с.
50. *Матвеев Л.Т.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли / Л.Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 568 с.

51. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. – СПб.: Гидрометеоздат, 2000. – 778 с.
52. *Машкович С.А.* Спектральные модели общей циркуляции атмосферы и численного прогноза погоды /С.А. Машкович. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 283 с.
53. *Монин А.С.* Введение в теорию климата /А.С. Монин. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 246 с.
54. *Монин А.С.* Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр / А.С. Монин. – СПб.: Гидрометеоздат, 1999. – 524 с.
55. *Монин А.С.* Об изменениях общей циркуляции атмосферы в XX веке / А.С. Монин, Ю.А. Шишков, Н.В. Вакуленко // ДАН. – 2000. –Т. 371. – №6. – С. 802 – 805.
56. *Монин А.С.* Прогноз погоды как задача физики / А.С. Монин. – М.: Наука, 1969. – 184 с.
57. *Монин А.С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики /А.С. Монин. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 424 с.
58. *Монин А.С.* Вращение Земли и климат / А.С. Монин. – Л.: Гидрометеоздат, 197. – 112 с.
59. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие / Бюллетень 1996 – 2000. – Обнинск. – 2004. – 110 с.
60. *Мороз В.И.* Физика планеты Марс / В.И. Мороз. – М.: Наука, 1978. – 351 с.
61. *Моханакумар К.* Взаимодействие стратосферы и тропосферы / К. Моханакумар. – М.: Физматлит, 2011. – 452 с.
62. *Мохов И.И.* Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов /И.И. Мохов //Доклады РАН. – 2006. – Т.409. – №3. – С.403 – 406.
63. *Мохов И.И.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX-XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP / И.И. Мохов, А.В. Елисеев // ДАН – 2012 – Т. 443. – № 6. – С. 732 – 736.
64. *Мохов И.И.* Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменений центров действия атмосферы в Северном полушарии. Анализ данных наблюдений / И.И. Мохов, В.Ч. Хон // Изв. РАН, ФАО. – 2005. – Т. 41. – № 6. – С. 723 – 732.
65. *Мохов И.И.* Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН / И.И. Мохов, А.В. Елисеев, П.Ф. Демченко и др. // ДАН. – 2005. – Т. 402. – № 2. – С. 243 – 247.

66. *Мохов И.И.* Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей / И.И. Мохов, В.А. Семенов, В.Ч. Хон // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39. – № 2. – С. 150 – 165.
67. *Мохов И.И.* Эмпирические оценки воздействия естественных и антропогенных факторов на глобальную приповерхностную температуру / И.И. Мохов, Д.А. Смирнов // ДАН. – 2009. – Т. 426. – №5. – С. 679 – 684.
68. *Мохов И.И.* Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений / И.И. Мохов, Д.А. Смирнов, А.А. Карпенко // ДАН. – 2012. – Т. 443. – №2. – С. 225 – 231.
69. *Муравьев А.В.* Режим атмосферной циркуляции и долгосрочный метеорологический прогноз / А.В. Муравьев // Автореферат докторской диссертации. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 36 с.
70. *Муравьев А.В.* Распределение экстремальных характеристик атмосферной циркуляции по данным реанализа и гидродинамического моделирования / А.В. Муравьев, И.А. Куликова, Е.А. Круглова // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 7. – С. 33 – 74.
71. *Мурышев К.Е.* Валидация и оценка чувствительности климатической модели ИФА РАН с использованием блока общей циркуляции океана / К.Е. Мурышев, А.В. Елисеев, И.И. Мохов, Н.А. Дианский // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2009. – Т.45. – № 2. – С.448 – 466.
72. *Нестеров Е.С.* О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 12. – С. 32 – 40.
73. *Онищенко О.Г.* Генерация крупномасштабных вихрей и зональных ветров в атмосфере планет / О.Г. Онищенко, О.А. Похотелов, Н.М. Астафьева // Успехи физических наук. – 2008. – Т. 178. – № 6. – С. 605 – 618.
74. *Оорт А.Х.* Балансовые соотношения в земной климатической системе. В кн. «Динамика климата» / А.Х. Оорт. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – С. 91 – 113.



75. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата. – М.: Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 2008. – 228 с.
76. Павлов А.Н. Геофизика /А.Н. Павлов. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 454 с.
77. Пальмен Э. Циркуляционные системы атмосферы / Э. Пальмен, Ч. Ньютон. – Л., Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
78. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика /Дж. Педлоски. – М.: Мир, 1984. – 812 с.
79. Переведенцев Ю.П. Атмосферная турбулентность и ее прогноз / Ю.П. Переведенцев, О.Г. Богаткин. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. – 160 с.
80. Переведенцев Ю.П. Изменения климата Приволжского федерального округа в последние десятилетия и их взаимосвязь с геофизическими факторами / Ю.П. Переведенцев, К.М Шанталинский., Н.А. Важнова // Вестник Удм. ун-та. –2012. – Вып. 4. – С. 122 – 135.
81. Переведенцев Ю.П. Теория климата. 2-ое издание / Ю.П. Переведенцев. – Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. – 505 с.
82. Переведенцев Ю.П. Теория общей циркуляции атмосферы и климата / Ю.П. Переведенцев, П.Н. Белов. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. – 109 с.
83. Петросянц М.А. Циркуляции атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость / М.А. Петросянц, Е.К.Семенов, Д.Ю. Гущина и др. – М.: МАКС Пресс, 1986. – 670 с.
84. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы / Х.П. Погосян. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
85. Попова В.В. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 12. – С. 15 – 25.
86. Розинкина И.А. Глобальная спектральная модель Гидрометцентра России: основные характеристики и особенность использования в технологиях кратко-среднесрочного прогноза / И.А. Розинкина, Ю.В. Алферов Е.Д. Астахова // Сб. научн. тр. «80 лет Гидрометцентру России». – М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. – С.160 – 192.

87. *Розинкина И.А.* Технология оперативного выпуска глобальных прогнозов на 1 – 10 суток на основе модели T169 L31 (шаг сетки 60 – 70 км) на новой суперкомпьютерной технике ММЦ Москва / И.А. Розинкина, Е.Д. Астахова, Т.Я. Пономорева и др. // Труды Гидрометцентра России. – 2011. – Вып. 346. – С. 121 – 145.
88. *Сидоренков Н.С.* К вопросу о многолетних колебаниях атмосферной циркуляции / Н.С. Сидоренков, П.Н. Свиренко // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 11. – С. 20 – 25.
89. *Сидоренков Н.С.* Нестабильность вращения Земли / Н.С. Сидоренков // Вестник РАН. – 2004. – Т. 74. – № 8. – С. 701 – 715.
90. *Толстых М.А.* Воспроизведение сезонной атмосферной циркуляции модифицированной полулагранжевой моделью атмосферы / М.А. Толстых, Д.Б. Киктев, Р.Б. Зарипов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – № 2. – С. 149 – 160.
91. *Толстых М.А.* Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды / М.А. Толстых. – М.: Обнинск: ОАО ФОР, 2010. – 111 с.
92. *Угрюмов А.И.* Долгосрочные метеорологические прогнозы / А.И. Угрюмов. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 83 с.
93. *Фащук Д.Я.* Океан: история, география, природа / Д.Я. Фащук. – М.: Академкнига, 2002. – 282 с.
94. *Ферронский В.И.* Динамика Земли / В.И. Ферронский, С.В. Ферронский. – М.: Научный мир, 2007. – 336 с.
95. *Холтон Дж. Р.* Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы / Дж.Р. Холтон. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 224 с.
96. *Хромов С.П.* Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.
97. *Хромов С.П.* Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 582 с.
98. *Шакина Н.П.* Блокирование: условия лета 2010 в контексте современных знаний. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года / Н.П. Шакина. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. – С. 6 – 21.
99. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов / Н.П. Шакина. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.
100. *Шакина Н.П.* Внутренние волны и возникновение турбулентности в свободной атмосфере (обзор) / Н.П. Шакина // Труды ЦАО. – 1973. – Вып. 112. – С. 3 – 27.

101. Шнайдман В.А. Характеристика пограничного слоя атмосферы в условиях большого города / В.А. Шнайдман // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 7. – С. 54 – 63.
102. Blackman M.L. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere / M.L. Blackman. – J.Atmos. Sci., 1976. – Vol. 33. – pp. 1607 – 1623.
103. Brohan P. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 / P. Brohan, J.J. Kennedy, I. Harris, et al. // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111. – № D12. – C. D12106.
104. Claussen M. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models / M. Claussen, L.A. Mysak, A.J. Weaver, et al. // Clim. Dyn. – 2002. – V. 18. – P. 579 – 586.
105. Solomon S. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. (eds.). – Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
106. Eliseev A.V. Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios / A.V. Eliseev, I.I. Mokhov // Adv. Atmos. Sci. – 2011. – V. 28. – № 5. – P. 1215 – 1232.
107. Kodera K. Stratospheric sudden warming and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies/ K. Kodera, Y. Kuroda // J.Geophys. res. – 2000. – №105. – P. 12351 – 12359.
108. Franzke C. The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns / C. Franzke and S.B. Feldstein // J. Atmos. Sci. – 2005. – vol 62. – № 9. – pp. 3250 – 3267.
109. Jobbágy E.G. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation / E.G. Jobbágy, R.B. Jackson // Ecol. Appl. – 2000. – V. 10. – № 2. – P. 423 – 486.
110. Mailier P.J. Serial clustering of extratropical cyclones. – Mon. Wea. Rev., 2006. – vol. 134. – №. 8. – pp. 2224 – 2240.
111. Mantua N.J. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon / N.J. Mantua // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – V. 78. – P. 1069 – 1079.
112. Moss R.H. The next generation of scenarios for climate change research and assessment / R.H. Moss, J.A. Edmonds, K.A. Hibbard, et al. // Nature. – 2010. – V. 463. – № 7282. – P. 747 – 756.
113. Oort A.H. On estimates of the atmospheric energy cycle / F.Y. Oort // Mon.Weather Rev. – 1964. – V. 92. – № 11. – P. 483 – 493.

114. *Oort A.H.* The annual cycle of the energetics of the atmosphere on planetary scale / A.H. Oort, J.P. Peixoto // *J. Geophys. Res.* – 1974. – V. 79. – № 18. – P. 2705 – 2719.
115. *Peixoto J.P.* Physics of climate / J.P. Peixoto, A.H. Oort // *Rev. Modern Phys.* – 1984. – V. 56. – № 3. – P.365.
116. *Petoukhov V.* EMIC intercomparison project (EMIP-CO2): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO2 doubling / V. Petoukhov, M. Claussen, A. Berger et al. // *Clim. Dyn.* – 2005. – V. 25. – № 4. – P. 363 – 385.
117. *Petoukhov V.K.* The IAP RAS global climate model / V.K. Petoukhov, I.I. Mokhov, A.V. Eliseev, V.A. Semenov. – Moscow: Dialogue-MSU, 1998 – 110 p.
118. *Plant G.* Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England temperatures / G. Plant // *Science.* – 1995. – V. 268. – P. 710 – 713.
119. *Reed R.J.* A tentative model of the 26 – month oscillation in tropical latitudes / R.J. Reed // *Quart. J. Roy. Meteor. soc.* – 1964. – Vol. 90. – pp. 441 – 466.
120. *Rex D.F.* Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate. II. The climatology of blocking action / D.F. Rex // *Tellus.* – 1950. – V.3. – P. 275 – 201.
121. *Rogers J.C.* North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe / J.C. Rogers // *J. Climate*, 1997. – vol. 10. – № 7. – pp. 1635 – 1647.
122. *Rossow W.B.* The International Satellite Cloud Climatology Project (IPCC) web site: an online resource for research / W.B. Rossow, E. Duenas // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 2004. – V 85. – №2. – P. 167 – 172.
123. *Semenov V.A.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature / V.A. Semenov, M. Latif, D. Dommenges, et al. // *J. Climate.* – 2010. – V. 23. – № 21. – P. 5668 – 5677.
124. *Smirnov D.A.* From Granger causality to long-term causality: Application to climatic data / D.A. Smirnov, I.I. Mokhov // *Phys. Rev. E.* – 2009. – V. 80. – №1. – 016208.
125. *Tarnocai C.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region / C. Tarnocai, J.G. Canadell, E.A.G. Schuur, et al. // *Glob. Biogeochem. Cycles.* – 2009. – V. 23. – № 2. – P. GB2023.

126. *Thompson D.W.J.* The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields / D.W.J. Thompson and J.M. Wallace // *Geophys. Res. Lett.* – 1998. – vol. 25. – pp. 1297 – 1300.
127. *Trenberth K.E.* Decadal atmosphere – ocean variations in the Pacific / K.E. Trenberth, J.W. Hurrell // *Climat Dynamics.* – 1994. – V. 9. – P. 303 – 319.
128. *Yang M.* Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research / M. Yang, F.E. Nelson, N.I. Shiklomanov et al. // *Earth Sci. Rev.* – 2010. – V. 103. – № 1-2. – P. 31 – 44.
129. *Xie P.* Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs / P. Xie, P. Arkin // *Bull. Amer. Met. Soc.* – 1997. – V. 78. – №2539. – P. 2539 – 2558.
130. *Zhang T.* Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere / T. Zhang, R.G. Barry, K. Knowles et al. // *Polar Geogr.* – 1999. – V. 23. – №2. – P. 132 – 154.
131. *Zhao M.* Sensitivity of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses / M. Zhao, S.W. Running, R.R. Nemani // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111. – № G1. – G01002.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

В Приложении приведены карты распределения температуры воздуха и скорости ветра, начиная с уровня 1000 гПа до 30 гПа, рассчитанные по многолетним данным (1948 – 2010 гг.) реанализа. Здесь же приводятся высотно-зональные разрезы температуры воздуха, зонального и меридионального ветра.

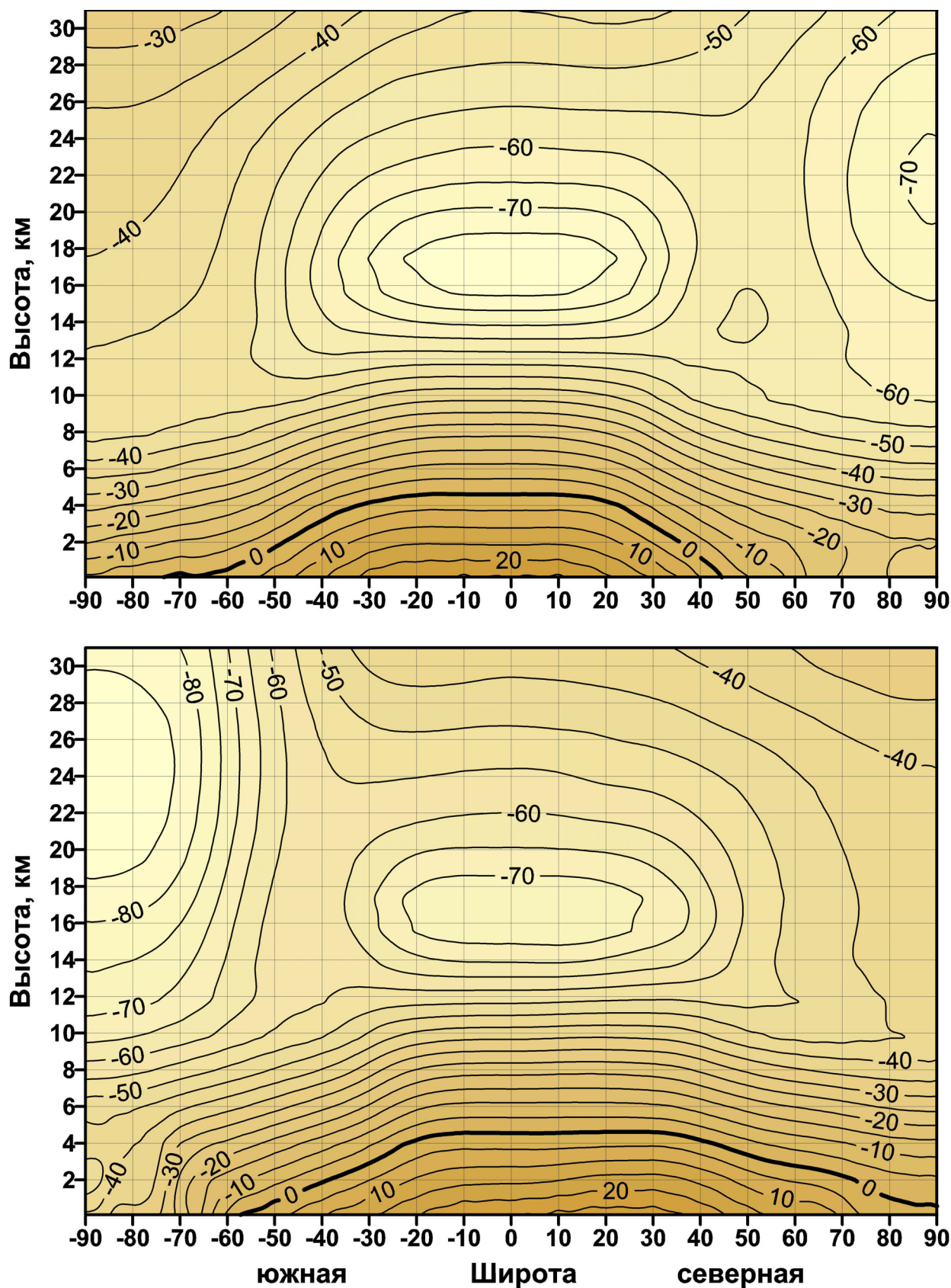


Рис. П.1. Меридиональные разрезы средней зональной температуры (°C) над северным и южным полушариями в январе (вверху) и июле (внизу). Период осреднения 1961 – 2010 гг.



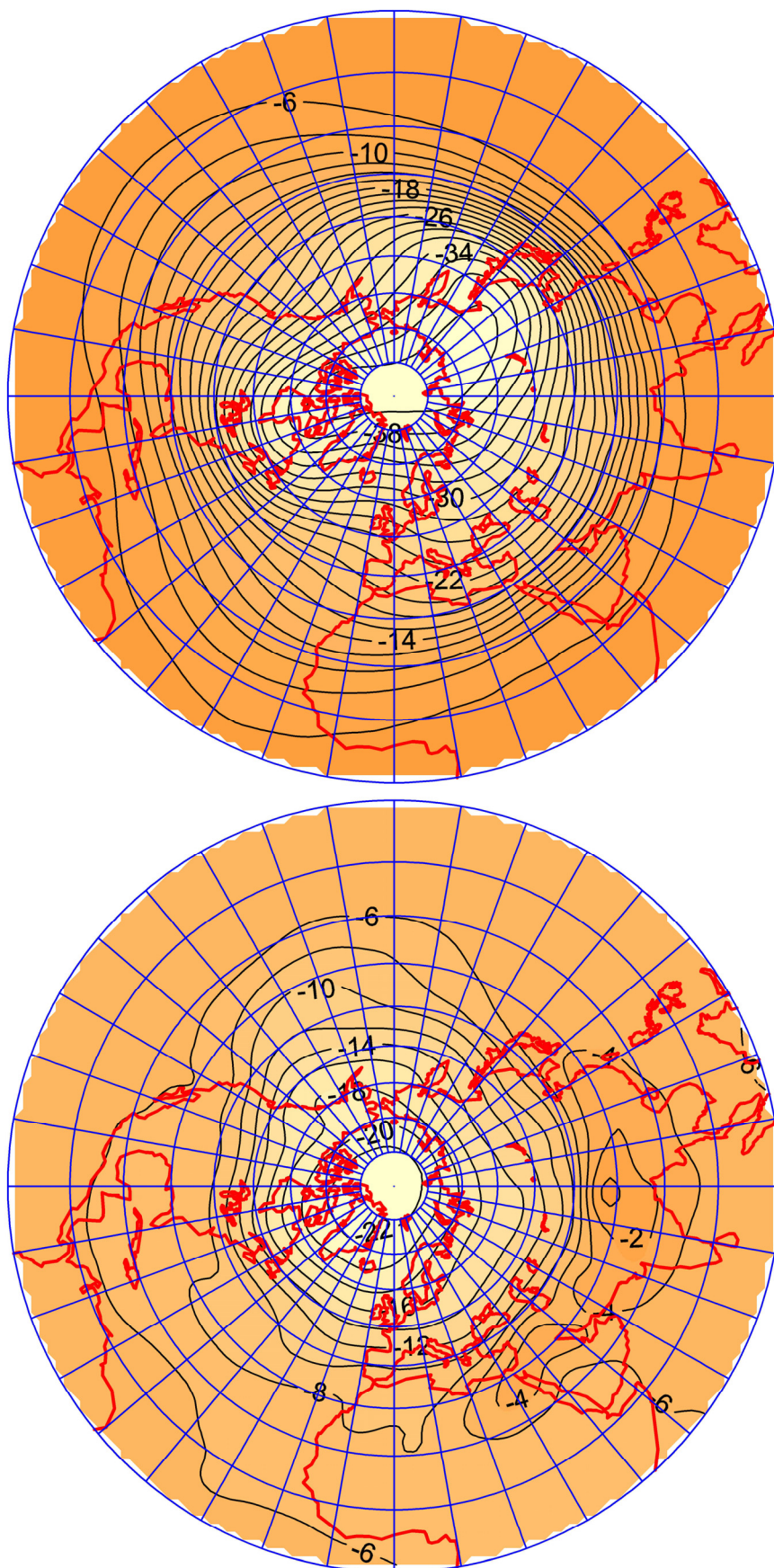


Рис. П.2. Средняя температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в средней тропосфере (500 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).



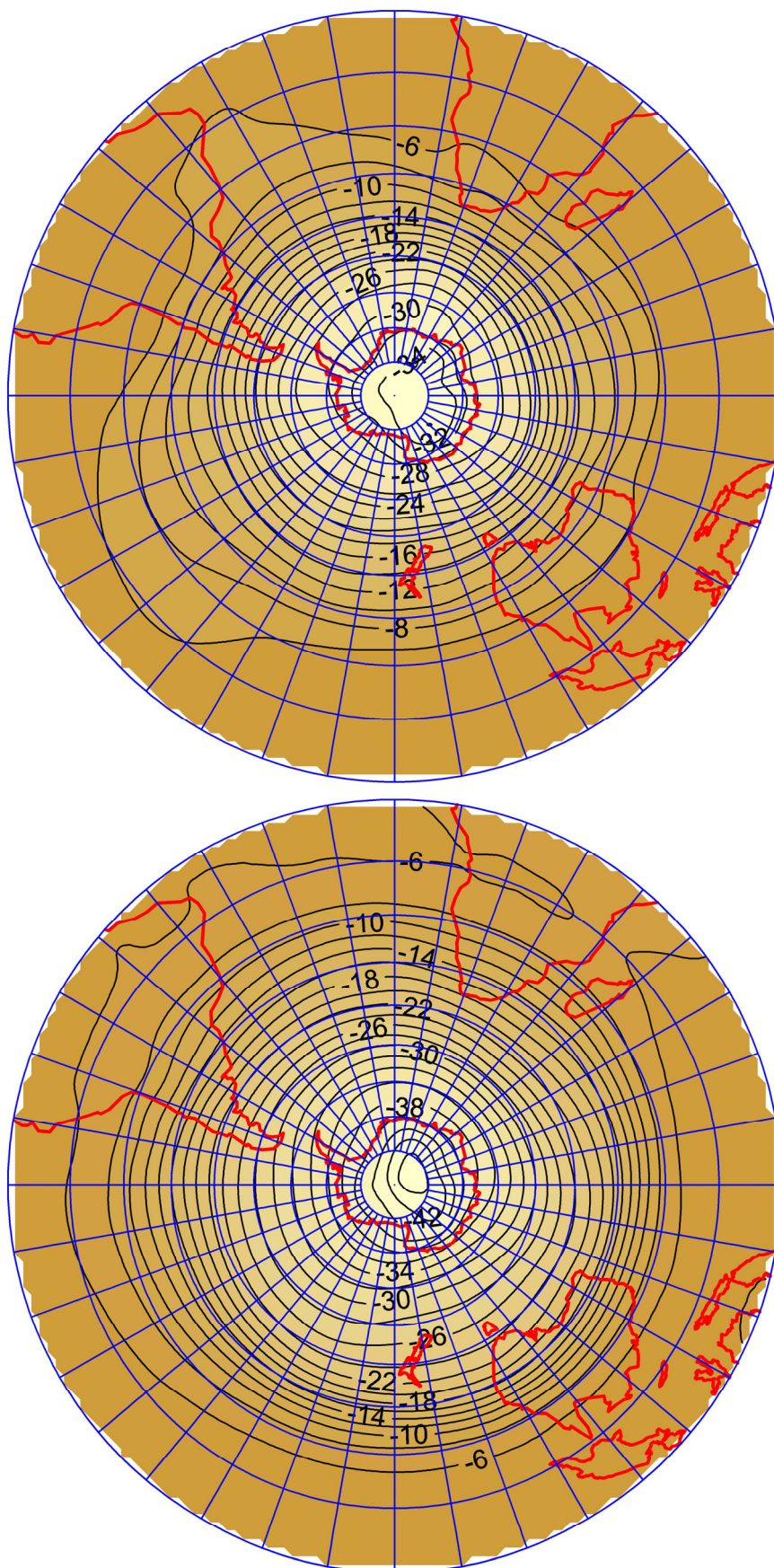


Рис. П.3. Средняя температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в средней тропосфере (500 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

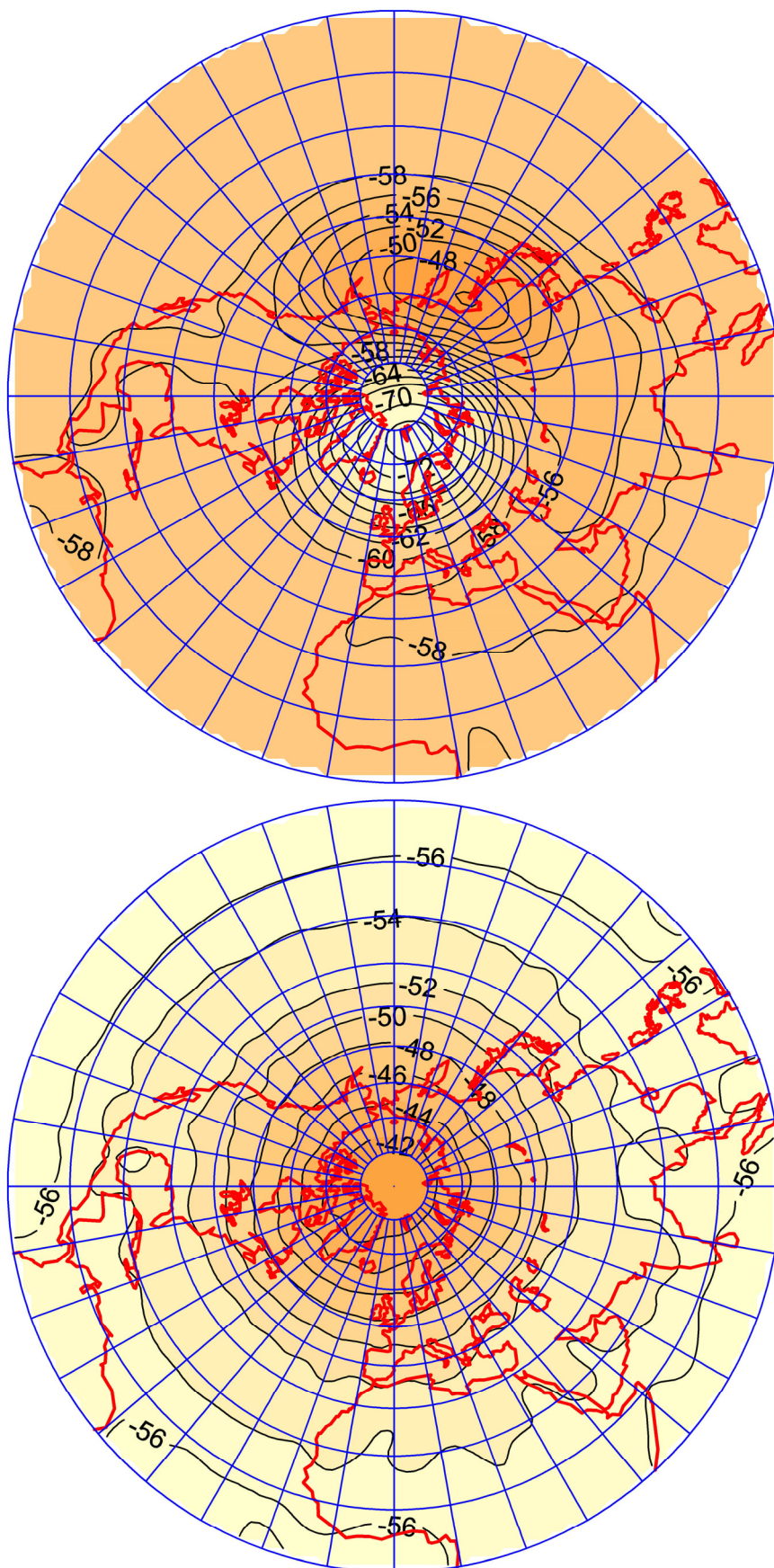


Рис. П.4. Средняя температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в средней стратосфере (30 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).



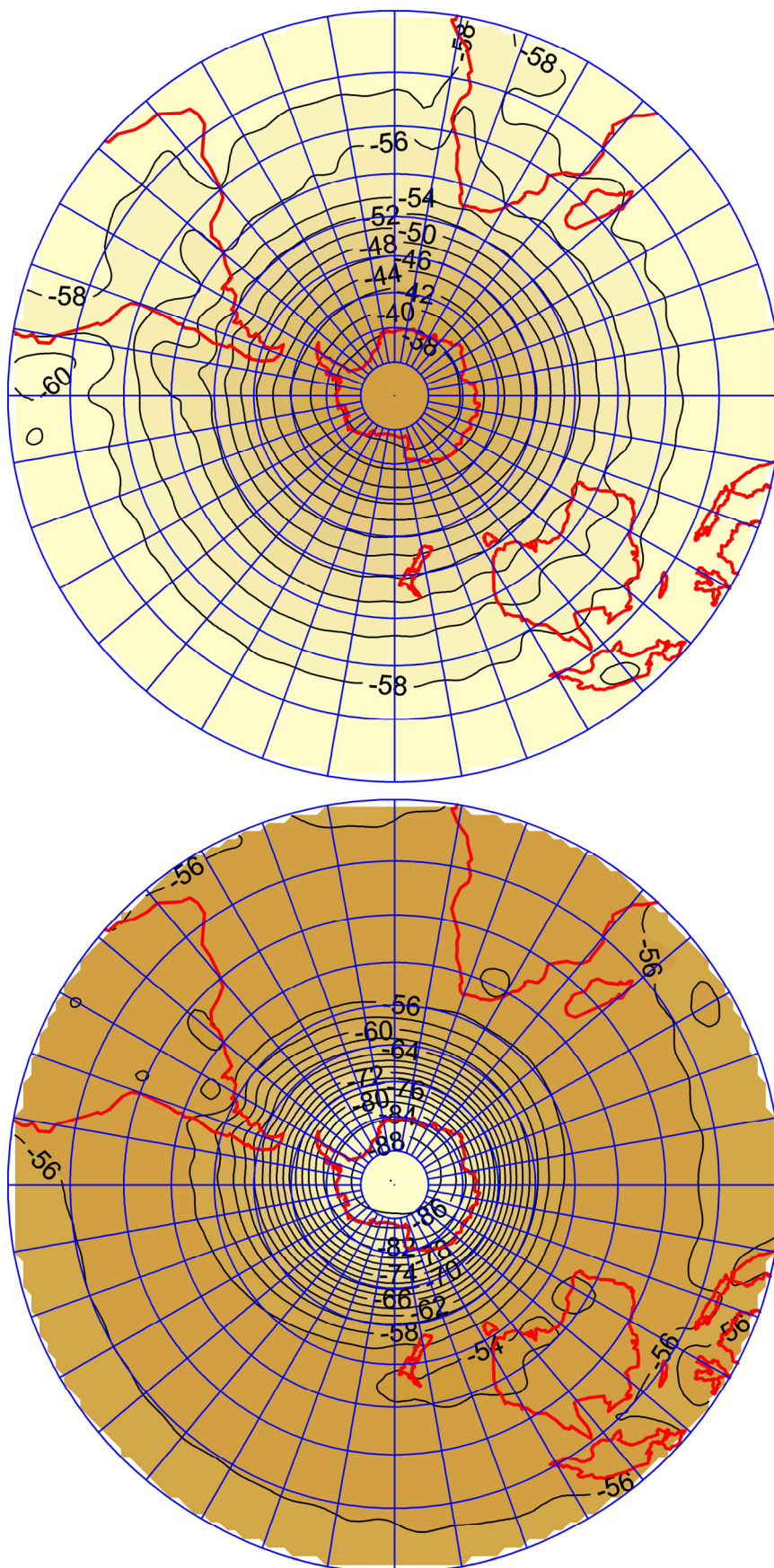


Рис. П.5. Средняя температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в средней стратосфере (30 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

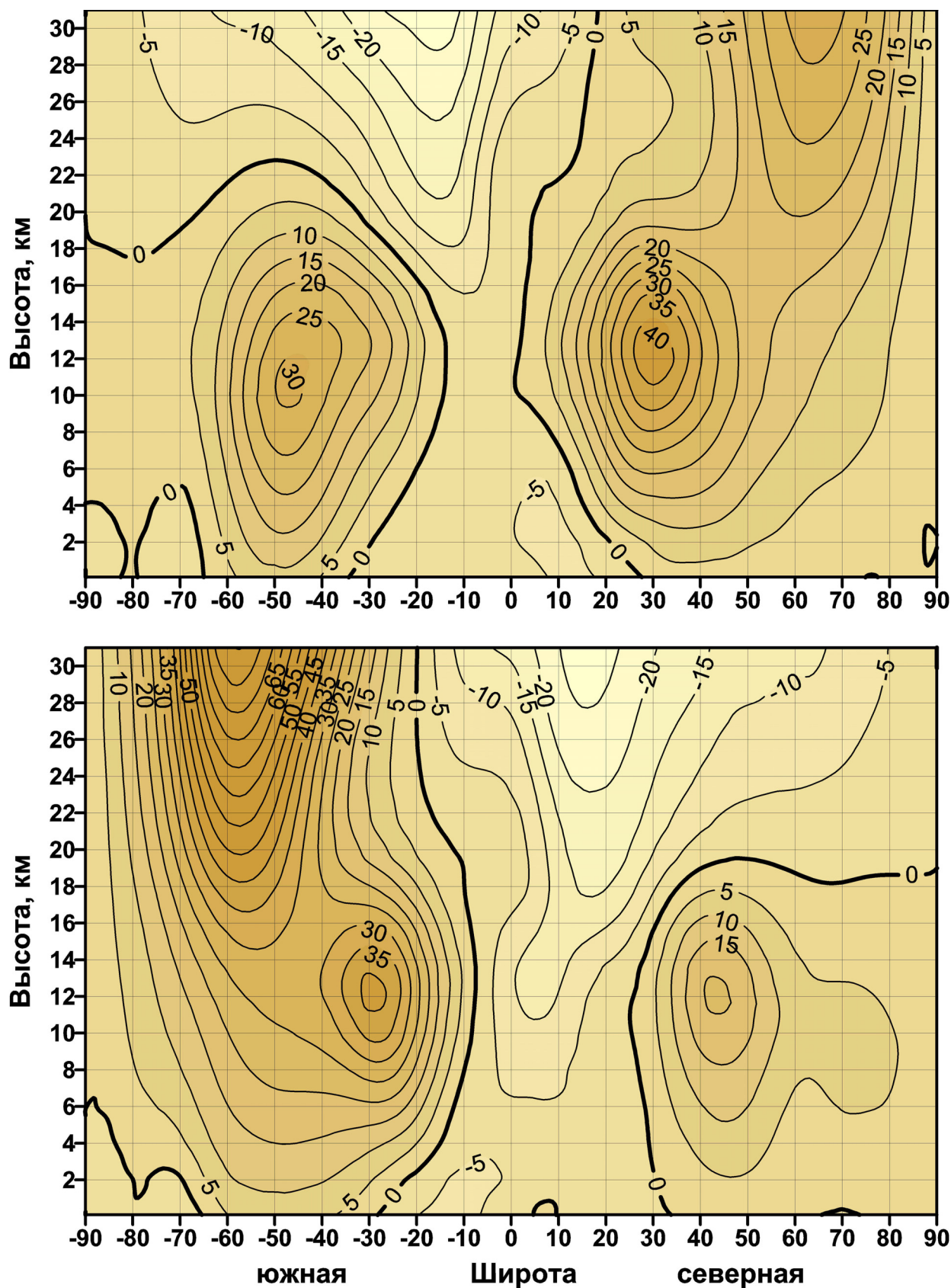


Рис. П.6. Меридиональные разрезы средней зональной компоненты скорости ветра (м/с) над северным и южным полушариями в январе (вверху) и июле (внизу). Период осреднения 1961 – 2010 гг.



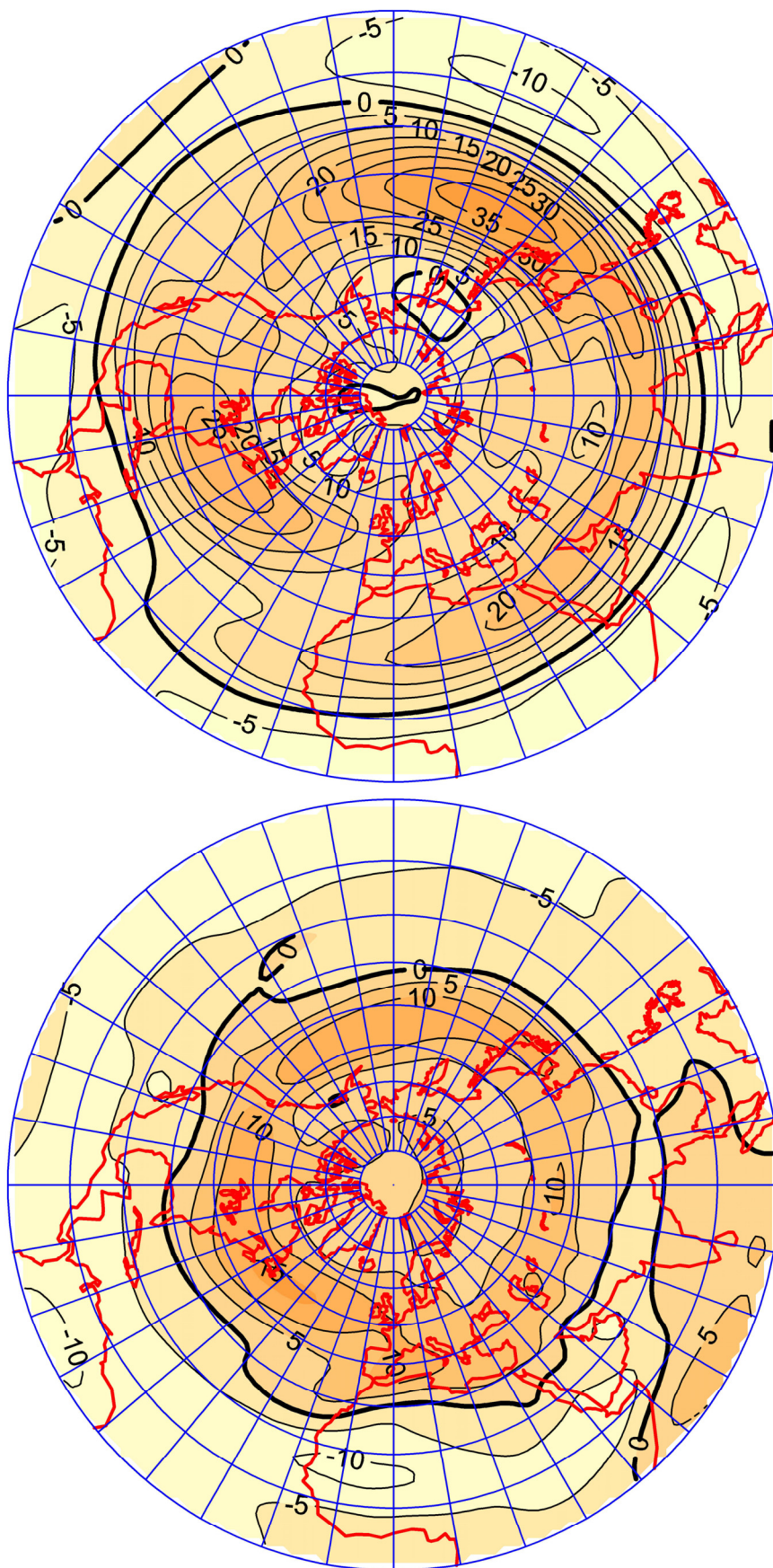


Рис. П.7. Средняя зональная компонента скорости ветра (м/с) в средней тропосфере (500 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

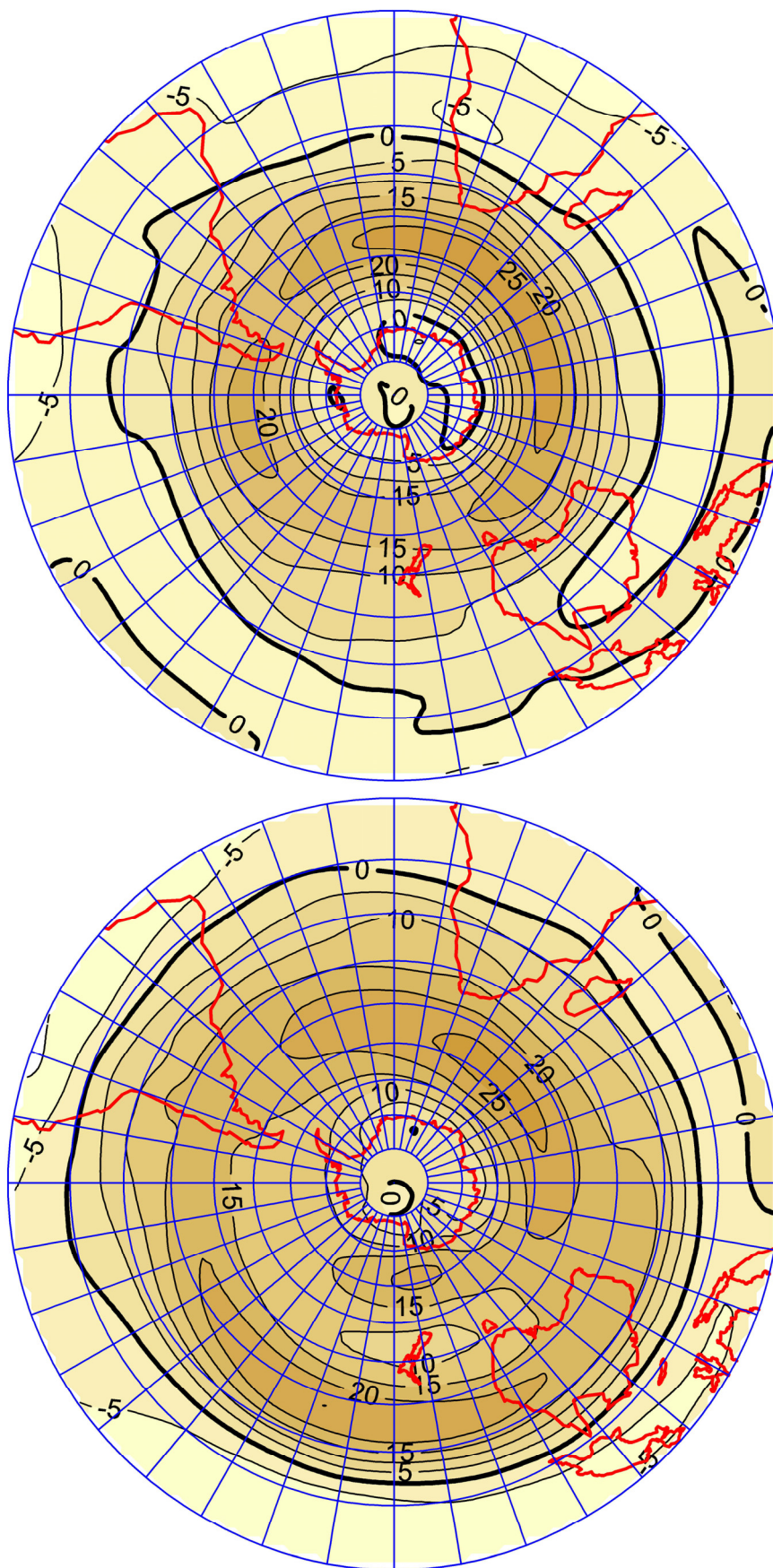


Рис. П.8. Средняя зональная компонента скорости ветра (м/с) в средней тропосфере (500 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).



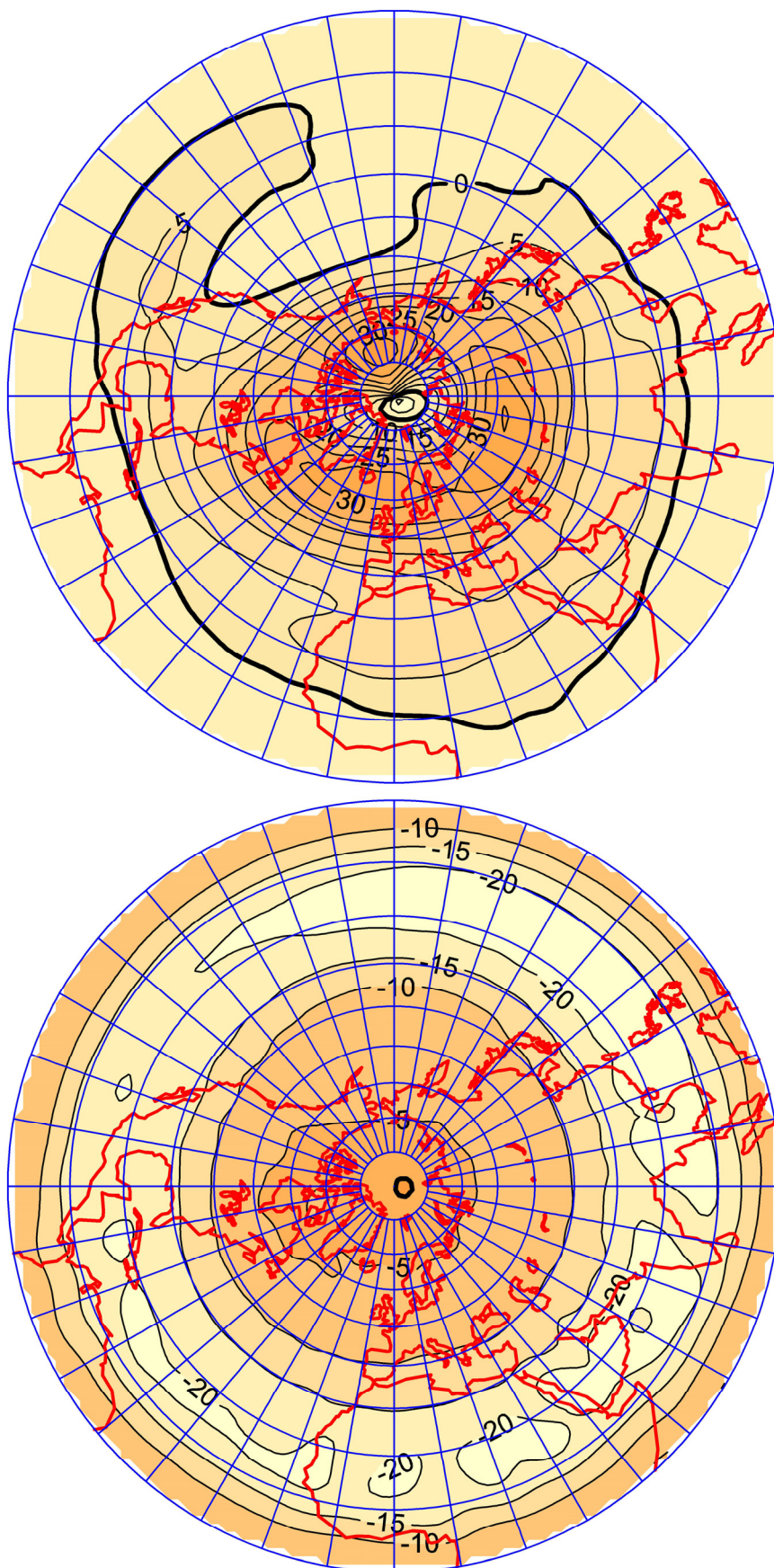


Рис. П.9. Средняя зональная компонента скорости ветра (м/с) в средней стратосфере (30 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

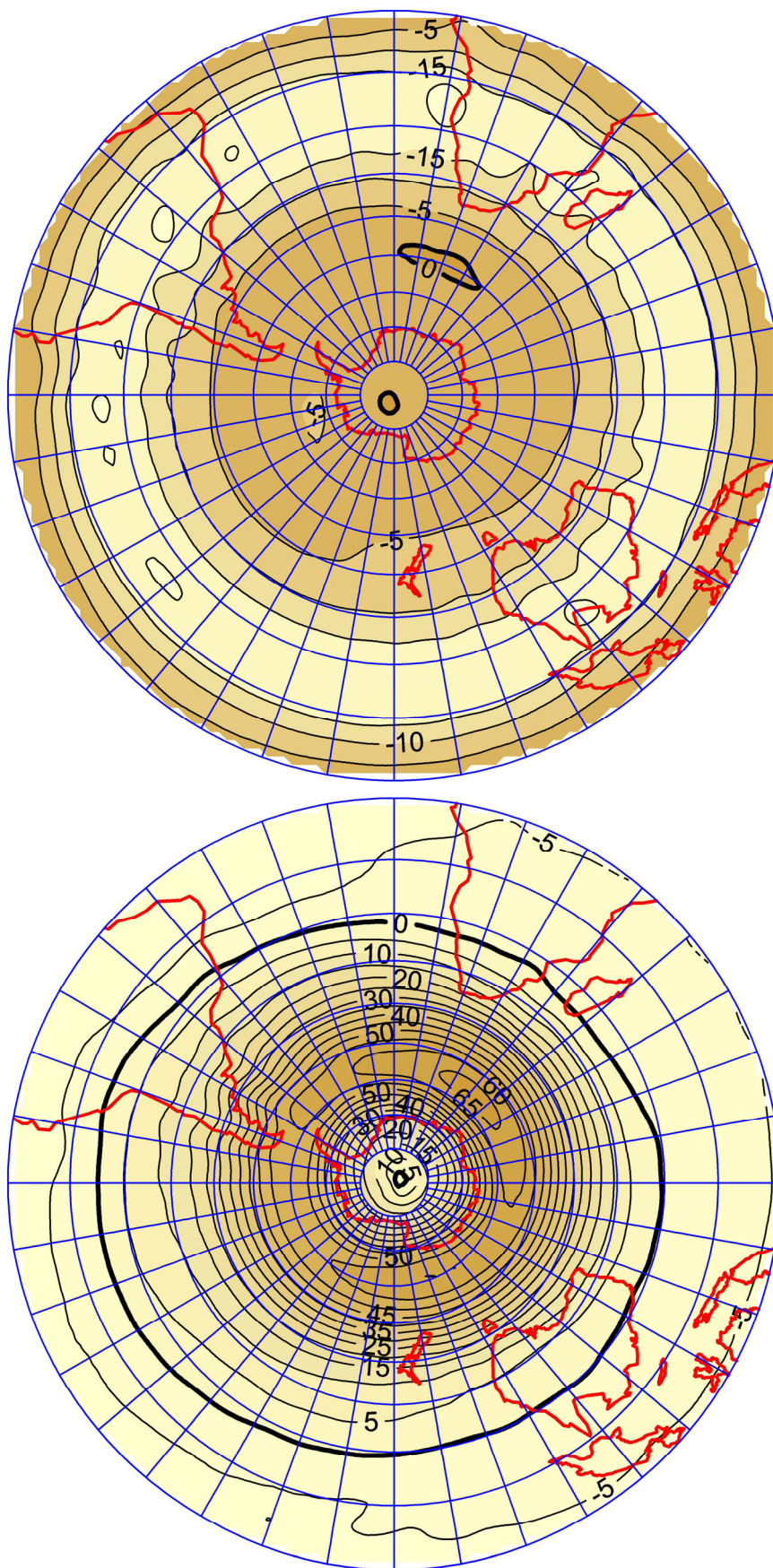


Рис. П.10. Средняя зональная компонента скорости ветра (м/с) в средней стратосфере (30 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).



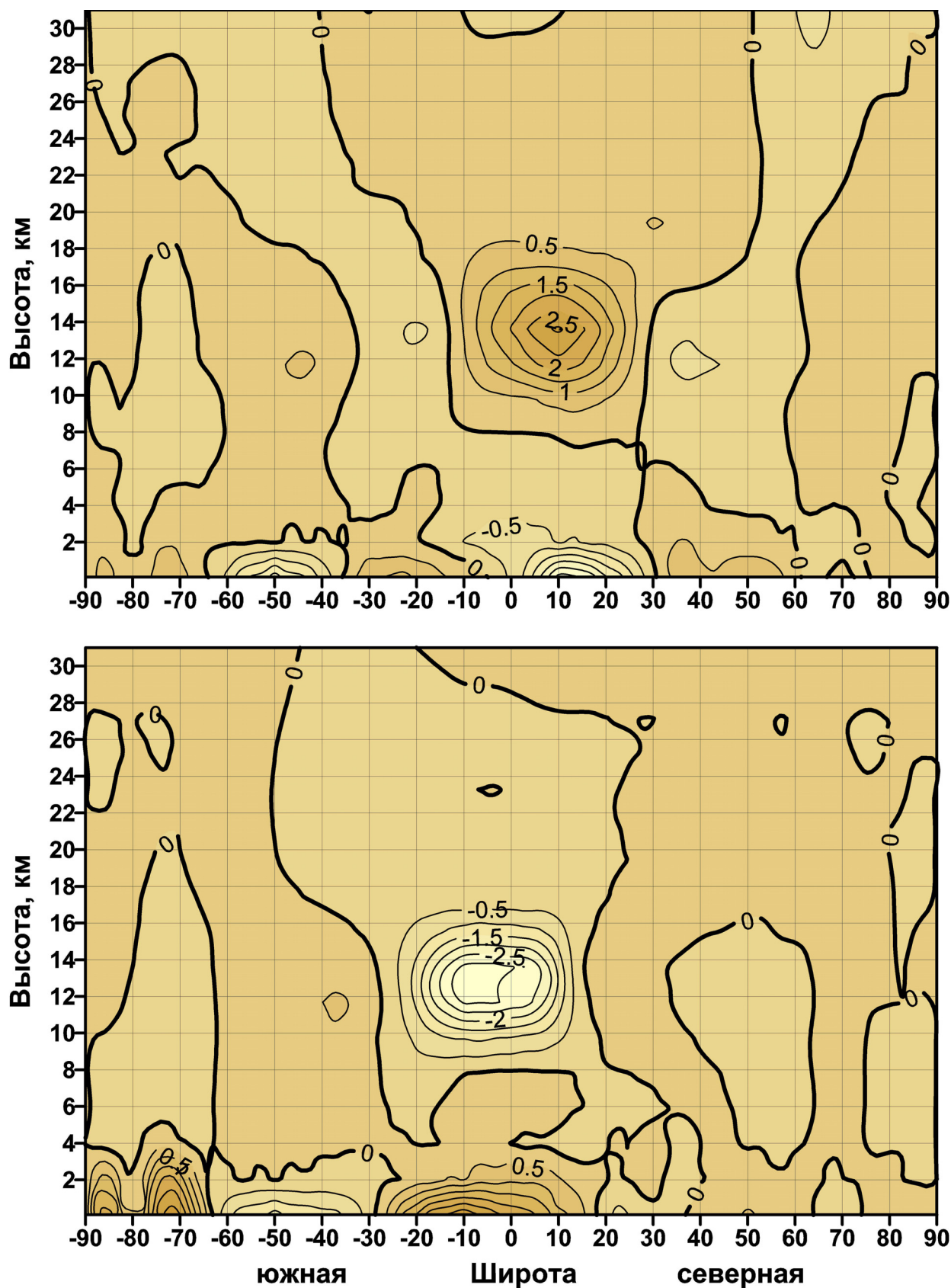


Рис. П.11. Меридиональные разрезы средней меридиональной компоненты скорости ветра (м/с) над северным и южным полушариями в январе (вверху) и июле (внизу). Период осреднения 1961 – 2010 гг.

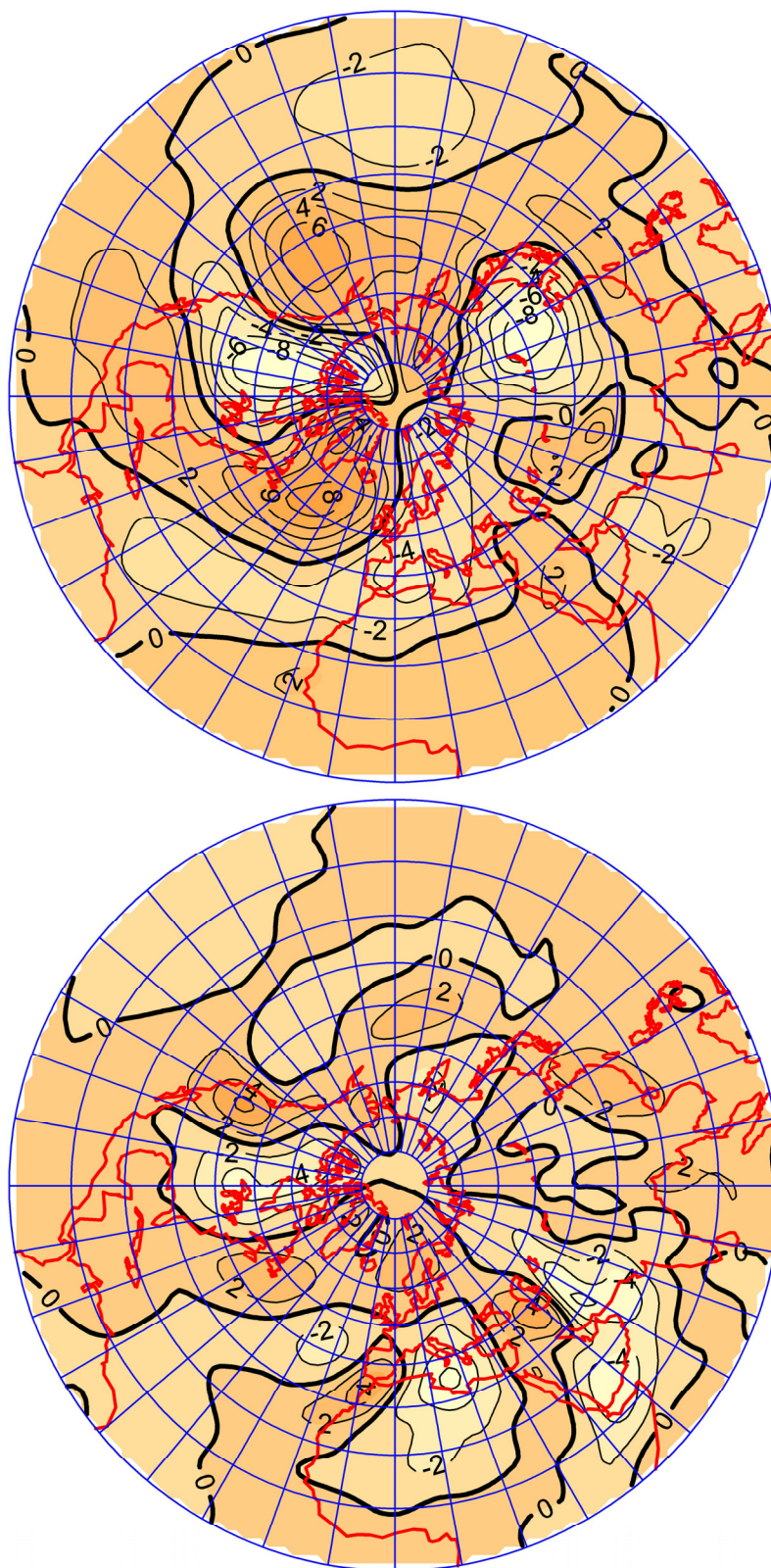


Рис. П.12. Средняя меридиональная компонента скорости ветра (м/с) в средней тропосфере (500 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

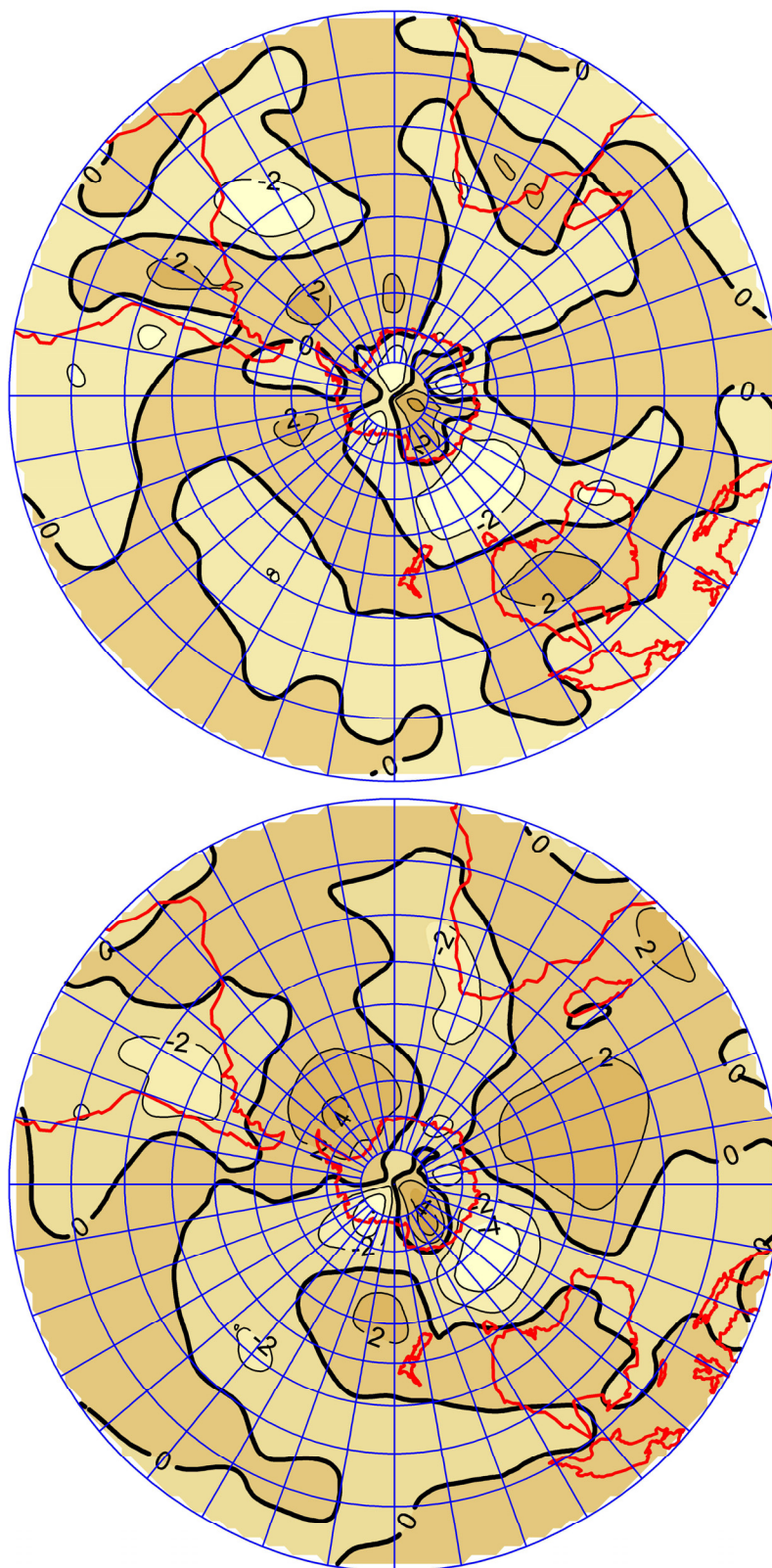


Рис. П.13. Средняя меридиональная компонента скорости ветра (м/с) в средней тропосфере (500 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).



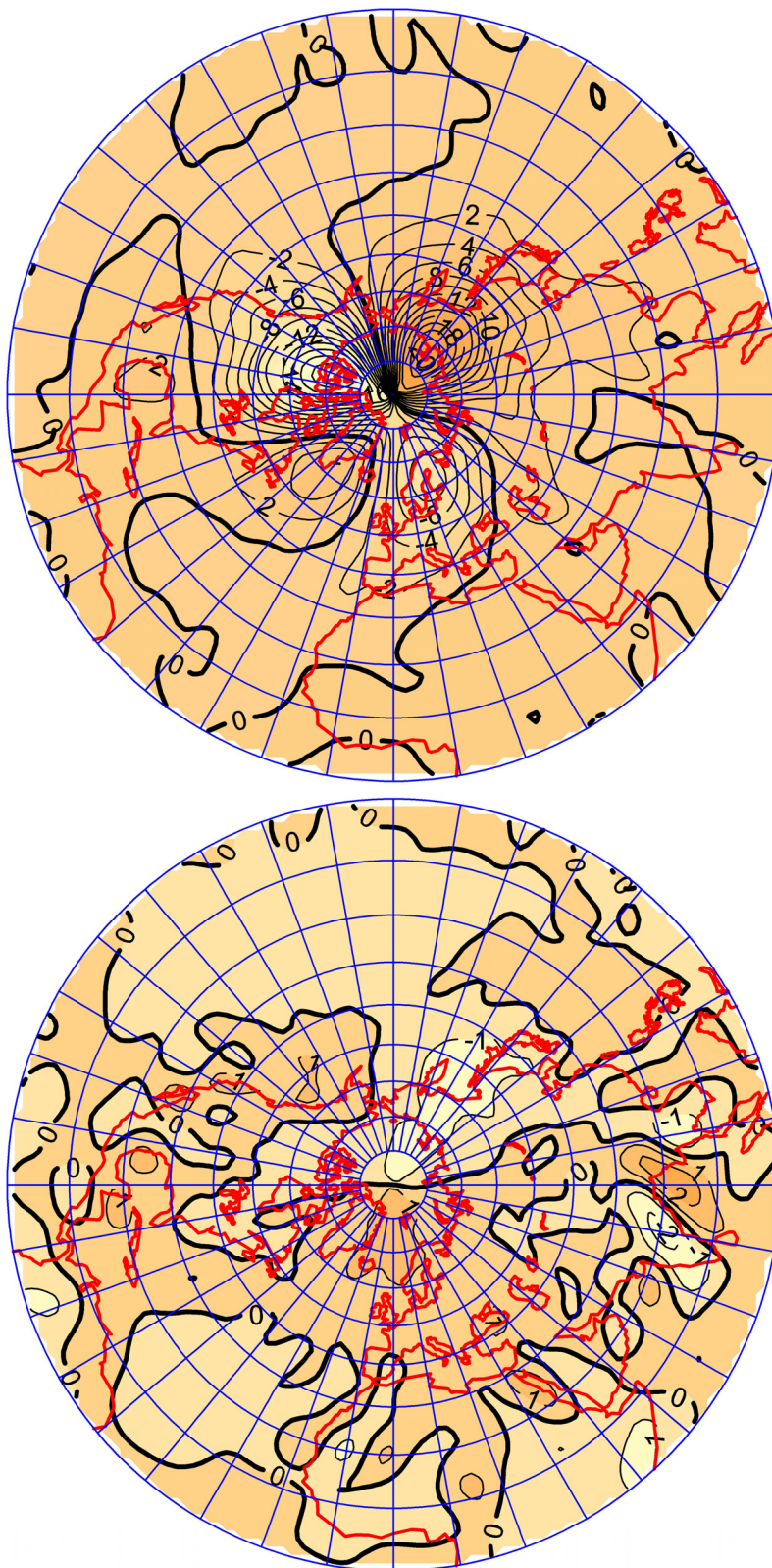


Рис. П.14. Средняя меридиональная компонента скорости ветра (м/с) в средней стратосфере (30 гПа) северного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

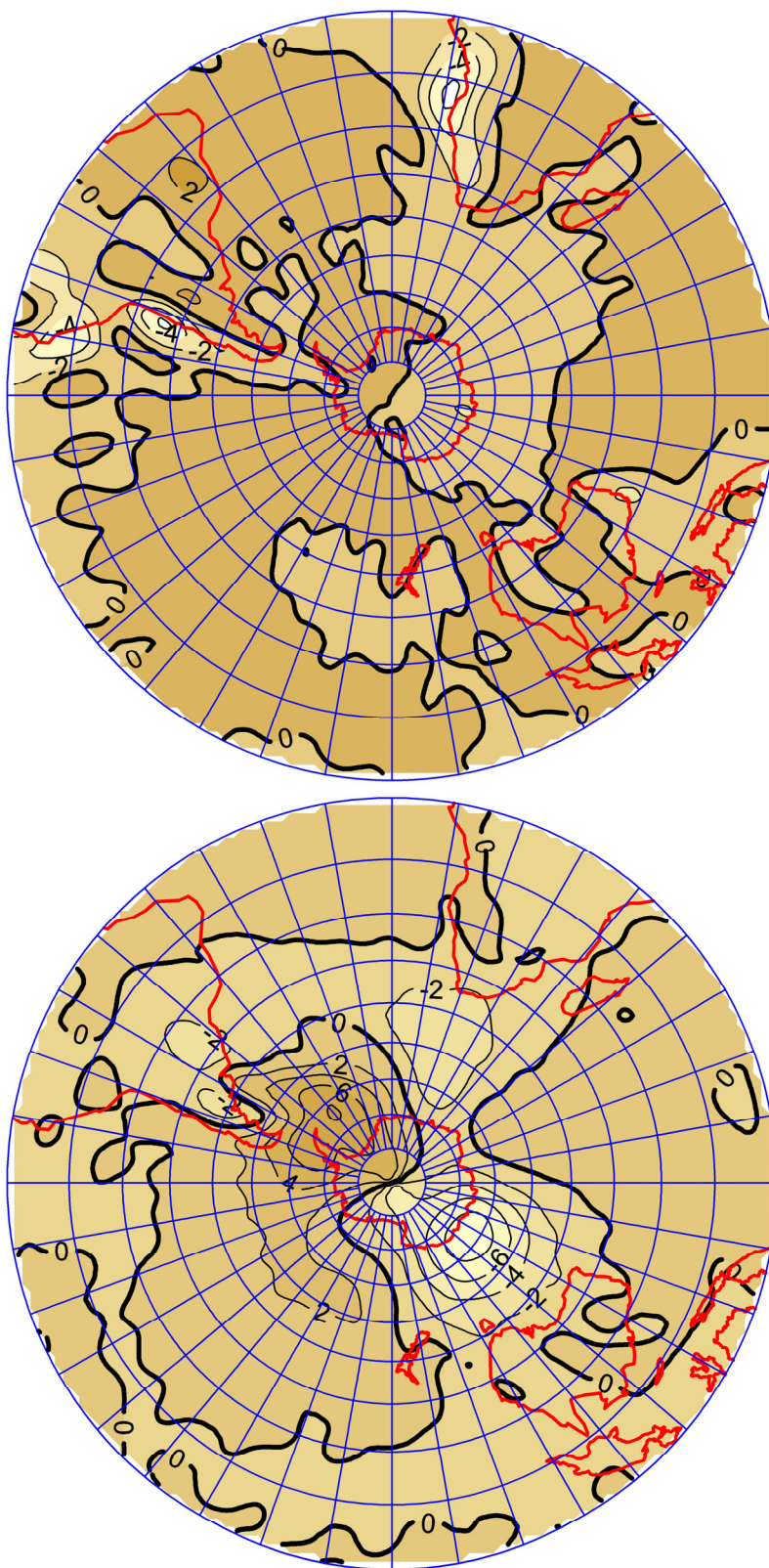


Рис. П.15. Средняя меридиональная компонента скорости ветра (м/с) в средней стратосфере (30 гПа) южного полушария в январе (вверху) и июле (внизу).

**Юрий Петрович Переведенцев,  
Игорь Иванович Мохов,  
Алексей Викторович Елисеев  
Константин Михайлович Шанталинский,  
Надежда Александровна Важнова**

# **ТЕОРИЯ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ**

Учебное пособие

Редактор *Н.А. Холстинина*  
Компьютерная верстка и дизайн обложки *Н.С. Загайновой*

Подписано в печать 3.07.13.  
Бумага офсетная. Печать ризографическая.  
Формат 60х84 1/16. Гарнитура «Times New Roman». Усл. печ. л. 13,02  
Уч.-изд. л. 8,63. Тираж 500 экз. Заказ 74/12

**Казанский университет**

420008, г. Казань, ул. Профессора Нужи́на, 1/37  
тел. (843) 233-73-59, 292-65-60

ISBN 978-5-00019-087-6

