

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

559

*Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко*

Санкт-Петербург
2009

Адрес: 194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Телефон: (812) 297 43 90

ФАКС: (812) 297 86 61

e-mail: director@main.mgo.ri.ru

web site: <http://www.mgo.rssi.ru>

УДК 551.5(09)

Редакционная коллегия

д-р физ.-мат.наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат.наук Е. Л. Генихович,
канд. физ.-мат. наук А. С. Зайцев, д-р физ.-мат. наук, профессор И. Л. Кароль,
д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева, д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко,
д-р геогр. наук А. В. Мещерская, д-р физ.-мат. наук, профессор О. М. Покровский,
д-р тех. наук, профессор В. Д. Степаненко, д-р физ.-мат. наук, профессор Г. Г. Щукин,
канд. физ.-мат. наук С. С. Чичерин,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований по современным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и инженеров, интересующихся результатами современных исследований в области метеорологии и их практическим использованием.

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. A. S. Zaitsev, Dr. I. L. Karol,
Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. O. M. Pokrovsky, Dr. V. D. Stepanenko, Dr. G. G. Shchukin,
Dr. C. C. Chicherin, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary)

The publication deals with the results of theoretical and experimental studies on the present-day problems of changes in climate and weather forecast, atmospheric diffusion and atmospheric air condition monitoring, climatology, remote sounding of the atmosphere.

The publication is meant for a wide circle of specialists interested in the results of meteorological science development and their practical application.

It is recommended for post-graduates and students in their third or fourth year of respective speciality.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>О. М. Покровский.</i> Тренды температуры поверхности Мирового океана и приземного воздуха в прилежащих районах суши	7
<i>А. В. Мещерская, В. А. Обязов, Э. Г. Богданова, В. М. Мирвис, Б. М. Ильин, Н. И. Сницаренко, М. П. Голод, А. А. Смирнова, А. И. Обязова.</i> Изменение климата Забайкалья во второй половине XX века по данным наблюдений и ожидаемые его изменения в первой четверти XXI века	32
<i>Г. Б. Пигольцина, Н. А. Зиновьева.</i> Микроклиматические особенности территории проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» и методы их оценки	58
<i>М. В. Клюева, А. Г. Мурзин.</i> Рекреационно-климатические ресурсы Ленинградской области	77
<i>А. А. Семиошина.</i> Использование данных реанализа для оценки изменений локального климата на побережье проектируемого Эвенкийского водохранилища	91
<i>Е. В. Иванова, Д. В. Смирнов.</i> Методы оценки потенциала ветро-энергетических ресурсов РФ	113
<i>Э. Ю. Безуглая, И. А. Воробьева, Т. П. Ивлева.</i> Химическая активность атмосферы на территории России.....	121
<i>В. Н. Морозов, Н. Е. Вермей, Ю. А. Довгалюк.</i> Моделирование процессов электризации в трехмерной численной модели осадко-образующего облака (обзор).....	134
<i>М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, Р. Рамаросон, В. А. Говоркова.</i> Численное исследование процесса коагуляции аэрозольных частиц в турбулентном пограничном слое атмосферы	161
<i>Н. О. Раба, Е. Н. Станкова.</i> Исследование влияния компенсирующего нисходящего потока, сопутствующего конвективным течениям, на жизненный цикл облака с помощью полуторамерной модели с двумя цилиндрами	192
<i>А. В. Колдаев, Г. Г. Щукин.</i> Исследование водозапаса зимних облаков методами микроволновой радиометрии	210
<i>А. Б. Куров.</i> Результаты натурных испытаний регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1	237
<i>А. А. Важенин.</i> Учет размеров Солнца в задачах о поглощении излучения в атмосфере Земли	252

<i>В. В. Гусева. Оценка успешности и экономической полезности прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи.....</i>	265
Николай Николаевич Калитин. К 125-летию со дня рождения.....	280
Владимир Иосифович Кондратюк. К 70-летию со дня рождения ...	288
Евгений Львович Генихович. К 70-летию со дня рождения.....	290
Памяти Алексея Сергеевича Дубова	293
Памяти Сергея Петровича Малевского-Малевица.....	295

CONTENTS

<i>O. M. Pokrovsky</i> . Trends of the ocean surface temperature and nearby air temperature over land	7
<i>A. V. Meshcherskaya, V. A. Obyazov, E.G. Bogdanova, V. M. Mirvis, B. M. Ilyin, N. I. Snitsarenko, M. P. Golod, A. A Smirnova, A. I. Obyazova</i> . The climate change at Zabaikalye during the second part of XX century with the observation data and expected changes at the first quarter of the XXI century	32
<i>G. B. Pigoltsina, N. A. Zinovyeva</i> . Microclimatic peculiarities of the site of the Olympic games «Sochi-2014» and methods of their estimation	58
<i>M. V. Klueva, A. G. Murzin</i> . Climatic resources for recreation in Leningrad region	77
<i>A. A. Semioshina</i> . Using of reanalysis data for estimation of local climate change in the vicinity of projected Evenki reservoir	91
<i>E. V. Ivanova, D. V. Smirnov</i> . Estimation methodology of wind energy potential in Russian Federation	113
<i>E. Yu. Bezuglaya, I. A. Vorobeva, T. P. Ivleva</i> . Chemical activity of atmosphere on the territory of Russia	121
<i>V. N. Morozov, N. E. Veremey, Yu. A. Dovgalyuk</i> . Modeling of the electrification of 3D convective clouds (Review)	134
<i>M. A. Zatevakhin, A. A. Ignatyev, R. Ramarason, V. A. Govorkova</i> . Numerical simulation of aerosol particles coagulation processes in turbulent atmospheric boundary layer	161
<i>N. O. Raba, E. N. Stankova</i> . Research of influence of compensating descending flow on cloud's life cycle by means of 1.5-dimensional model with 2 cylinders	192
<i>A. V. Koldaev, G. G. Shchukin</i> . Study of winter clouds liquid water path by means of microwave radiometry.....	210
<i>A. B. Kurov</i> . Results of automatic glaze-rime deposition detector IO-1 field tests	237
<i>A. A. Vazhenin</i> . Sun size in problems of radiation absorption in the Earth atmosphere	252
<i>V. V. Guseva</i> . Estimation of successfulness and economic profit from use of flammability risk forecast of Adygei' forest.....	265
Nikolay Nikolaevich Kalitin	280

Vladimir Iocifovich Kondratyuk	288
Evgeny Lvovich Genihovich	290
In memory Aleksey Sergeevich Dubov	293
In memory Sergey Petrovich. Malevsky-Malevich	295

УДК 551.513

ТРЕНДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА И ПРИЗЕМНОГО ВОЗДУХА В ПРИЛЕЖАЩИХ РЕГИОНАХ СУШИ

О. М. Покровский

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: pokrov@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 01.10.2008, после доработки 21.10.2008

Усилия, направленные на объяснение причин современных изменений климата, в последние годы приобретают не только научное, но также большое экономическое и политическое значение ввиду учащения опасных погодных явлений, причиняющих значительный материальный ущерб во всех районах земного шара. О последнем обстоятельстве свидетельствует международная инициатива по подписанию Киотского протокола, которая основана на предположении о том, что причины потепления климата в основном определяются антропогенными факторами и связаны с усилением хозяйственной деятельности в глобальном масштабе.

Однако, несмотря на ажиотаж вокруг темы антропогенной природы изменений климата, с научной точки зрения общепризнанными считаются четыре возможных механизма климатических изменений, происходящих как в глобальном, так и в региональном масштабе. Эти механизмы могут определяться следующими факторами: 1) *антропогенный* (и не только) эффект парниковых газов (изменение интенсивности источников и стоков), 2) увеличение потока приходящей солнечной радиации, 3) уменьшение роли аэрозольного рассеяния, 4) внутренняя изменчивость климатической системы, состоящей из атмосферы, океана, гидросферы, суши и криосферы.

Первые три фактора достаточно подробно обсуждались в научной литературе (см. работы Hoyt, Schatten (1993); Frohlich, Lean (1998); Joos, Bruno (1998); Tett et al. (1999); Stott et al. (2001); Jones et al. (1999); Cubasch, Voss (2000)). В последнее вре-

мя стало активно изучаться влияние и четвертого фактора. Особенное внимание привлекли работы, связанные с оценкой влияния океана на изменения климата. Мировой океан играет ключевую роль непосредственно в формировании теплового баланса на Земле. Теплоемкость всей толщи атмосферы равна теплоемкости верхнего трехметрового слоя океана (Sorensen, 1979). Количество тепловой энергии, которое атмосфера получает от Солнца, сопоставимо с количеством тепловой энергии, которое она получает от океана (Sorensen, 1979).

Теория глобального конвейерного течения (ГКТ) в Мировом океане (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991), утверждающая, что региональные океанические течения завязаны на одну общую систему, в последние годы получает все больше подтверждений. Эта теория указывает, в частности, на то, что, если характерный временной масштаб изменений температуры поверхности океана (ТПО) в поверхностной ветви ГКТ составляет 50—60 лет, то для ее глубинной ветви соответствующий масштаб колебаний температуры океанических вод равен уже 700—1000 годам. Таким образом, если предположить, что, например, 1000 лет назад в течение нескольких десятилетий в Северной Атлантике, где берет начало нисходящая ветвь циркуляции вод ГКТ, доминировали положительные аномалии ТПО, то неудивительно, что в последние 40—50 лет наблюдается повышение средних глобальных значений ТПО за счет появления возвратных теплых вод ГКТ на поверхности в разных районах Мирового океана. Это означает, что Мировой океан, безусловно, играет важную роль в происходящих климатических изменениях.

Теория ГКТ получила недавно неожиданное применение благодаря серии работ океанологов (Schauer et al., 1999; Østerhus Gammelsrød, 1999; Dickson et al., 2002), обнаруживших тенденцию опреснения атлантических вод, приносимых Гольфстримом, в Северной Атлантике, а также в северных морях (Норвежское, Гренландское и Исландское моря). Это обстоятельство позволило говорить о возможном «блокировании» термохалинной циркуляции в Северной Атлантике и замедлении Гольфстрима. Драматизм ситуации заключается в том, что это неминуемо вызовет похолодание климата в Европе. Однако пока, к счастью, этого не происходит, и даже наблюдается положительный тренд ТПО по

ходу Гольфстрима (Покровский, 2005, 2005а). Тем не менее следует иметь в виду, что ГКТ берет начало в Тихом и Индийском океанах, где происходит выход глубинных вод на поверхность (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991). Охлаждение поверхностных вод в таких районах может рассматриваться в качестве ранних признаков будущих изменений климата.

Таким образом, изучение трендов ТПО в упомянутых районах может дать информацию, которая будет полезна не только для океанологов при проверке теории ГКТ, но и для климатологов при разработке сценариев будущих изменений климата.

До сих пор нет точного указания мест массового выхода глубинных вод на поверхность океана, кроме восточного сектора тропической зоны Тихого океана. Данная работа посвящена систематическому изучению трендов ТПО начиная с 1950 г. Сначала излагается новый метод сглаживания климатических рядов. Далее представлены результаты изучения трендов ТПО в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Метод исследования климатических рядов

До сих пор основным средством исследования тенденций климатического ряда был линейный тренд, осуществляющий аппроксимацию среднемесячных данных наблюдений с помощью метода наименьших квадратов в классе линейных функций. Этот метод имеет ряд известных недостатков (зависимость от выбора базового интервала времени для анализа, трудности аппроксимации и интерпретации в случае немонотонной зависимости климатических данных от времени и т. п.). В работах Покровского (2005), Покровского и др. (2004) было показано, что в случае климатических рядов параметров океана, например ТПО, когда межгодовая изменчивость многократно превышает амплитуду медленных климатических колебаний, имеющих многолетнюю цикличность (солнечная активность, внешние гравитационные силы и т.п.), метод линейного тренда вообще непригоден.

В качестве альтернативы могут использоваться две группы методов: аппроксимации с помощью ряда стандартных аналитических функций и сглаживания на основе скользящего среднего.

Методы полиномиальной аппроксимации ведут к чрезмерному сглаживанию исходного ряда, а приближение тригонометрическими функциями затруднительно из-за необходимости учета заранее не известных фазовых сдвигов в искомым колебаниях.

Предложенный нами метод нелинейного тренда обеспечивает нахождение промежуточного решения между чрезмерно сглаженной кривой, полученной при использовании полиномиальной аппроксимации, и осциллирующим решением, связанным с методом скользящего среднего.

Остановимся более подробно на изучении особенностей предлагаемого метода анализа климатических рядов. Изложение алгоритма и основных формул метода расчета нелинейного тренда представлено в работах Покровского (2005, 2005а), Покровского и др. (2004). В отличие от других методов предлагаемый подход к решению задачи аппроксимации является итерационной процедурой, обеспечивающей сходимость решения к некоторой кривой после выполнения определенного числа итераций. Правило сходимости в себе последовательных итераций является основой для формирования правила остановки алгоритма.

На рис. 1 представлен пример расчета последовательных итераций при аппроксимации климатического ряда ТПО в Норвежском море за 1948—1998 гг. Здесь и ниже использовались данные реанализа NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Первая итерация доставляет слегка сглаженное решение (рис. 1 а), похожее на результат применения метода скользящего среднего. В данном решении присутствует много высокочастотных колебаний, характеризующих межгодовую изменчивость. После трех итераций амплитуды межгодовых колебаний заметно уменьшаются. В результате пяти итераций (рис. 1 б) на фоне слабых межгодовых колебаний появляется основная волна с минимумом в 1978 г. Окончательное удаление высокочастотных межгодовых колебаний достигается после 10—15 итераций (рис. 1 в), когда остается только основной климатический минимум ТПО, приходящийся на конец 70-х годов.

Проведем сравнение полученного результата с традиционным линейным трендом. Из рис. 2 а видно, что полученная нами кривая существенно лучше описывает климатическую тенденцию ТПО. Так, например, среднеквадратичное отклонение (СКО) дан-

ных наблюдений от кривой нелинейного тренда составляет 0,46. Для линейного тренда эта величина равна 0,53. Расхождения в значениях коэффициентов корреляции (КК) еще более значительны. КК между данными наблюдений и кривой нелинейного тренда равен 0,63. Для линейного тренда соответствующее значение КК оказывается в два раза меньше и составляет 0,31. В рамках схемы регрессионного анализа обычно используется также и статистика Фишера (СФ), которая пропорциональна предсказанной доли дисперсии при описании экспериментальных данных с помощью модели (Draper, Smith, 1981). Так, например, в данном случае СФ для предлагаемой модели составляет 32,6, а для линейной модели — всего лишь 5,4. Сопоставление этих цифр дает ясное представление о достоинствах нового метода описания климатических рядов.

При определении оптимального числа итераций для оценки нелинейного тренда климатического ряда можно использовать не только значения СКО расхождений между решениями, полученными на последовательных шагах вычислительного процесса, но и ряд других диагностических величин. Среди них могут быть, в частности, упомянутые выше статистики СКО, КК, СФ (Draper, Smith, 1981). На рис. 2 б представлены эти величины (СФ представлено в нормированном виде по отношению к максимальному значению) для примера, рассмотренного выше. Из рисунка видно, что после десяти итераций происходит резкое замедление в изменениях каждой из этих величин. Более того, графики критериев перекрещиваются: корреляции и СКО убывают, а СФ возрастает. В интервале 10—15 итераций наблюдается стабилизация значений каждого из критериев. Напомним, что именно после десяти итераций из решения удалены все высокочастотные составляющие, ответственные за межгодовые и квазидвухлетние колебания, которые обычно рассматриваются как «климатический шум».

Северная часть Тихого океана

Глобальное конвейерное течение (ГКТ) (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991), связывающее между собой все океаны, переносит огромные массы воды, энергии и растворенных газов на расстояния планетарного масштаба. Глобальное течение состоит из

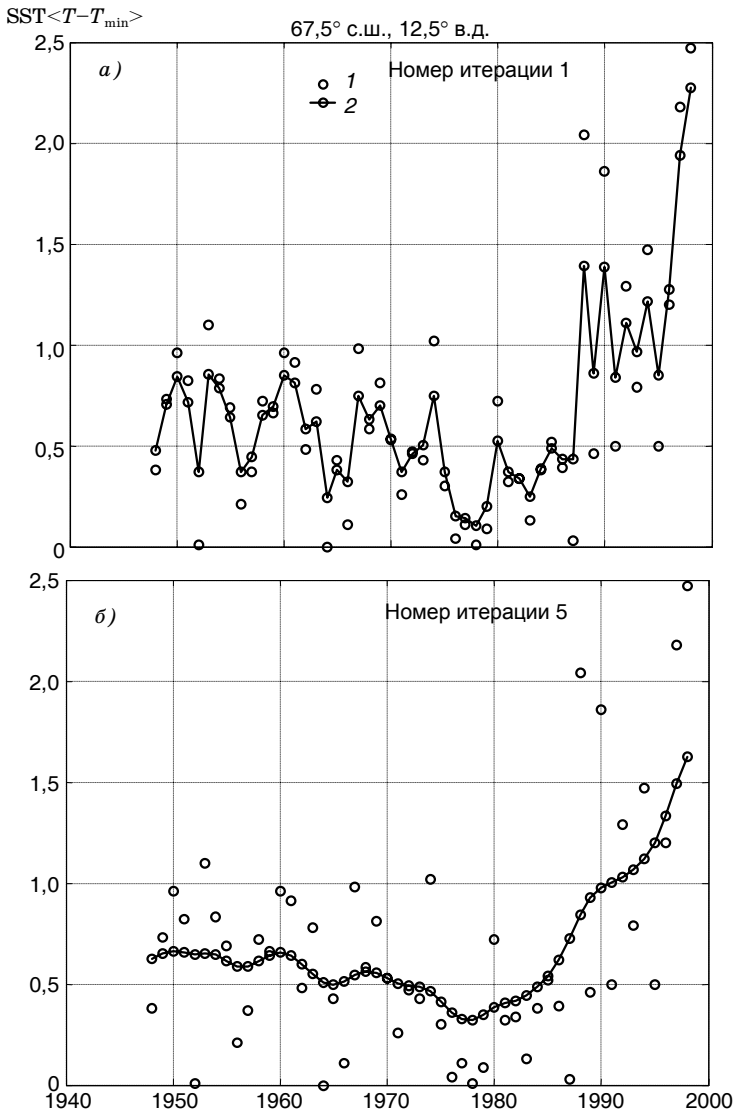


Рис. 1. Сглаживание климатического ряда ТПО на последовательных итерациях алгоритма расчета нелинейного тренда.

1 — результаты наблюдений, 2 — нелинейный тренд.

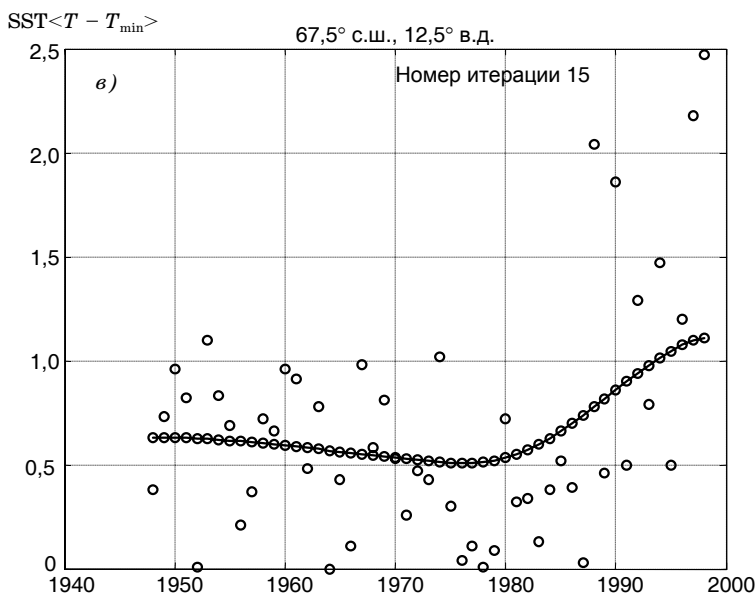


Рис. 1. Продолжение.

поверхностного и глубоководного звеньев. Воды поверхностного течения, нагреваемые в тропической зоне, перемещаются в высокие широты посредством механизма термохалинной циркуляции (ТХЦ). По ходу этого течения при нагревании поверхностных вод солнцем происходит интенсивное испарение и постепенное охлаждение вод, которое влечет увеличение концентрации солей и удельного веса вод. Это приводит к тому, что в Северной Атлантике поверхностные воды опускаются. При этом они отбирают большое количество энергии, накопленной в поверхностном слое океана за счет солнечной и тепловой радиации. Превратившись далее в процессе ТХЦ в глубинные воды, они «проталкивают» потоки вод в направлении на юг, к побережью Антарктиды, откуда они направляются через Южный океан в акваторию Индийского и Тихого океанов. Глубинные воды поднимаются на поверхность в тропической зоне на востоке Тихого океана у берегов Америки и на севере Индийского океана у берегов полуострова

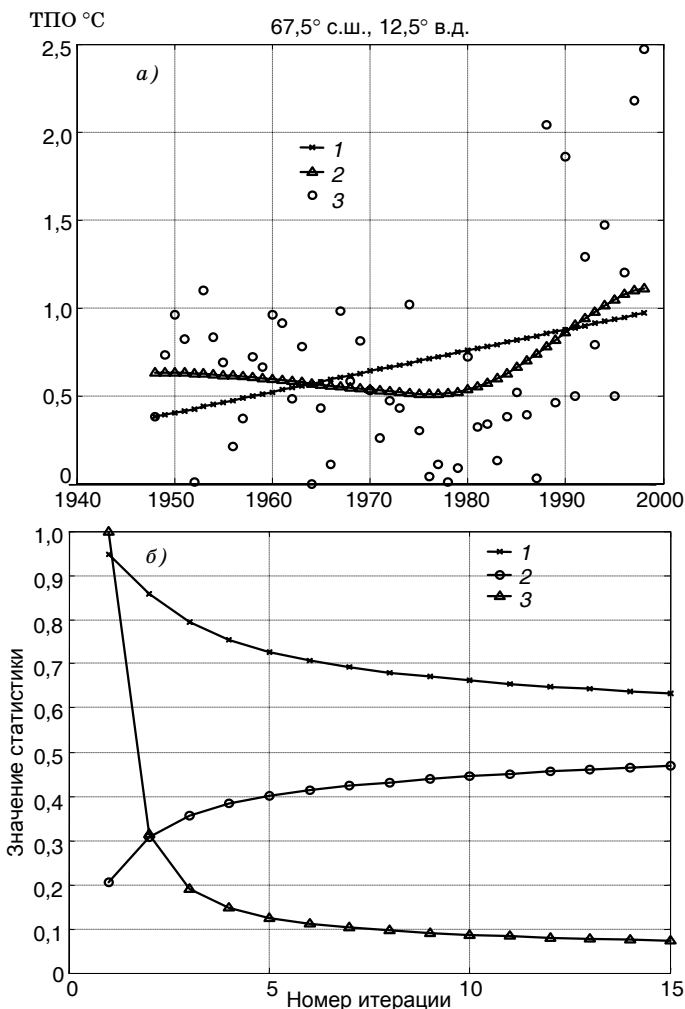


Рис. 2. Соотношение линейного и нелинейного тренда ТПО (а) и основные статистики нелинейного тренда в зависимости от номера итерации (б).

Рис. а: 1 — линейный тренд, 2 — нелинейный тренд, 3 — результаты наблюдений.

Рис. б: 1 — коэффициент корреляции, 2 — СКО, 3 — статистика Фишера.

Индостан. Таким образом, накопленная солнечная энергия и растворенные газы не только переносятся от экватора к высоким широтам, но и передаются в глубины Мирового океана, где происходит их перераспределение и аккумуляция.

Воды, поднявшиеся в Тихом океане и нагреваемые солнечной радиацией в тропиках, запускают под действием пассатов поверхностное глобальное течение (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991). Глобальное течение по ходу своего обратного движения сначала на запад через Тихий и Индийский океаны, а затем, обогнув Африку с юга, на север через Атлантический океан в Арктику при переносе высвобождающейся энергии определяет климатические изменения на всех континентах. На Северо-Западе России, например, влияние теплого течения проявляется в более мягком климате: средняя температура оказывается на несколько градусов выше, чем на той же широте в Северной Америке. Таким образом, ГКТ транспортирует энергию от «нагревателя», функционирующего в обширной тропической зоне Тихого океана, к «холодильнику» в Северном Ледовитом океане (СЛО).

В северной части Тихого океана (рис. 3) обнаруживаются значительные области, где наблюдается охлаждение поверхностных вод по отношению к климатической норме, для расчета которой выбран период 1960—2000 гг., обеспеченный данными наблюдений за ТПО. Отметим, что для расчетов вне тропиков были выбраны данные, относящиеся к холодному сезону, так как нагревание поверхностных вод солнцем маскирует температуру глубинных вод, выходящих на поверхность. Обнаружены три области понижения ТПО в Северном полушарии. Они расположены следующим образом: первая — к востоку от Японии в широтной зоне 35—55° с. ш., вторая — к западу от США в зоне 30—45° с. ш., третья — к западу от Мексики в зоне 15—25° с. ш. Отрицательные аномалии ТПО за последние пять лет достигают 0,4 °С в каждой из указанных областей.

Нелинейные тренды климатических рядов ТПО, представленные на рис. 4, показывают, что охлаждение поверхностных вод в указанных областях происходит уже продолжительное время. Анализировались месячные данные объективного анализа, осредненные по прямоугольным областям, указанным на рисунках.

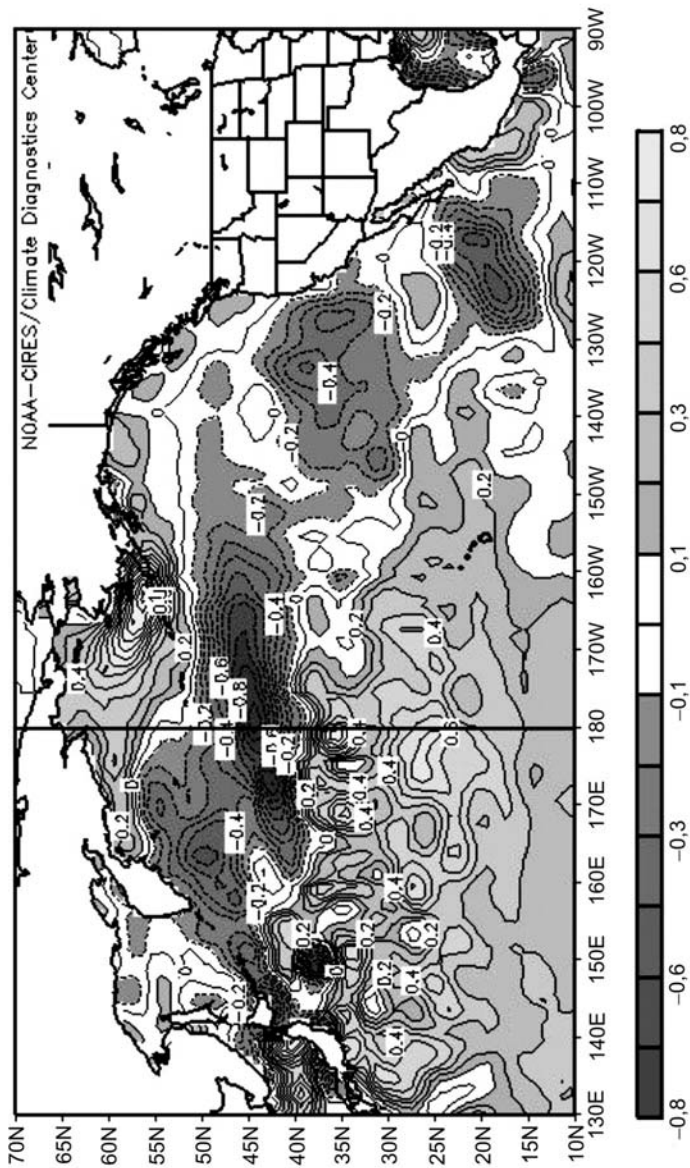


Рис. 3. Поле аномалий месячных значений ТПО (°C) в северной части Тихого океана, осредненных за январь—март 2001—2005 гг., по отношению к климатическому среднему за 1960—2000 гг. Штриховыми изолиниями выделены области понижения ТПО.

Например, в западном секторе в теплый период года (рис. 4 а) наблюдалось понижение ТПО в течение всего периода наблюдений за исключением периода 1975—1985 гг. В холодный период года, наоборот, до начала 90-х годов наблюдалось повышение ТПО, которое затем перешло в понижение. В обоих случаях за последние 15 лет поверхностные воды охладились примерно на 0,5 °С.

В восточном секторе в холодный период года (рис. 4 б) наблюдалось понижение ТПО в течение всего периода наблюдений за исключением периода 1985—1995 гг. Это означает, что происходит устойчивый приток все более холодных глубинных вод. Однако в летний сезон потепление, начавшееся в середине 80-х годов, продолжилось, несмотря на приток холодных глубинных вод. Изменение ТПО, представленное трендом, составило за последние 10—15 лет примерно 0,6—0,8 °С.

В юго-восточном секторе обнаруживаются два периода похолодания: 60-е годы и последние 10 лет наблюдений (рис. 4 в). Согласованность зимних и летних трендов ТПО обусловлена тем, что данная область находится в тропической зоне. Здесь последнее похолодание составило примерно 0,4 °С.

Параллельно автором рассматривались изменения метеорологических параметров на прилегающих территориях суши. На рис. 5 а представлены ряды месячных значений температуры приземного воздуха ($T_{2м}$) в Мексике на ст. Акапулько. Эти ряды демонстрируют похолодание до середины 70-х годов, которое сменилось потеплением, продолжавшиеся до начала 90-х годов. Затем согласованные сезонные тренды разошлись. Зимой началось похолодание, а летом продолжилось потепление. Изменение температуры воздуха, представленное трендом, составило за последние 15 лет примерно 0,4 °С.

Приведенные данные вновь показывают, что зимой доминирует роль океана, а летом — влияние парникового эффекта, приводящего к нагреванию атмосферы.

Севернее, на ст. Фресно (США), наблюдается иная зависимость трендов температуры воздуха от сезона (рис. 5 б). Летом наблюдается положительный тренд, не прекращающийся с начала 50-х годов. Зимой в этот период отмечается похолодание до середины

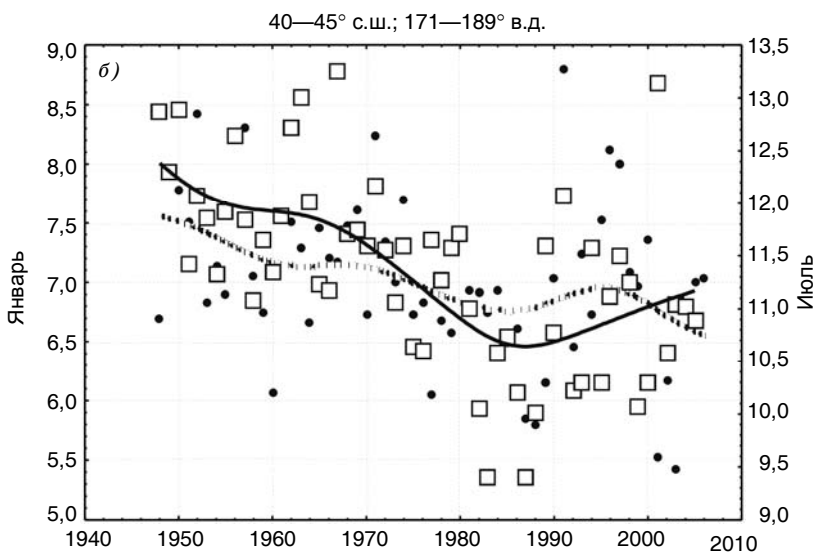
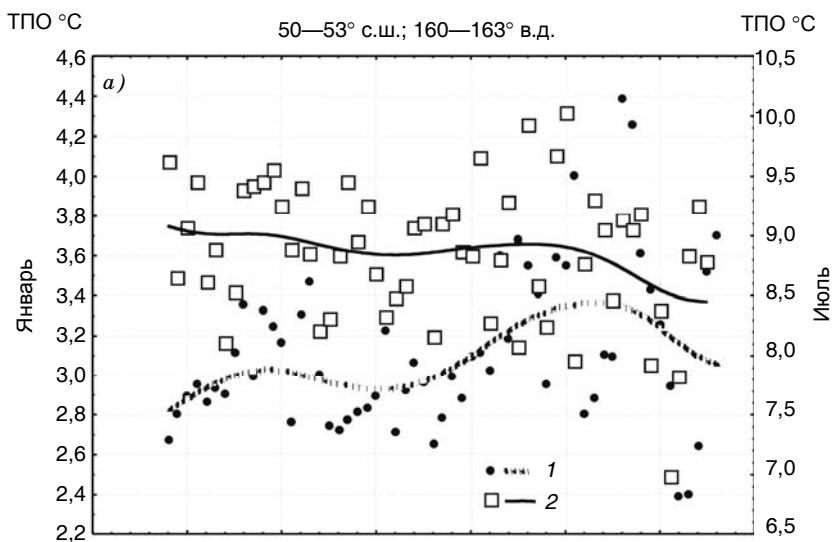


Рис. 4. Тренды месячных ТПО в северной части Тихого океана.
1 — январь, 2 — июль.

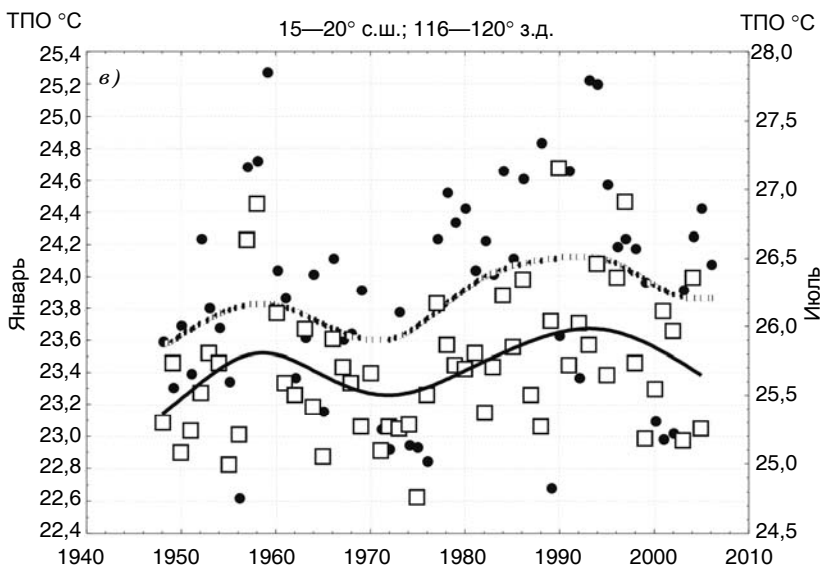


Рис. 4. Продолжение.

70-х годов, которое затем переходит в слабо выраженное потепление. Можно предположить, что и здесь большая межсезонная разница в скорости потепления объясняется тем, что охлаждающаяся поверхность океана оказывает заметное влияние на климат побережья зимой, несмотря на влияние парникового эффекта.

Южная часть Тихого океана

Анализ аномалий ТПО, проведенный в настоящей работе, позволяет на фоне повсеместного повышения ТПО в Южном полушарии выделить две области отрицательных трендов (рис. 6). Первая из них охватывает район, прилежащий к тихоокеанскому побережью Перу и Чили, вторая расположена между Новой Зеландией и Антарктидой.

Первая область известна как зона апвеллинга и район зарождения явления Эль-Ниньо. Указанный регион также рассматривается как вероятная область подъема глубинных вод глобального

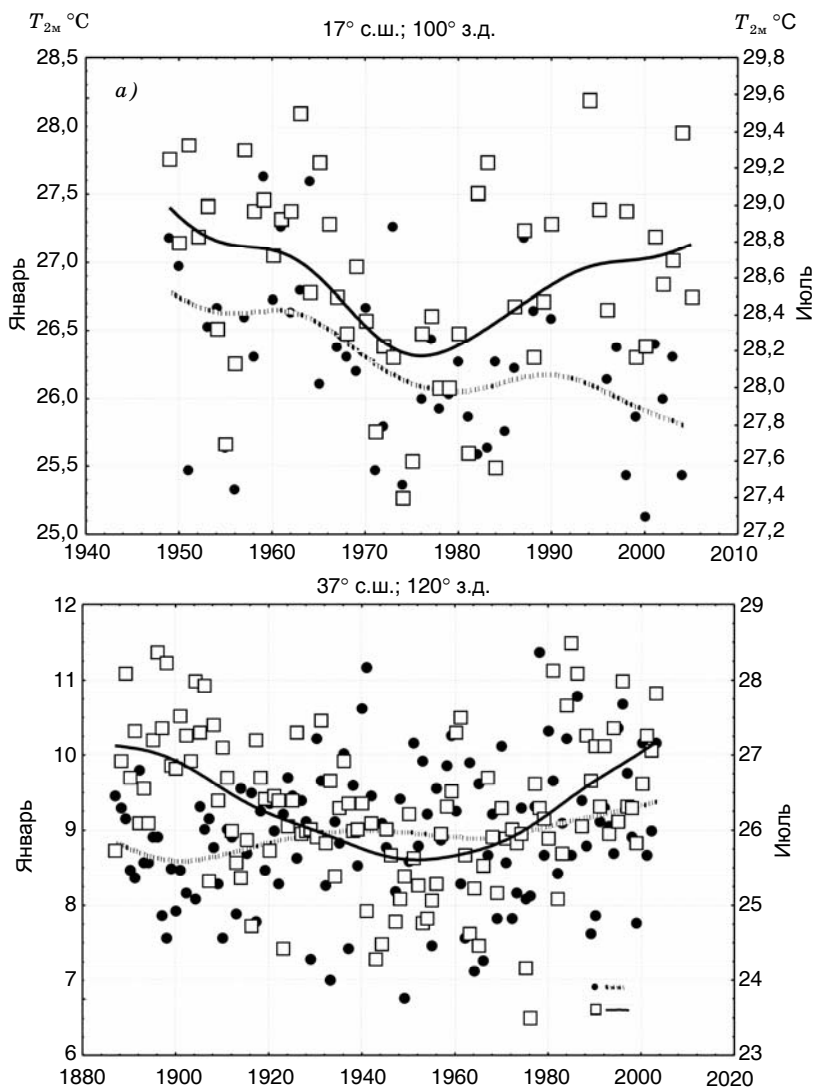


Рис. 5. Тренды месячной температуры приземного воздуха на станциях тихоокеанского побережья Северной Америки.

a — Акапулько, Мексика (17° с. ш., 100° з. д.), *б* — Фресно, США (37° с. ш., 120° з. д.).
 1 — январь, 2 — июль.

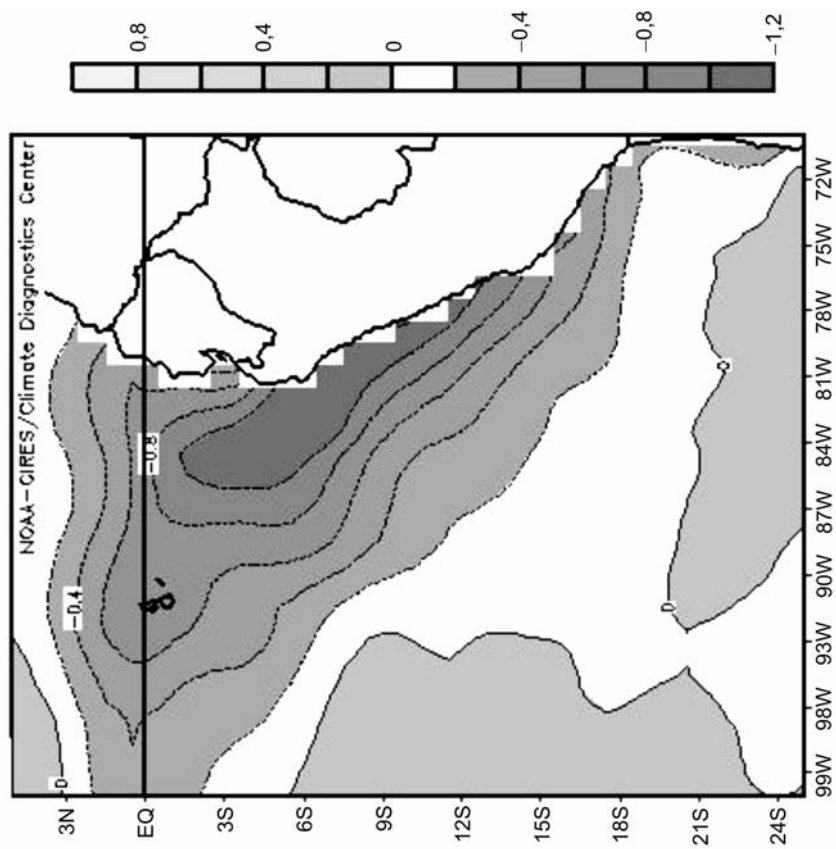
конвейерного течения в теории Брокера (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991). Проведенный анализ показывает, что в данном районе наблюдается наиболее существенное понижение ТПО по всему Мировому океану. Здесь отрицательные аномалии ТПО за последние пять лет достигают $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 6 а). Для сравнения отметим, что соответствующая отрицательная аномалия у берегов Антарктиды составляет лишь $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На рис. 7 представлены результаты сравнения трендов температуры на суше и на поверхности океана, относящихся к территории Перу. Месячные значения ТПО (рис. 7 а) как в летний, так и в зимний сезон согласованно возрастали до начала 80-х годов, а затем также согласованно убывали до настоящего времени. Важно отметить, что понижение значений ТПО, начавшееся в начале 80-х годов, происходило монотонно и достигло примерно $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Из рис. 7 а видно, что метод нелинейного тренда позволяет сгладить климатический ряд ТПО до такой степени, что межгодовые колебания, включая те, которые связаны с Эль-Ниньо, удается исключить. Оставшаяся аномалия отражает долгопериодное климатическое колебание ТПО в данном районе.

Аналогичным образом вел себя температура приземного воздуха, полученная на ст. Лима (рис. 7 б). Переход к понижению температуры воздуха в январе относится к началу 80-х годов, а в июле — к концу 80-х годов. Тренды температуры изменялись как в случае приземной температуры воздуха, так и в случае ТПО примерно на $1\text{—}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ за $15\text{—}20$ лет.

Наши расчеты показали, что в экваториальном поясе, где развивается Эль-Ниньо, можно выделить две области: восточная область понижения ТПО ($80\text{—}93^{\circ}$ з. д.) и западная область преимущественного повышения ТПО ($150\text{—}180^{\circ}$ з. д.). Изменения ТПО в восточном секторе достигают $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в западном — только $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эти изменения ведут к заметному увеличению градиента ТПО между восточным и западным сектором тропиков в Тихом океане. Как известно (Trenberth, 2001), этот градиент определяет атмосферную циркуляцию Уокера, вызывающую пассатные ветры, дующие в область низкого давления, которая расположена на западе тропической зоны. Пассаты, в свою очередь, приводят в движение пассатное поперечное течение океана. Следовательно, полученные результа-

a)



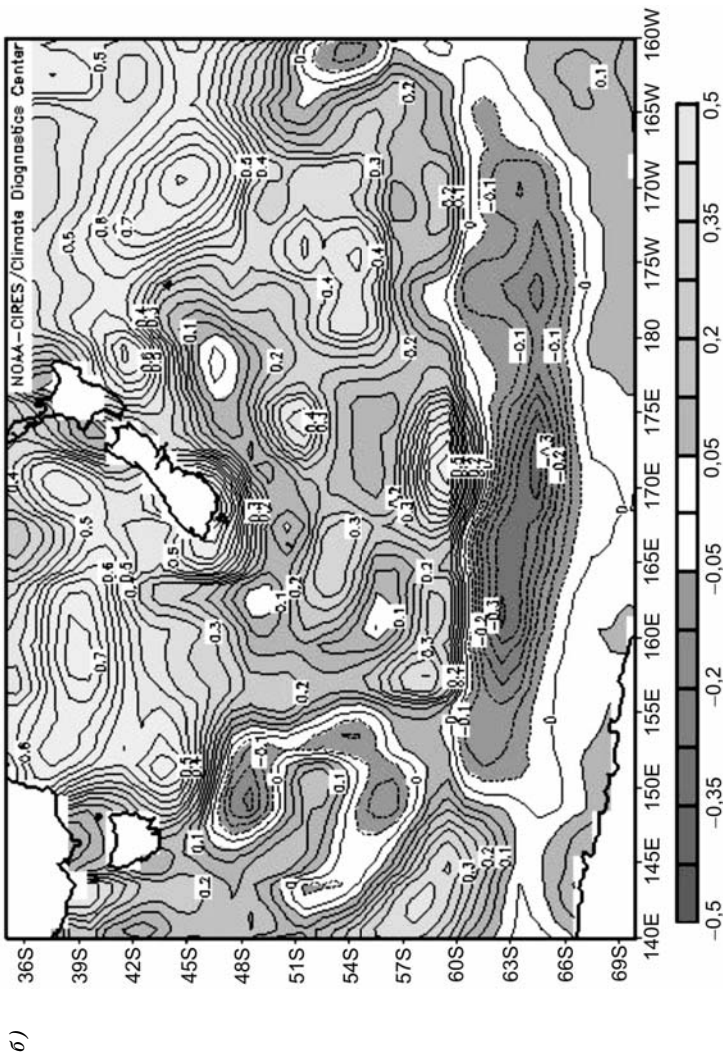


Рис. 6. Поле аномалий месячных значений ТПО ($^{\circ}\text{C}$) в южной части Тихого океана, осредненных за май—сентябрь 2001—2005 гг., по отношению к климатическому среднему за 1960—2000 гг. у побережья Южной Америки (а) и между Антарктидой и Новой Зеландией (б). Штриховыми изолиниями выделены области понижения ТПО.

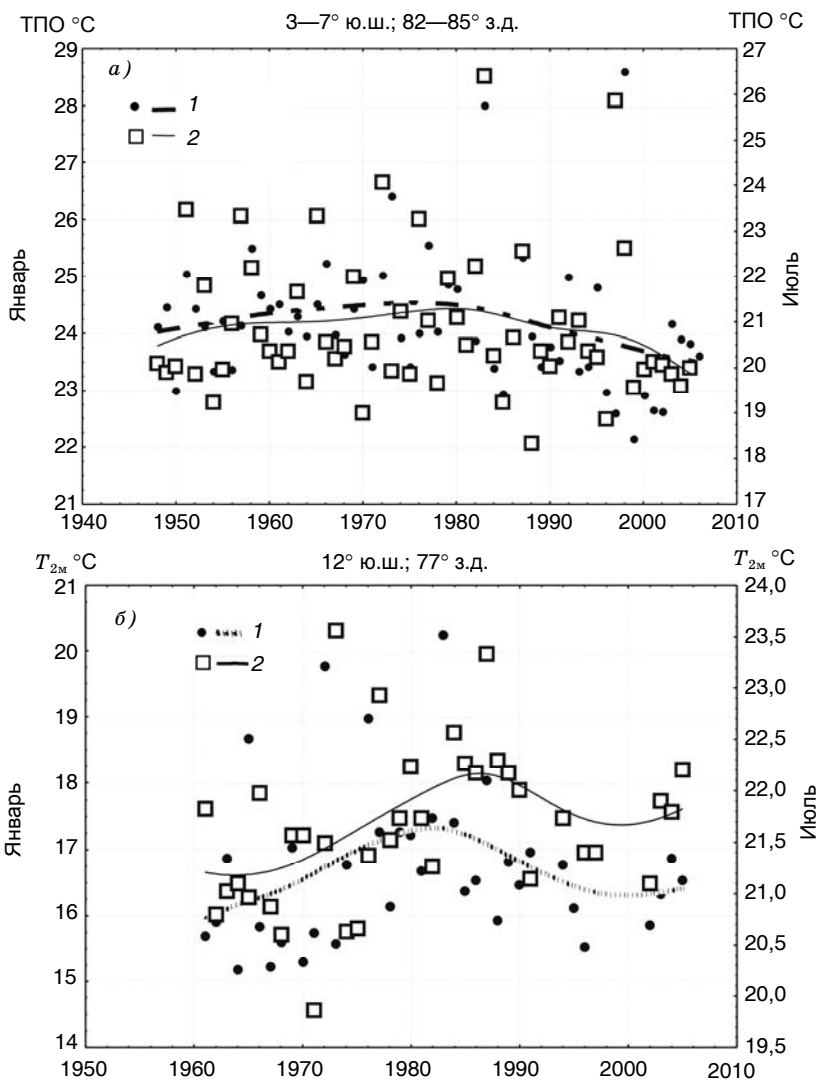


Рис. 7. Сравнение трендов месячных температур у тихоокеанского побережья Южной Америки.

a — ТПО, *b* — приземная температура воздуха на ст. Лима (Перу).

1 — январь, 2 — июль.

ты позволяют говорить об ускорении этого течения, которое является важной составной частью ГКТ. Это означает, что поднимающиеся более холодные глубинные воды будут перемещаться по поверхности Мирового океана быстрее, чем прежде.

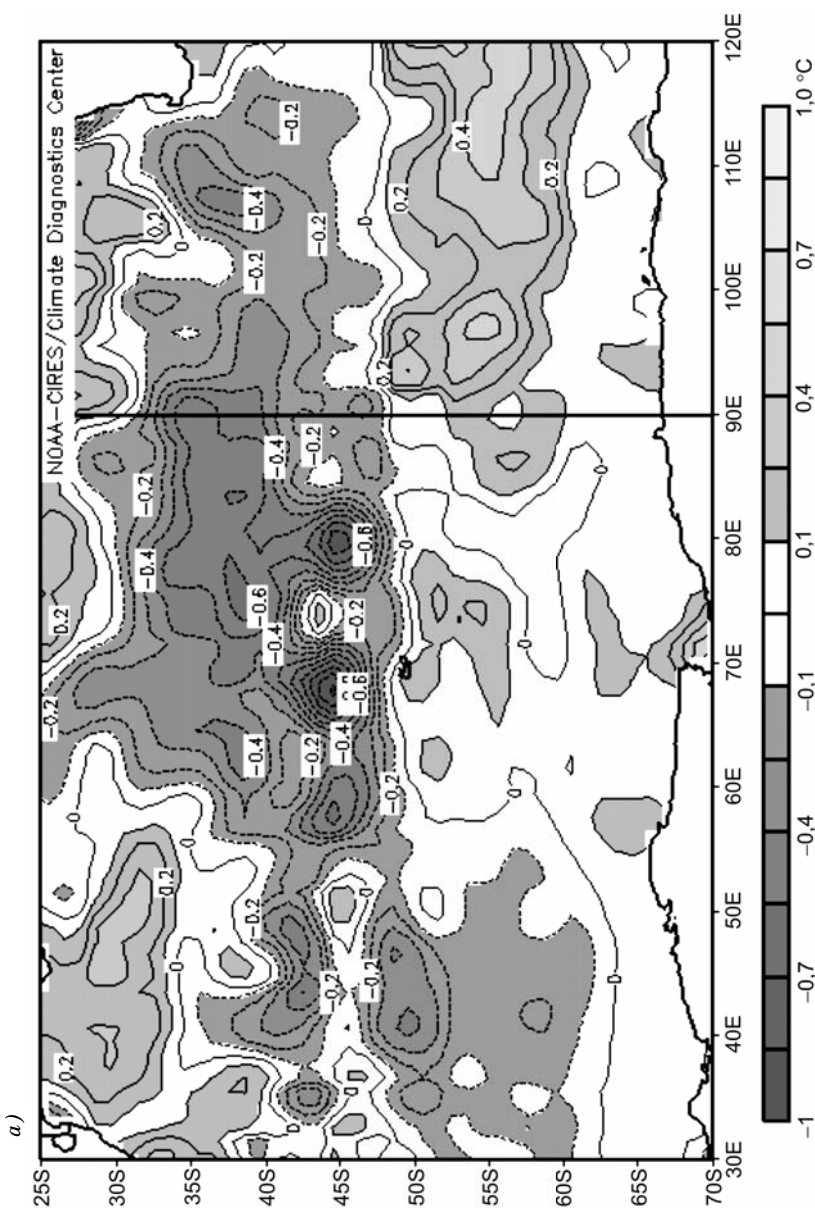
В связи с выявлением охлаждения поверхностных вод в районе, расположенном между Новой Зеландией и Антарктидой, нами были проведены расчеты трендов для температуры приземного воздуха на станциях Кэмпбелл, Новая Зеландия (52° ю. ш., 169° в. д.), и Мак-Мердо, Антарктида (79° ю. ш., 168° в. д.). На ст. Кэмпбелл понижение температуры как зимой, так и летом началось в середине 80-х годов и составило примерно 0,3 °С. На ст. Мак-Мердо понижение температуры как зимой, так и летом началось позже, в середине 90-х годов, но оказалось более заметным. Оно составило примерно 0,6 °С.

Южный океан

В некоторых районах Индийского и Атлантического океанов, расположенных в Южном полушарии, обнаруживается тенденция понижения ТПО (рис. 8). Схема ГКТ, представленная Брокером, предполагает наличие области подъема глубинных вод не только в Тихом, но и в Индийском океане. Кроме того, климатологи обсуждают явление малого Эль-Ниньо, происходящего в Индийском океане к югу от полуострова Индостан (Trenberth, 2001).

На рис. 8 *a* представлены обнаруженные аномалии ТПО в холодный период года. Эти аномалии относятся к южной части Индийского океана и составляют около 0,4 °С, однако максимальные значения достигают 0,6 °С. Таким образом, этот район Индийского океана занимает второе место по величине охлаждения вод (малое Эль-Ниньо) после района перуанского побережья, связанного с формированием Эль-Ниньо.

Для прямоугольной области были вычислены месячные значения ТПО и проанализированы тренды (рис. 9 *a*). Полученные результаты показывают, что охлаждение поверхностных вод в этой части Индийского океана происходит как в теплый, так и в холодный период года. Систематическое понижение ТПО нача-



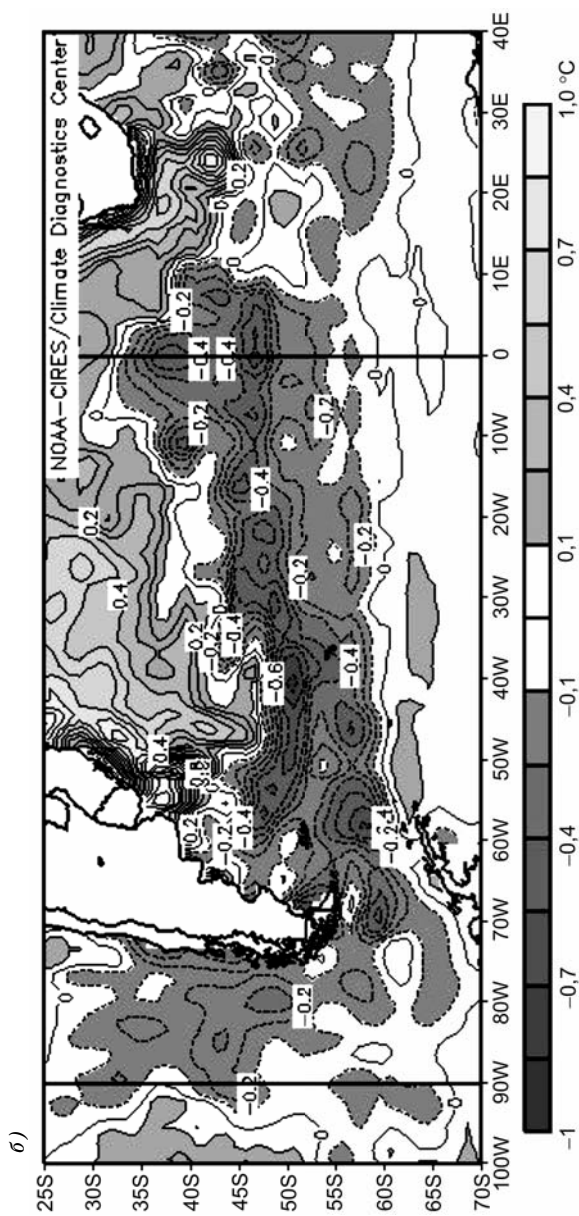


Рис. 8. Поле аномалий месячных значений ТПО (°C), осредненных за май—сентябрь 2001—2005 гг., по отношению к климатическому среднему за 1960—2000 гг. в южной части Индийского (а) и Атлантического (б) океанов.

Штриховыми изолиниями выделены области убывания ТПО.

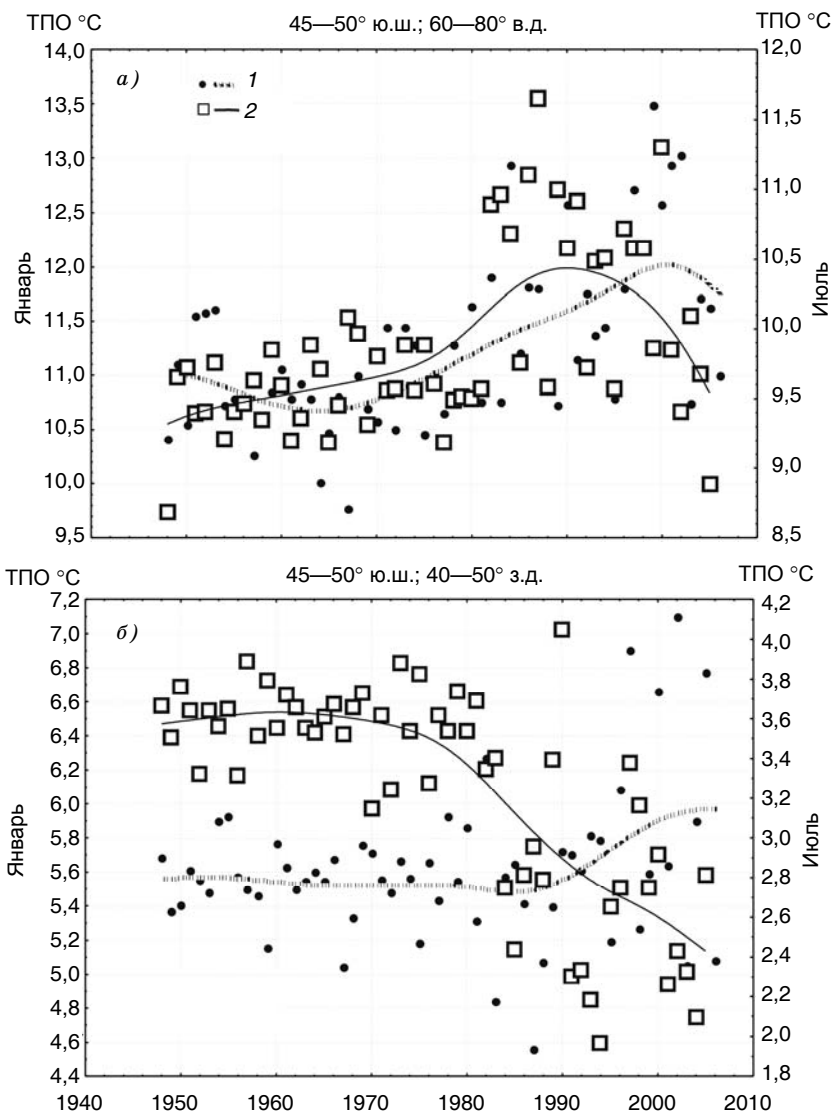


Рис. 9. Тренды месячных ТПО в южной части Индийского (а) и Атлантического (б) океанов.

1 — январь, 2 — июль.

лось в начале 90-х годов в холодный период года, а в начале этого столетия — и в теплый период.

В Южной Атлантике, между Южной Америкой и Антарктидой, была выявлена другая область убывания ТПО (см. рис. 8 б) в холодный период года, в которой аномалии ТПО достигают $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, хотя в среднем составляют $0,2\text{—}0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Здесь также для прямоугольной области были вычислены месячные значения ТПО и проанализированы тренды (рис. 9 б). Полученные результаты показывают, что охлаждение поверхностных вод в этой части Атлантического океана началось в середине 60-х годов и продолжается до настоящего времени в холодный период года. За это время тренд показывает понижение сглаженных значений ТПО на $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Напротив, в теплый период года наблюдается потепление, начавшееся примерно в 1990 г. Его величина приблизительно в два раза меньше, чем связанная с похолоданием зимой.

Приведенные результаты по Южной Атлантике позволяют сделать вывод, что выявленный регион, вероятно, также представляет собой область выхода глубинных вод ГКТ.

Заключение

За последние 10—15 лет произошли заметные изменения тренда ТПО в различных районах Мирового океана. В этой связи следует отметить работу Бышева и др. (2006), где представлен анализ временных рядов температуры воздуха у поверхности океана и прилежащих участков суши. Выявлены зоны охлаждения поверхностных вод в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Положение этих зон в целом соответствует теории глобального конвейерного течения (ГКТ), развитой Брокером. Зоны отрицательных трендов ТПО сопряжены с территориями на суше, где отмечается похолодание климата. Этот феномен наблюдается на тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки, в Новой Зеландии и Антарктиде. Показано, что контраст ТПО между восточной и западной частью тихоокеанских тропиков возрастает начиная примерно с 1980 г. Этот контраст вызывает ускорение атмосферной циркуляции Уокера и процесса распространения более холодных глубинных вод по поверхности Мирового океана.

Важно отметить, что в большинстве выявленных зон Мирового океана наблюдались положительные тренды ТПО в период с начала 50-х годов (до этого времени не везде были надежные данные наблюдений) до конца 70-х годов. Если теперь принять во внимание, что начало современного потепления климата обычно относят к середине 70-х годов, то можно предположить, что потепление океана должно было опережать его на 50—60 лет. Именно столько времени требуется ГКТ на распространение глубинных вод на акватории Мирового океана (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991). В частности, в работе Покровского (2005а) было показано, что транспорт теплых поверхностных вод в Атлантическом океане с юга на север занимает около 30 лет.

Резюмируя вышесказанное, можно заключить, что зоны отрицательных трендов ТПО могут рассматриваться в качестве ранних индикаторов будущих изменений климата. Следующим шагом должно стать детальное изучение изменений атмосферной циркуляции, вызванное указанными изменениями ТПО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., 2006. О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океанами и материками. — *Океанология*, т. 46, № 2, с. 165—177.

Покровский О. М., 2005. Изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике и колебания климата Европы. — *Исследования Земли из космоса*, № 4, с. 24—34.

Покровский О. М., 2005а. Температура поверхности океана как индикатор естественных колебаний климата в умеренных и высоких широтах северного полушария. — *Исследования Земли из космоса*, № 6, с. 3—13.

Покровский О. М., Махоткина Е. Л., Покровский И. О., Рябова Л. М., 2004. Тенденции межгодовых колебаний составляющих радиационного баланса и альbedo поверхности суши на территории России. — *Метеорология и гидрология*, № 5, с. 37—46.

Broecker W. S., 1991. The great ocean conveyor. — *Oceanography*, v. 4, p. 79—89.

Broecker W. S., Peteet D. M., Rind D., 1985. Does the ocean—atmosphere system have more than one stable mode of operation? — *Nature*, v. 315, p. 21—26.

Cubasch U., Voss R., 2000. The influence of total solar irradiance on climate. — *Space Sci. Rev.*, v. 94, p. 185—198.

Dickson B. et al., 2002. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. — *Nature*, v. 416, p. 832—837.

Draper N., Smith H., 1981. *Applied regression analysis*, second edition. — Wiley, 1981, v.1. — 467 p.

Frohlich C., Lean J., 1998. The Sun's total irradiance: cycles, trends and related climate change uncertainties since 1976. — *Geophys. Res. Lett.*, v. 25, p. 4377—4380.

Hansen B., Kristiansen R., 1999. Variations of the Faroe Bank Channel overflow. — *Rit Fiskideildar*, v. 16, p. 13—21.

Hoyt D. V., Schatten K. H., 1993. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700—1992. — *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 18 895—18 906.

Jones P. D. et al., 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. — *Rev. Geophys.*, v. 37, p. 173—199.

Joos F., Bruno M., 1998. Long-term variability of the terrestrial and oceanic carbon sinks and the budgets of the carbon isotopes ^{13}C and ^{14}C . — *Global Biogeochem. Cycles*, v. 12, p. 277—295.

Kalnay E. et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. — *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 77, p. 437—471.

Østerhus S., Gammelsrød T., 1999. The Abyss of the Nordic Seas is warming. — *J. Climate*, v. 12, p. 3297—3304.

Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S., Rohardt G., 2004. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements. — *J. Geophys. Res.*, v. 109, p. 2925—2948.

Sorensen B., 1979. *Renewable Energy*. — Academic Press, 683 p.

Stott P. A. et al., 2001. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. — *Science*, v. 290, p. 2133—2137.

Tett S. F. B. et al., 1999. Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. — *Nature*, v. 399, p. 569—572.

Trenberth K. E., 2001. Earth System Processes. — In: *Encyclopedia of Global Environmental Change / T. Munn (Ed. in Chief)*. V. 1. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. — John & Sons Ltd., p. 13—30.

**ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА ЗАБАЙКАЛЬЯ
ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА ПО ДАННЫМ
НАБЛЮДЕНИЙ И ОЖИДАЕМЫЕ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ
В ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА**

*А. В. Мещерская¹, В. А. Обязов², Э. Г. Богданова¹,
В. М. Мирвис¹, Б. М. Ильин¹, Н. И. Сницаренко²,
М. П. Голод¹, А. А. Смирнова¹, А. И. Обязова²*

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: avmeshcher@mail.ru

² Забайкальское УГМС
672038 Чита-38, ул. Новобульварная, 165
e-mail: zabugms@mail.chita.ru

Поступила в редакцию 15.10.2008

Введение

В 2008 г. опубликован «Оценочный доклад об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации» (Оценочный доклад, 2008). В первом томе этого доклада (глава 3) приведены обобщающие материалы, характеризующие по эмпирическим данным изменения большого числа гидрометеорологических величин на территории России преимущественно во второй половине XX века.

Публикация этого климатического обобщения не исключает дополнительного анализа региональных изменений климата, который позволяет привлечь большой объем информации и учесть особенности местных условий. В приведенных ниже результатах анализа изменений климата Забайкалья корректировка касается изменений скорости ветра, осадков, облачности и снежного покрова.

Характерные черты климата Забайкалья хорошо известны и рассмотрены в многочисленных публикациях. Предметом данной работы является, прежде всего, не климат Забайкалья, а его изменения за период с 1936 по 2007 г. и более короткие периоды.

В работе использованы данные десяти длиннорядных метеорологических станций, равномерно расположенных по террито-

рии Читинской области и Республики Бурятия. Массив исходных данных включал суточные и срочные данные за 1936—2000 гг., подготовленные во ВНИИГМИ—МЦД (Разуваев и др., 1995), а также данные месячного и сезонного осреднения, продленные для большинства метеорологических величин до 2007 г. Анализ изменения характеристик снежного покрова выполнен по данным наблюдений 48 метеорологических станций.

Оценки изменения климатических характеристик получены путем расчета и анализа линейных трендов.

1. Изменения температурного режима

Согласно оценочному докладу (Оценочный доклад, I том, 2008), Забайкалье, наряду с другими районами Восточной Сибири и Северо-Западом европейской части России (ЕЧР) относятся к регионам с наиболее значительным повышением температуры воздуха за последние десятилетия. Однако хорошо известно, что количественные оценки изменения температуры воздуха существенно зависят от сезона и длины рассматриваемого периода.

В тщательно выполненной по суточным данным работе (Мирвис, 1999) показано, что в течение XX столетия на территории России в годовом цикле статистически значимый максимум потепления пришелся на март — апрель и декабрь — начало января. Однако более общепринято мнение (Груза, Ранькова, 2003), что, по крайней мере, во второй половине XX века наибольшее потепление климата на территории России наблюдалось зимой. Применительно к последнему 30-летнему периоду этот вывод частично изменился (Оценочный доклад, I том, 2008). Если на ЕЧР максимальное потепление по-прежнему приходится на зимние месяцы, то в Сибири (кроме Приамурья и Приморья) наибольшее повышение температуры воздуха произошло весной и летом. Это подтверждает рис. 1, на котором приведены временные ряды зимней, летней и среднегодовой температуры воздуха в Чите за 1891—2007 гг. и за период с 1988 по 2007 г. За длинный ряд лет повышение температуры воздуха составило 2,8 °С зимой, 0,6 °С летом и 1,6 °С за год. Однако за двадцатилетие — с 1988 по 2007 г. — повышение зимней температуры воздуха замедлилось. Увеличение среднегодовой температуры воздуха в Чите на 0,8 °С за этот короткий период в основном определялось резким повышением летней температуры воздуха — на 2,3 °С.

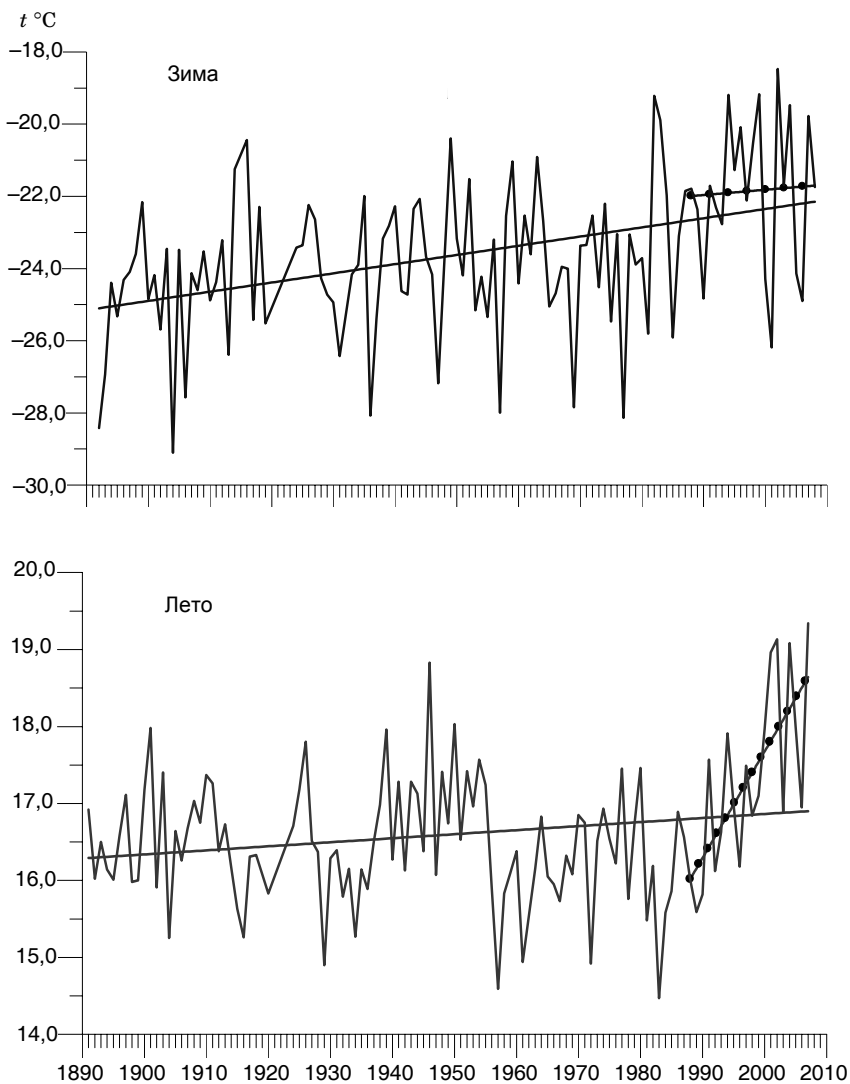


Рис. 1. Временные ряды зимней (декабрь—февраль), летней (июнь—август) и средней годовой температуры воздуха за 1891—2007 гг. и линейные тренды этих рядов за весь период и за 1888—2007 гг. в Чите.

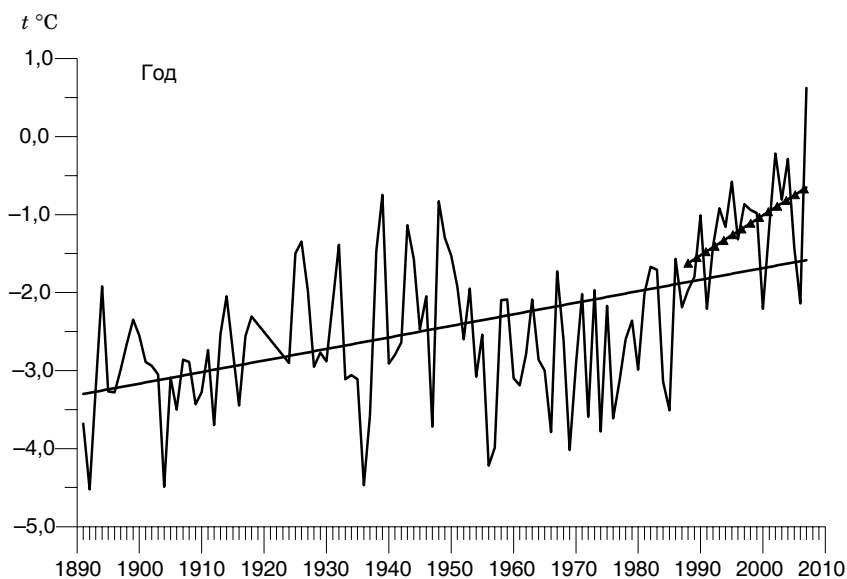


Рис. 1. Продолжение.

На рис. 2 представлено изменение температуры воздуха в Чите и Улан-Удэ по месяцам годового цикла. Повышение температуры воздуха произошло во все месяцы года. За рассматриваемый 33-летний период наиболее выражено потепление в феврале: на 4,8 °С в Чите и на 4,1 °С в Улан-Удэ. Наименьшее повышение температуры отмечается в ноябре и декабре (на 0,7—0,8 °С). В Чите изменения температуры воздуха статистически значимы во все месяцы, кроме ноября и декабря. Анализ изменения температуры воздуха по другим станциям Забайкалья можно найти в работе Обязова (1996а).

Помимо изменений средних значений температуры воздуха, рассмотрены изменения экстремальных значений суточных минимумов температуры воздуха. На рис. 3 приведены абсолютные минимумы температуры воздуха (кривые 1 и 2) и абсолютные максимумы минимальной температуры воздуха (кривые 3 и 4) в Чите для каждых суток года, выбранные по данным 30-летия с 1961 по 1990 г. (кривые 1 и 3) и 9-летия с 1998 по 2006 г. (кривые 2 и 4).

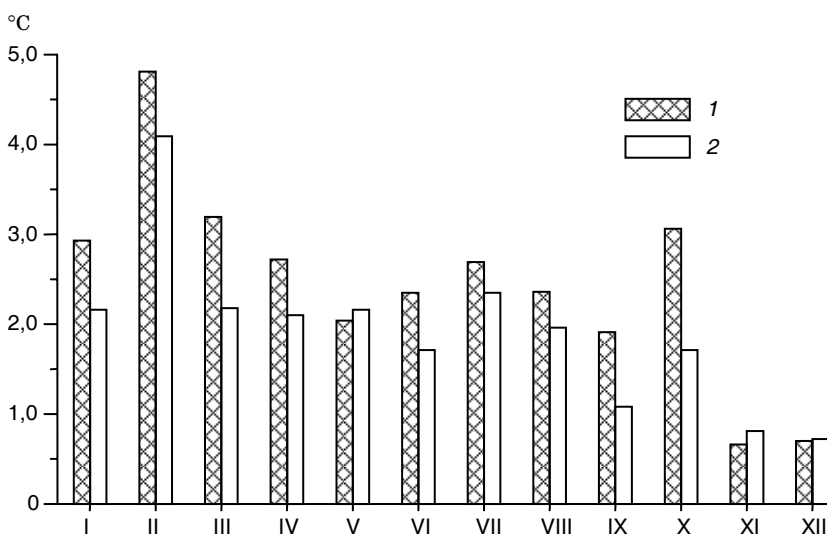


Рис. 2. Изменение температуры воздуха (°C) за 1975—2007 гг. в Чите (1) и Улан-Удэ (2) по месяцам годового цикла.

В совокупности кривые 1, 3 и 2, 4 характеризуют изменения размаха распределения минимальных температур воздуха за 30-летний и 9-летний периоды. Все четыре кривые аппроксимированы 15-суточными скользящими средними.

Из рис. 3 видно, что для всех дней года абсолютные суточные минимумы из 30-летнего периода (см. кривую 1) всегда ниже абсолютного минимума из последнего 9-летия (см. кривую 2). Это является еще одним свидетельством потепления климата Забайкалья, хотя определенную роль может играть разная длина периодов.

Что касается абсолютных максимумов минимальной температуры воздуха, то для обоих рассмотренных периодов они различаются мало (см. кривые 3 и 4).

С практической точки зрения представляет интерес изменение дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0, 5 и 8 °C весной и осенью и изменение продолжительности теплого периода с температурой воздуха устойчиво выше 0 °C, вегетационного периода с температурой воздуха устойчиво выше 5 °C и отопительного периода с температурой воздуха ниже 8 °C. Мето-

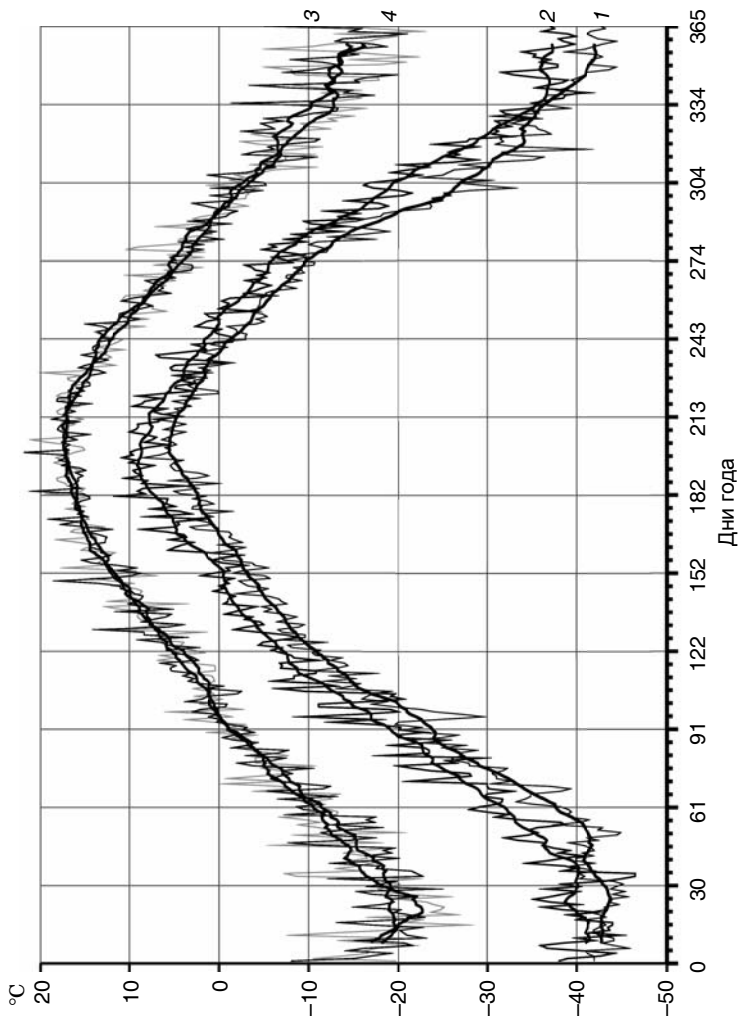


Рис. 3. Годовой ход экстремальных значений суточных минимумов температуры воздуха, наблюдавшихся в Чите в периоды 1961—1990 и 1998—2006 гг.
 1 и 2 — абсолютные минимумы температуры воздуха за 1961—1990 гг. (1) и 1998—2006 гг. (2), 3 и 4 — абсолютные максимумы минимальной температуры воздуха за 1961—1990 гг. (3) и 1998—2006 гг. (4).

дика расчета этих характеристик по суточным данным о температуре воздуха подробно изложена в работе Мирвис и др. (1996).

Оценки изменения продолжительности перечисленных периодов выполнены в двух вариантах. Первый состоял в расчете линейных трендов рядов продолжительности периодов, второй — в расчете разностей средних многолетних значений продолжительности перечисленных периодов за два временных интервала — 10-летие (с 1998 по 2007 г.) и 30-летие (с 1961 по 1990 г.), рекомендованных ВМО для расчета норм метеорологических величин.

Результаты расчетов для Читы и Улан-Удэ приведены в табл. 1. Ее анализ показывает, что за 33 года продолжительность теплого периода увеличилась в Чите на 19 дней, а в Улан-Удэ на 15 дней. Продолжительность вегетационного периода в этих городах выросла на 11 и 10 дней соответственно, а продолжительность периода с температурой воздуха ниже 8 °С уменьшилась на 11 и 12 дней.

Таблица 1

Изменение продолжительности периодов (число дней) со средней суточной температурой воздуха выше 0, 5 °С и ниже 8 °С

Предел, °С	Период					
	1961— 1990, средние	1975—2007			1998— 2007, средние	Разность за 1998— 2007 и 1961— 1990 гг.
		Средние	95 %-ный довер. ин- тервал	Линейный тренд (за 33 года)		
	<i>Чита</i>					
>0	182	189	4,0	19	194	12
>5	145	150	2,9	11	154	9
<8	125	128	3,1	-11	135	-10
	<i>Улан-Удэ</i>					
>0	191	196	4,6	15	198	7
>5	154	159	3,1	10	162	8
<8	132	135	3,6	-12	140	-8

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые изменения продолжительности периодов заданных пределов.

Оценки разностей продолжительности теплого, вегетационного и отопительного периодов за последние 10 лет и за 30 лет (второй вариант расчетов) соответствуют несколько меньшим, но достаточно близким значениям, полученным в первом варианте расчетов, по крайней мере в Чите (сравните 5-й и 7-й столбцы).

2. Изменение характеристик ветра

Переходя к оценкам изменения ветрового режима на территории Забайкалья, очень кратко остановимся на особенностях годового цикла средней месячной скорости ветра. На всех рассмотренных станциях максимум средней месячной скорости ветра приходится на апрель—май, а минимум — на зимние месяцы. Такой годовой цикл скорости ветра определяется циркуляционными условиями, в частности развитием зимой сибирского антициклона. Известно, что на большей части европейской территории России годовой цикл среднемесячной скорости ветра существенно иной. Он характеризуется максимальной скоростью ветра зимой и минимальной — летом.

В данной работе рассмотрено изменение во времени двух характеристик: среднегодовой скорости ветра и числа штилей. Для количественной оценки этих изменений исходные ряды аппроксимировались прямой и рассчитывалось отношение первого значения тренда к последнему.

За период 1936—2007 гг. скорость ветра уменьшилась на шести из десяти станций, не изменилась на двух и увеличилась также на двух станциях.

На рис. 4 для примера представлены ряды и линии регрессии среднегодовой скорости ветра на станциях Баргузин, Чита и Улан-Удэ. Самое значительное уменьшение скорости ветра за рассматриваемый период произошло на станции Баргузин, где скорость ветра уменьшилась в 3,8 раза, или на 3,1 м/с. Существенно уменьшилась также скорость ветра на станции Кыра: в 2,7 раза, или на 1,6 м/с. В Улан-Удэ скорость ветра уменьшилась в 1,6 раза. Увеличение скорости ветра выявлено только в Чите и в Чаре (в 1,2 раза). К сожалению, данные именно этих двух станций Забайкалья использованы при построении рис. 3.32 из I тома

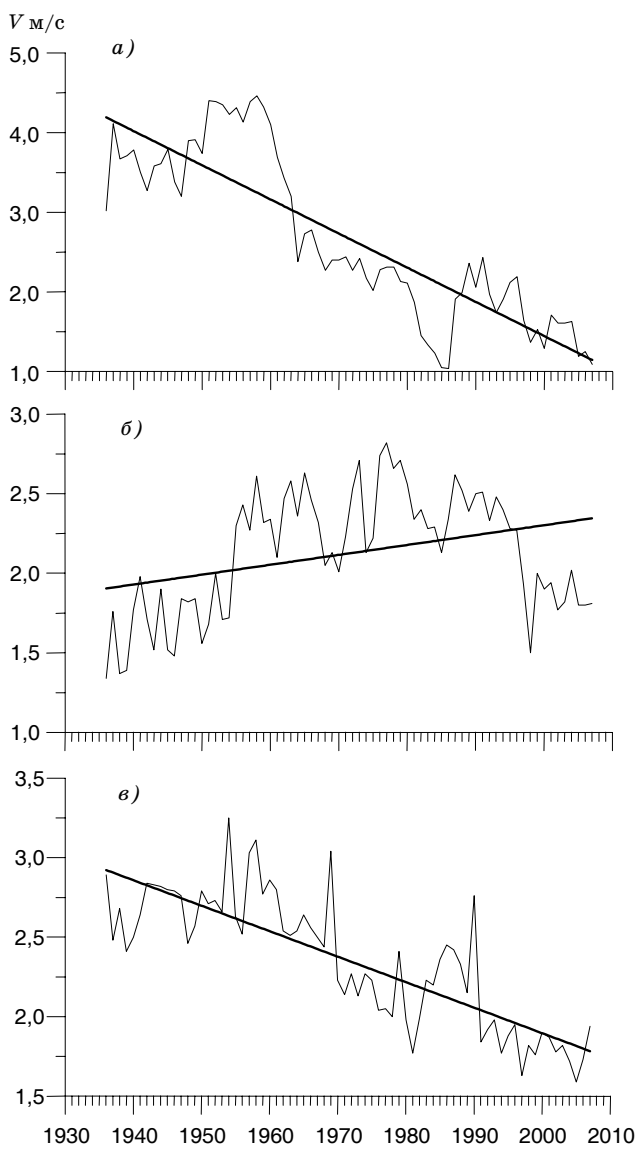


Рис. 4. Средняя годовая скорость ветра.
a — Баргузин, *б* — Чита, *в* — Улан-Удэ.

Оценочного доклада (2008). Для Забайкалья более характерно уменьшение скорости ветра в 1936—2007 гг., а не увеличение.

Следует заметить, что преимущественное уменьшение скорости ветра типично почти для всей территории России, особенно для внутриматериковых районов (Мещерская и др., 2006; Баранова и др., 2007). Причины этой закономерности не совсем ясны. Они не связаны с заменой флюгера на анеморумбометр, поскольку при расчетах трендов показания анеморумбометра приводились к показаниям флюгера, что обеспечивало однородность исходных рядов.

Возможно, уменьшение скорости ветра на территории России произошло вследствие повсеместного падения давления и уменьшения барических градиентов, особенно в области сибирского максимума (Баранова и др., 2007).

Забайкалье, вообще, отличается большим числом штилей. За период с 1936 по 2000 г. среднее число штилей на некоторых станциях близко к 50 % общего числа срочных измерений скорости ветра. К таким станциям относятся Чара (54 %), Могоча (49 %), Троицкий Прииск (48 %). В Чите, Сретенске и Баргузине число штилей близко к 30 %.

Для Забайкалья, как и для всей территории России, характерно уменьшение числа штилей в 1936—2000 гг. Из десяти рассмотренных станций число штилей уменьшилось на восьми. Рекордсменом является Чита, где за указанный период число штилей уменьшилось в пять раз (рис. 5). Почти в два раза уменьшилось число штилей в Борзе, Чаре и Троицком Прииске.

Одна из причин уменьшения числа штилей состоит в замене флюгера на более чувствительный анеморумбометр. Количественные способы приведения флюгерных наблюдений к анемометрическим в части повторяемости штилей пока не разработаны.

Однако «инструментальная» причина уменьшения числа штилей, очевидно, не единственная: замена флюгера на анеморумбометр была осуществлена в конце 60-х — начале 70-х годов прошлого века, а уменьшение числа штилей на некоторых станциях, например в Чите, началось намного раньше (см. рис. 5).

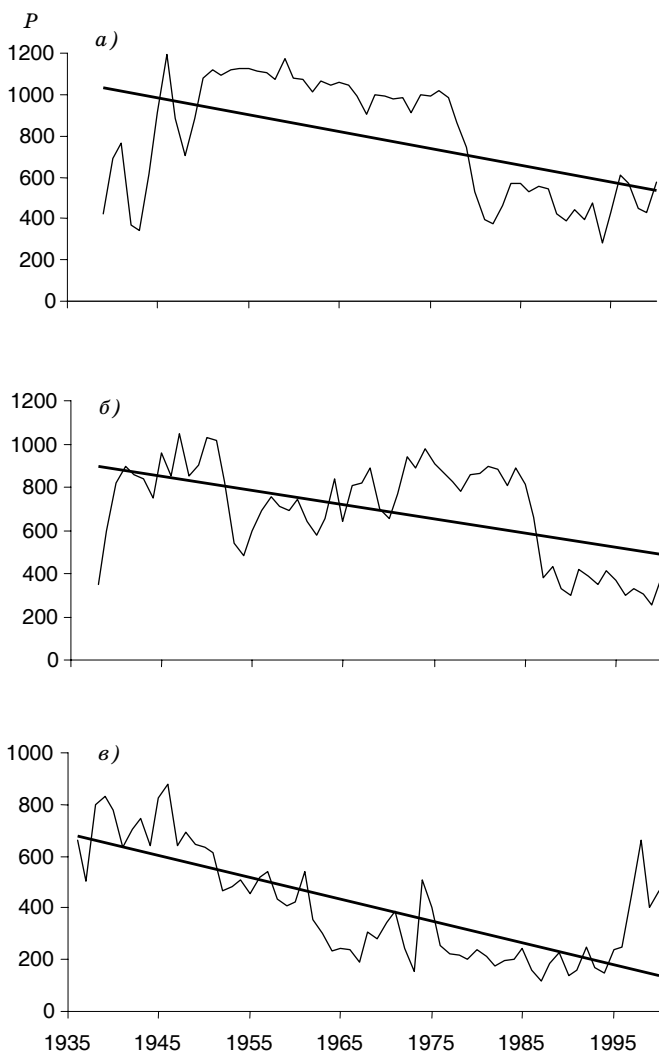


Рис. 5. Число штелей P .
a — Чара, *б* — Троицкий Прииск, *в* — Чита.

Таблица 2

**Годовой цикл среднемесячной скорости ветра (м/с) на станциях
Забайкалья за 1951—2007 гг.**

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Могоча	0,9	1,1	1,9	2,8	2,8	2,1	1,7	1,6	1,8	1,6	1,1	0,8	1,7
Улан-Удэ	1,6	1,6	2,2	3,1	3,0	2,7	2,4	2,2	2,2	2,2	2,1	1,7	2,2
Чара	0,5	0,7	1,4	2,3	2,5	1,9	1,4	1,3	1,5	1,3	0,8	0,5	1,3
Чита	1,2	1,5	2,4	3,4	3,4	2,7	2,2	2,0	2,3	2,2	2,0	1,4	2,2
Борзя	2,0	2,3	3,5	4,7	4,7	3,5	3,0	2,9	3,3	3,3	2,7	2,0	3,2

3. Изменение облачности

Переходя к оценкам изменения облачности в Забайкалье необходимо сделать одно отступление. В архиве ВНИИГМИ—МЦД (Разуваев и др., 1995) результаты срочных наблюдений за облачностью приведены по гринвичскому времени, которое отличается от местного времени в Забайкалье на 8 часов (7-й часовой пояс плюс декретный час). Это обстоятельство учитывалось при выборе сроков наблюдений в Забайкалье таким образом, чтобы они приходились на дневные (12—13 ч) и ночные (24 ч) часы по местному времени.

Расчеты и анализ среднего многолетнего балла облачности (нормы) на станциях Забайкалья по месяцам, за год, а также за теплый и холодный период года с 1936 по 1999 г. выполнены за ночной и дневной сроки наблюдений.

Характерное значение нормы общей облачности в Улан-Удэ и Чите в дневное время составляет 7 баллов в теплый период года и 5—7 баллов в холодный (рис. 6 а). Балл облачности уменьшается с севера на юг. В ночные часы норма на 1—2 балла меньше по сравнению с дневными.

Доля нижней облачности в Улан-Удэ и Чите мала (рис. 6 б), как и на всей территории Забайкалья. Минимальные значения нижней облачности отмечаются ночью в холодную часть года (в Чите норма 0,2—1,0 балл). В теплый период днем характерное значение нормы нижней облачности 4—5 баллов на севере и 3—3,5 балла в центральных и южных районах рассматриваемой территории. В ночные часы нормы нижней облачности несколько

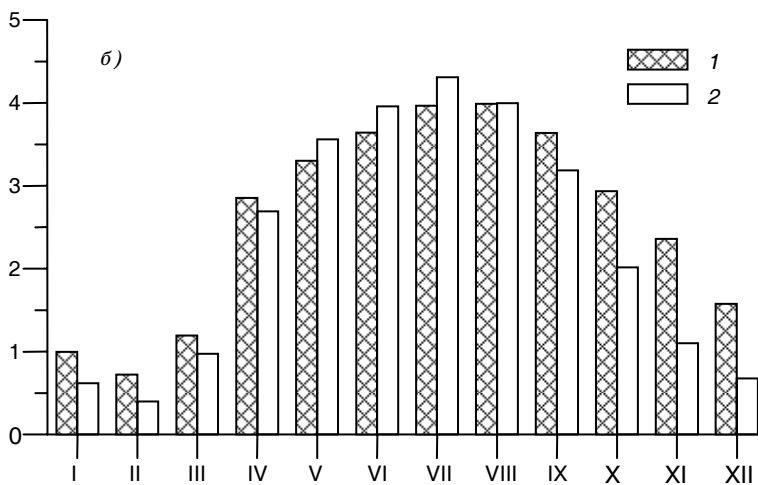
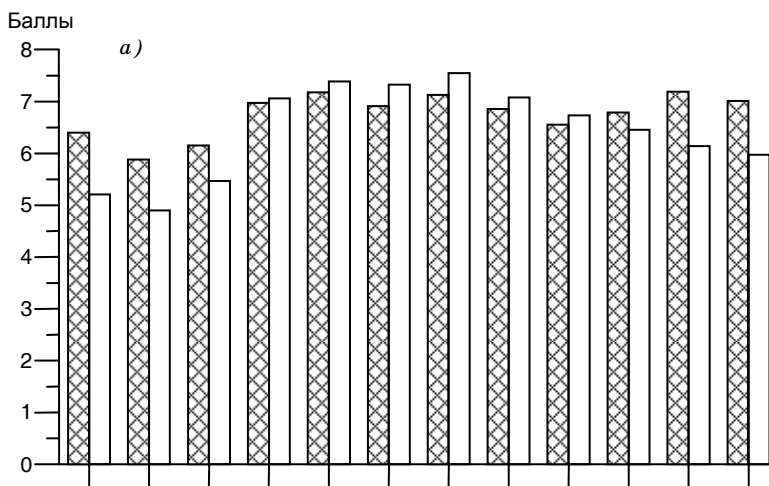


Рис. 6. Годовой цикл общей (*a*) и нижней (*б*) облачности (баллы) по наблюдениям в 13 ч за 1936—1999 гг. на станции Улан-Удэ (1) и в 11 ч на станции Чита (2) (время местное).

меньше, чем в дневные (на 1—2 балла в теплую часть года и еще меньше в холодную).

Расчеты линейных трендов балла нижней и общей облачности в ночные и дневные часы по месяцам и сезонам выявили ряд закономерностей. Нижняя облачность за рассматриваемый период уменьшилась почти на всех метеорологических станциях по наблюдениям за оба срока, но особенно сильно в дневные часы. Общая облачность днем также уменьшилась. Однако в ночное время балл общей облачности увеличился на семи станциях из десяти.

На рис. 7 приведены ряды общей (а) и нижней (б) облачности, осредненной по 10 станциям Забайкалья, по наблюдениям в 12—13 ч местного времени в среднем за год, а также за зимний и летний сезоны с 1936 по 1999 г. Выявилась тенденция к уменьшению общей облачности на 8 % летом, на 9 % зимой и на 5 % за год при средних многолетних значениях общей облачности, равных 7,1; 5,4 и 6,3 балла соответственно. В переходные сезоны общая облачность в Забайкалье также уменьшилась в среднем на 12 % весной и на 10 % осенью. Слабые линейные тренды общей облачности проявились на фоне значительных колебаний.

На рис. 7 б приведены ряды нижней облачности за год и два сезона. Линейные тренды для всех трех рядов отрицательные. Статистически значимое уменьшение нижней облачности составляет соответственно 39, 49 и 30 % от нормы, равной 2,3 балла за год, 0,6 балла за холодную половину года и 4,0 балла за теплую.

Уменьшение нижней облачности, которое наблюдалось почти на всей территории Забайкалья, согласуется с приведенным ниже выводом об уменьшении количества осадков.

4. Анализ изменений характеристик снежного покрова в Забайкалье

По данным 48 метеорологических станций Забайкалья выполнена оценка пространственно-временной изменчивости высоты и продолжительности залегания снежного покрова за период с 1951 по 2007 г. Для оценки временных изменений привлекались также данные, опубликованные в Справочнике по климату СССР (1968). При этом сравнивались характеристики снежного покрова за период с начала наблюдений до 1965 г. с современными данными

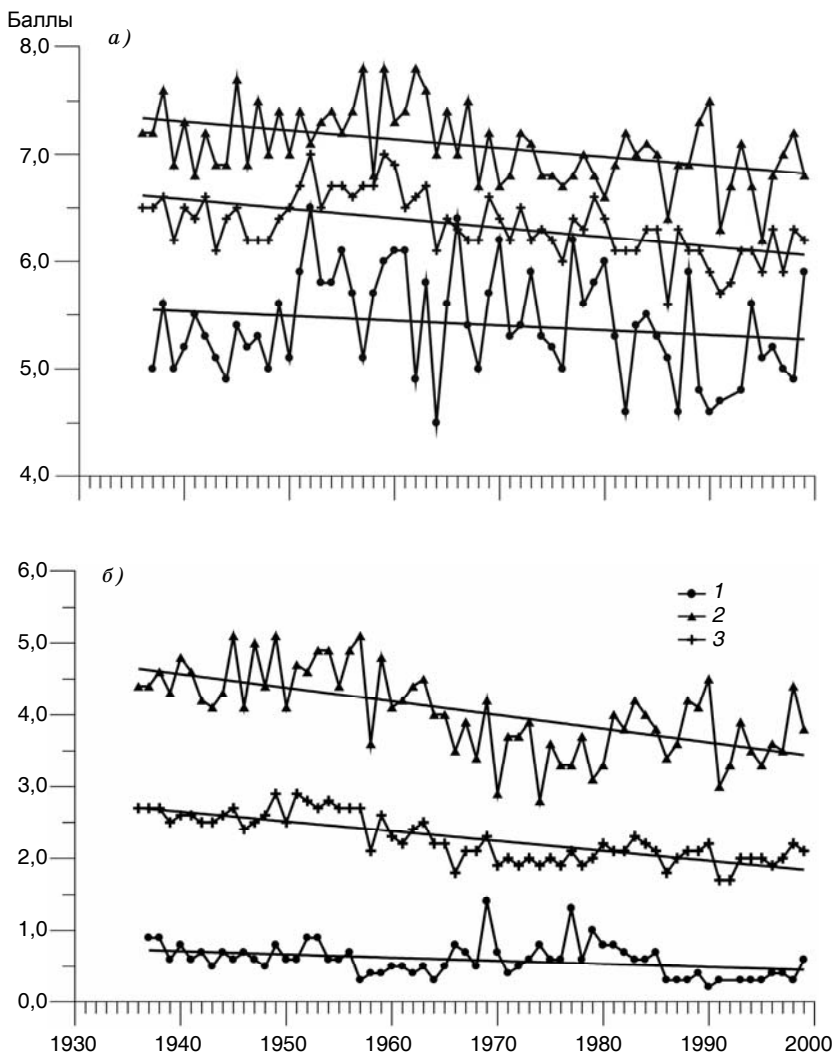


Рис. 7. Временные ряды общей (а) и нижней (б) облачности, осредненной по данным дневных наблюдений на десяти станциях Забайкалья за зимний (декабрь—февраль) (1) и летний (июнь—август) (2) сезоны, а также за год (3).

за период с 1966 по 2007 г. Анализировалась также зависимость высоты и продолжительности залегания снежного покрова от температуры воздуха и количества атмосферных осадков.

Устойчивый снежный покров на территории Забайкалья устанавливается, как правило, в октябре—ноябре. В северных и горно-таежных южных районах периодически отмечается залегание снега в сентябре. Разрушение снежного покрова происходит обычно в марте—апреле, в северных районах — в апреле—мае.

Продолжительность залегания снежного покрова изменяется в среднем от 57 до 211 дней. На 63 % метеорологических станций она составляет от 125 до 175 дней. Пространственное распределение длительности периода с устойчивым снежным покровом в целом хорошо согласуется с распределением средней годовой температуры воздуха в Забайкалье. Наибольшая продолжительность характерна для северо-восточных территорий, характеризующихся более низкими температурами, а также для горных районов, расположенных выше 1000 м над уровнем моря. В южных степных и лесостепных районах продолжительность залегания снега наименьшая, а в отдельные годы устойчивый снежный покров не устанавливается.

С середины прошлого века средняя по Забайкалью продолжительность залегания снежного покрова уменьшилась примерно на пять дней, что обусловлено увеличением продолжительности теплого периода, связанным с повышением температуры воздуха, особенно существенным весной.

На рис. 8 приведены количественные оценки изменения продолжительности залегания снежного покрова в Забайкалье. В западной части Забайкалья произошло уменьшение продолжительности залегания снежного покрова. Наиболее значительное уменьшение отмечается в прилегающих к Байкалу районах. В восточных районах, наоборот, преобладает увеличение. При этом площадь территории, где приращение имеет отрицательный знак, значительно больше площади территории, характеризующейся положительным приращением.

Средняя многолетняя высота снежного покрова в период максимального накопления снега (третья декада февраля) по данным

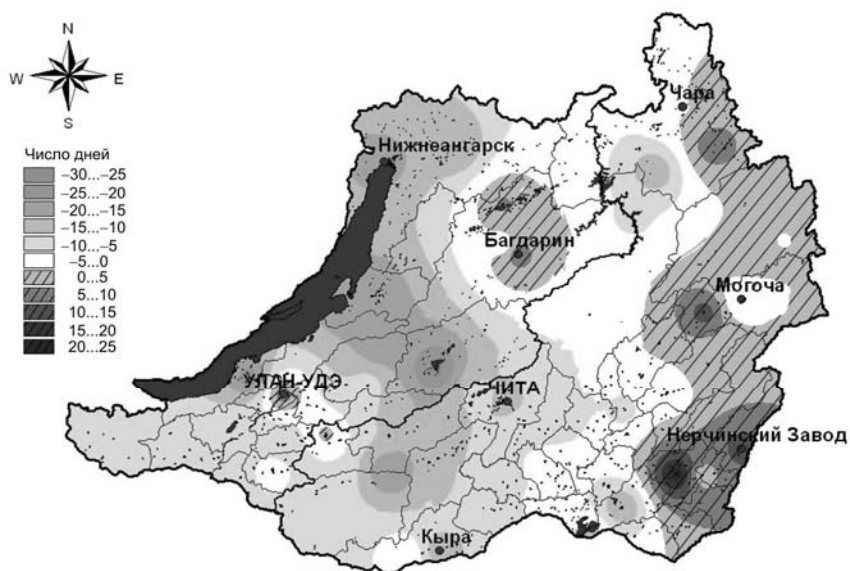


Рис. 8. Изменение (число дней) продолжительности залегания снежного покрова в Забайкалье.

измерений на открытых метеорологических площадках изменяется от 2 до 34 см, а по данным измерений на защищенных метеоплощадках — от 4 до 42 см. Распределение высоты снежного покрова по территории Забайкалья соответствует распределению зимних (ноябрь—февраль) атмосферных осадков. Наибольшее количество осадков выпадает в прибрежной части озера Байкал и уменьшается в направлении Центрального Забайкалья, а затем вновь возрастает в восточном направлении. Соответственно минимальные значения высоты снега характерны для центральных и южных лесостепных и степных районов. На отдельных станциях южных районов в 25—30 % случаев снежный покров в третьей декаде февраля отсутствовал. Наибольшая мощность снежного покрова отмечается в западных и восточных районах. Кроме того, значительной высотой снега характеризуются горно-таежные территории.

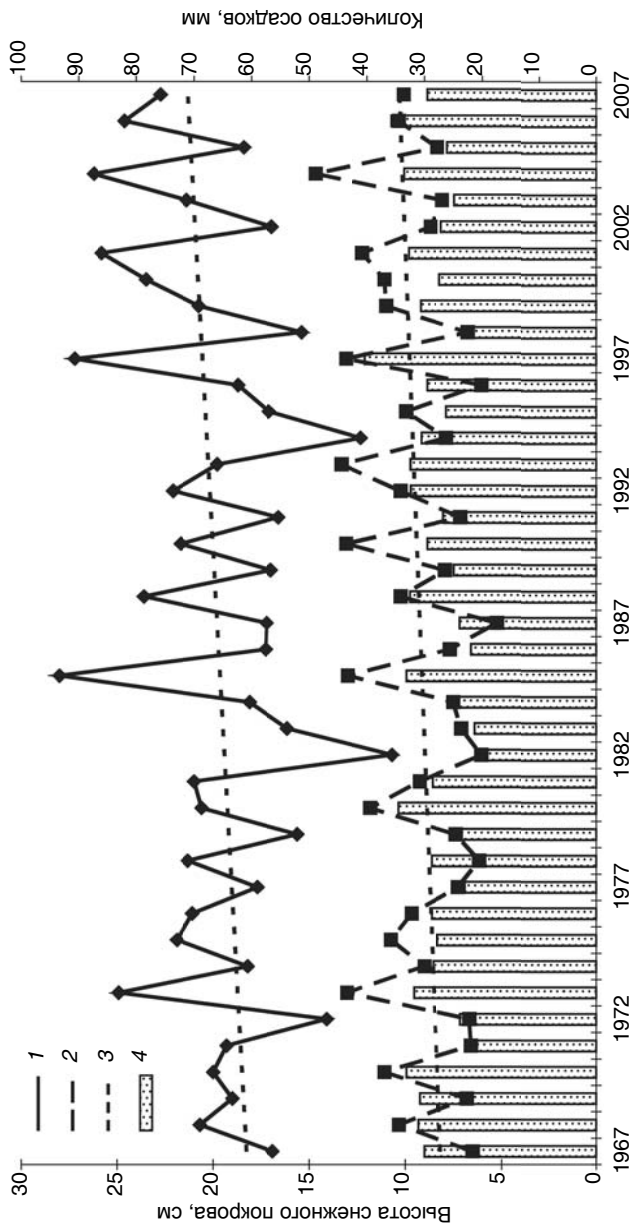


Рис. 9. Изменение высоты снежного покрова за многолетний период в Забайкалье.

1 и 2 — высота снежного покрова на защищенных (1) и открытых (2) участках, 3 — линейный тренд высоты снежного покрова, 4 — количество атмосферных осадков.

В многолетних изменениях высоты снежного покрова выявляется слабая тенденция к увеличению со второй половины 1960-х годов (рис. 9). На открытых площадках оно составило в среднем 2 см, или 24 % нормы, а на защищенных — 4 см, или 21 % нормы. Однако сравнение высоты снежного покрова за периоды до и после 1965 г. (Справочник, 1968) показывает, что однозначной тенденции изменений нет. Только примерно в 40 % пунктов наблюдений отмечено увеличение высоты снежного покрова. При этом в половине случаев увеличение или уменьшение не превысило 1 см. Очевидно, что основной вклад в тенденцию к увеличению средней по рассматриваемой территории высоты снежного покрова дают станции с хорошим снегонакоплением, которые занимают меньшую площадь, чем станции в лесостепных и степных районах с минимальной высотой снежного покрова.

Увеличение средней по территории Забайкалья высоты снежного покрова (см. рис. 9) происходит на фоне слабого роста количества атмосферных осадков в ноябре—феврале (Обязов, 1996). Увеличение количества осадков за этот период составляет в среднем 2,4 мм. При этом коэффициент линейного тренда равен всего 0,06 мм/год, тренд статистически незначим. Согласованность изменений средней высоты снежного покрова и средних сумм осадков по территории Забайкалья за этот период оценивается коэффициентом корреляции 0,72.

5. Изменение количества осадков

Оценки изменения количества осадков выполнены по материалам однородных рядов срочных наблюдений за 1936—2007 гг. Измеренное количество осадков скорректировано на уровне суточных сумм с применением современной методики Голубева — Богдановой (Богданова и др., 2002), в которой учтены все основные систематические погрешности осадкомера: ветровой недоучет и суммарный эффект процессов смачивания, испарения и конденсации на поверхности осадкомерного сосуда. В этом состоит отличие рассмотренных ниже рядов количества осадков от приведенных в I томе Оценочного доклада (2008), где коррекция рядов данных состояла только во введении поправок на смачивание и в приведении дождемерных наблюдений к осадкомерным.

На рис. 10 представлен годовой цикл средних многолетних месячных сумм осадков за 1936—2007 гг. на станции Чита (а) и Улан-Удэ (б). Годовой цикл осадков выражен очень сильно с минимумом зимой и максимумом летом.

Разности между нормами измеренных и исправленных сумм осадков, т. е. средние многолетние значения поправок к измеренным суммам, составляют всего несколько миллиметров и летом, и зимой. Однако в процентах от многолетней нормы различия большие — летом они составляют 4—8 %, а зимой достигают 40—50 %, что обусловлено малостью норм зимних осадков.

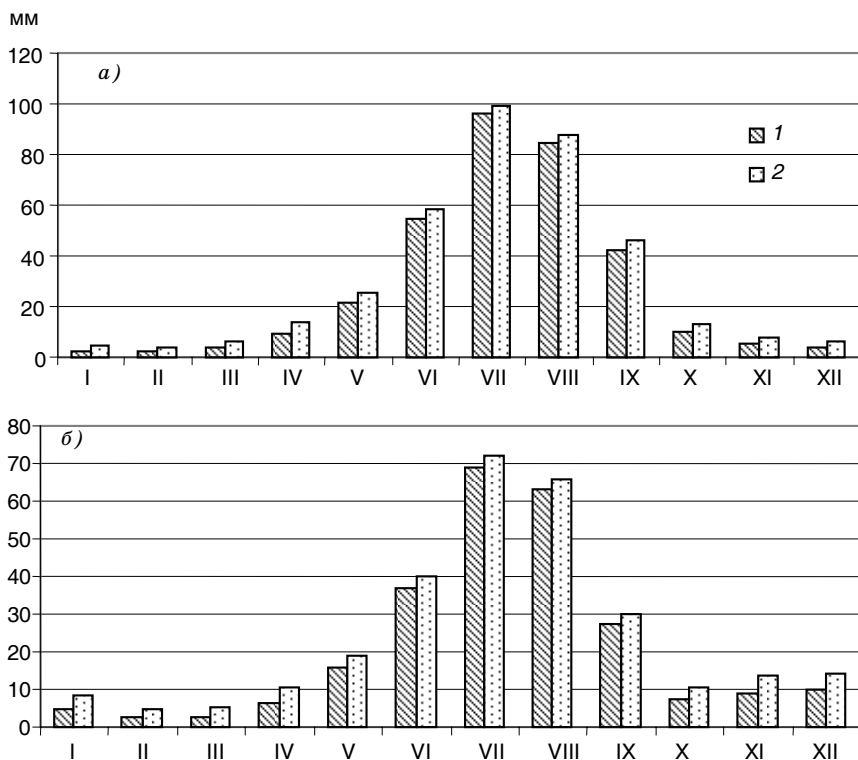


Рис. 10. Годовой цикл средних многолетних месячных сумм осадков (мм) в Чите (а) и Улан-Удэ (б) за 1936—2007 гг.

1 — измеренное количество осадков, 2 — исправленное.

Для перечисленных в табл. 3 станций Забайкалья были рассчитаны линейные тренды количества осадков за год и по сезонам. Годовое количество осадков уменьшилось на большей части территории. Исключение составили северные районы, где оно увеличилось.

В среднем по десяти станциям это уменьшение за 1936—2007 гг. составило 7,5 % средней многолетней нормы за 1961—1990 гг. Весной, летом и осенью отрицательные тренды осадков на станциях также преобладают, составляя в среднем 9, 3 и 19 % соответственно.

Тренды зимних осадков неустойчивы по знаку от станции к станции, но в среднем по всем станциям за 72 года количество осадков уменьшилось на 9 %. Полезно еще раз обратить внимание на очень маленькие суммы зимних осадков при их большой из-

Таблица 3

Изменение Δ (в процентах от нормы за 1961—1990 гг.) количества скорректированных осадков на станциях Забайкалья за год и по сезонам в 1936—2007 гг.

Станция	Год		Весна		Лето		Осень		Зима	
	Норма, мм	Δ %	Норма, мм	Δ %	Норма, мм	Δ %	Норма, мм	Δ %	Норма, мм	Δ %
Чара	351,3	8,4	62,0	7	215,4	9	70,3	11	13,0	-11
Троицкий Прииск	410,8	4,4	56,4	51	279,1	2	65,4	-33	9,8	-15
Баргузин	374,6	-5,0	33,7	-15	174,2	-6	104,2	-6	62,6	7
Могоча	456,6	-12,6	64,0	-47	304,9	-3	70,8	-25	17,1	8
Чита	372,9	-13,9	47,3	12	252,8	-7	57,7	-50	15,1	-10
Срегенск	379,3	-4,2	60,2	8	241,4	-7	60,9	-11	16,7	9
Улан-Удэ	288,1	-15,5	30,4	-57	177,7	-7	51,7	-31	28,5	-58
Кяхта	368,9	6,4	47,2	27	236,1	-6	70,0	-7	15,6	9
Кыра	393,1	-16,1	44,0	-52	285,3	-12	56,6	-8	7,3	-10
Борзя	342,7	-14,0	46,9	-26	221,7	-6	57,5	-34	16,5	-17
Среднее	374,8	-7,5	49,2	-9	238,9	-3	66,5	-19	20,3	-9

Примечание. Жирным шрифтом выделены изменения, статистически значимые на 5%-ном уровне.

менчивости, так что тренды зимних осадков малонадежны, и это подтверждается оценками статистической значимости трендов.

На рис. 11 приведен временной ряд аномалий годовых сумм осадков, осредненных по десяти станциям Забайкалья и 11-летние скользящие средние этого ряда. Аномалии рассчитывались в отклонениях от средней многолетней нормы на каждой станции за 1961—1990 гг.

На фоне общего уменьшения количества осадков (см. табл. 3) намечается цикличность в ряде осадков, близкая к 26 годам (рис. 11): первый цикл с середины 50-х годов до конца 70-х, второй цикл с начала 80-х до середины первого десятилетия XXI века. Впервые 26-летняя цикличность в рядах осадков Забайкалья показана в работе (Обязов, 1996). Особый интерес представляют длительные периоды уменьшения количества осадков, в частности последний период с начала 90-х годов по настоящее время. Этому сухому периоду соответствует повышение температуры

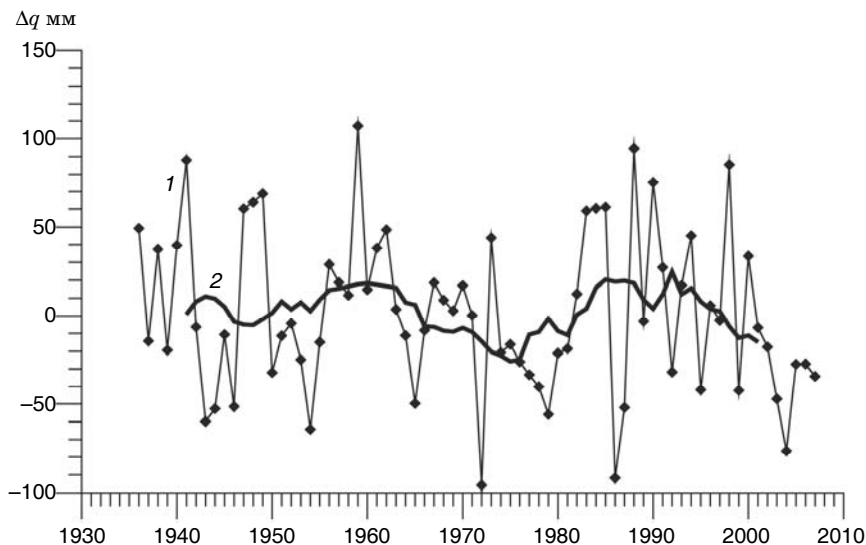


Рис. 11. Временной ряд аномалий Δq годовых сумм осадков (1), осредненных по десяти метеорологическим станциям Забайкалья и 11-летние скользящие средние (2) этого ряда.

воздуха весной и летом. Такое сочетание представляется крайне негативным как для сельского хозяйства, так и с точки зрения пожароопасности рассматриваемого региона.

Заметим, что Забайкалье относится к районам довольно высокой пожароопасности. По данным наблюдений за 1991—2000 гг. повторяемость высоких значений ($4000 < H < 10\,000$) известного индекса H пожароопасности В. Г. Нестерова (Нестеров, 1949) составила в Забайкалье 15—30 дней в пожароопасный период с мая по сентябрь (Школьник и др., 2008). В начале этого периода опасность пожаров повышается из-за повышенной ветровой активности в апреле—мае (см. табл. 2).

Пожароопасная обстановка в Сибири в XXI веке (Школьник и др., 2008), оцененная по региональной климатической модели ГГО, к концу века усугубится. Повторяемость умеренной пожароопасности ($1000 < H < 4000$) в Забайкалье возрастет на 2—4 дня, а высокой пожароопасности — на 3—5 дней.

6. Изменения климата Забайкалья, ожидаемые в первой четверти XXI века

Полное описание ожидаемых в XXI веке изменений климата на территории России, в том числе в Забайкалье, содержится в I томе Оценочного доклада (2008), а также в работе Мелешко и др. (2008). Для оценок, выполненных под руководством В.П. Мелешко и В. М. Катцова, использованы ансамбли из 6—16 моделей нового поколения в предположении сценария A2 увеличения концентрации парниковых газов.

В Оценочном докладе (2008) отмечается, что достоверность прогнозов будущих изменений климата зависит от многих факторов (принципиальные сложности прогноза развития энергетики на длительный период и связанных с ним будущих выбросов парниковых газов, неточности описаний в физико-математических моделях климатически значимых процессов), и указывается, что недостаточное пространственное разрешение современных моделей общей циркуляции атмосферы и океана создает большие проблемы для прямого использования результатов расчетов на региональном и локальном уровнях.

В табл. 4 приведены ориентировочные оценки изменения некоторых метеорологических величин в Забайкалье в первой четверти XXI века. Они получены путем интерполяции с соответствующих карт (Оценочный доклад, I том, 2008), относящихся к первой половине XXI века.

Таблица 4

Ожидаемые изменения климата Забайкалья в первой четверти XXI века

Метеорологическая величина	Ожидаемые изменения
Температура приземного воздуха	Повышение на 1,0—1,5 °С зимой и на 0,5—1,0 °С летом
Годовая амплитуда экстремальных температур воздуха	Уменьшение на 0,5—1,0 °С на большей части территории Забайкалья
Число дней с летними заморозками	Уменьшение на 6—8 дней в северной части Забайкалья и на 8—10 дней в его южной части
Общая облачность	Статистически незначимое увеличение зимой и слабое (на 1—2 %) уменьшение в восточных районах летом
Количество осадков	Увеличение на 7—10 % зимой на всей территории Забайкалья; увеличение летом до 2 % в южных и до 2—5 % в северных районах Забайкалья; возможное увеличение доли конвективных осадков на 3—4 %.
Влагосодержание верхнего (10 см) слоя почвы	Весной и летом статистически незначимое уменьшение в центральных и северных районах Забайкалья и слабое увеличение в южных
Глубина сезонного протаивания почвы	Увеличение на 25 см в центральных и северных районах Забайкалья и на 50 см в южных

Примечание. Изменения всех метеорологических величин в первой четверти XXI века (2011—2030 гг.) представлены в процентах от значений за базовый период (1980—1999 гг.).

Заключение

При анализе тенденций изменения во времени разных компонентов климата целесообразно некоторое внимание уделить согласованности тенденций между собой.

Характерное для XX столетия повышение на территории России среднегодовой температуры воздуха согласуется в Забайкалье с тенденцией уменьшения общей и, особенно, нижней облачности. Повышение температуры воздуха, прежде всего, весной определяет увеличение продолжительности теплого периода и уменьшение продолжительности залегания снежного покрова на большей части территории Забайкалья.

Несколько сложнее обстоит дело с высотой снежного покрова, которая возросла с середины 60-х годов на территории Забайкалья в среднем на несколько сантиметров. Тенденцию некоторого увеличения средней высоты снежного покрова естественно сравнить с тенденцией изменения количества осадков зимой. Последние различаются в зависимости от полноты введения поправок, а также разного числа станций. При полной корректировке рядов осадков (п. 5) преобладает статистически незначимая тенденция к уменьшению сумм зимних осадков за зимний период (декабрь—февраль) с 1936 по 2007 г. При введении только поправок на смачивание (п. 4) количество зимних осадков очень слабо возрастает (за период с 1967 по 2007 г.), но изменения тоже статистически незначимы. Следует напомнить об уменьшении нижней облачности в холодный период с 1936 по 2007 г., что лучше согласуется с первой оценкой трендов осадков.

Линейные тренды рядов осадков являются достаточно грубой аппроксимацией, поскольку в рядах осадков выявляются четкие циклические изменения. Период повышенного увлажнения с 60—70-х годов сменяется более сухим периодом в 80—90-е годы, что хорошо согласуется с аналогичными изменениями общей облачности (связь с нижней облачностью слабее).

Сопоставление трендов температуры воздуха и количества осадков на территории Забайкалья также свидетельствует об их хорошей согласованности: с конца 80-х годов интенсивное повышение температуры воздуха летом сопровождается резким уменьшением количества осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранова А. А., Голод М. П., Мещерская А. В., 2007. Изменение градуированных скоростей ветра на территории России во второй половине XX века. — Труды ГГО, вып. 556, с. 116—138.

Богданова Э.Г., Голубев В.С., Ильин Б.М., Драгомилова И.В., 2002. Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 8—94.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003. Колебания и изменения климата на территории России. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66—185.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Спорышев П. В., Школьник И. М., Шнееров Б. Е., 2008. Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 5—21.

Мещерская А. В., Ерёмин В. В., Баранова А. А., Майстрова В. В., 2006. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным. — Метеорология и гидрология, № 9, с. 46—57.

Мирвис В. М., Гусева И. П., Мещерская А. В., 1996. Тенденции изменения временных границ теплого и вегетационного сезонов на территории бывшего СССР за длительный период. — Метеорология и гидрология, № 9, с. 106—116.

Мирвис В. М., 1999. Оценка изменений температуры воздуха на территории России за последнее столетие — Современные исследования Главной геофизической обсерватории, т. I, с. 220—235.

Нестеров В. Г., 1949. Горимость леса и методы ее определения. — М.: Гослесбуиздат.

Обязов В. А., 1996. Пространственно-временная изменчивость атмосферных осадков в юго-восточном Забайкалье. — Изв. РГО., вып. 2, с. 73—80.

Обязов В. А., 1996а. Многолетние изменения температуры воздуха в юго-восточном Забайкалье. — Изв. РГО, вып. 3, с. 66—77.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. I том. Изменения климата. — 227 с.; II том. Последствия изменений климата. — 288 с. — М.: Изд. Росгидромета.

Разуваев В. Н., Апасова Е. Г., Маргуганов Р. А., 1995. Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР. — Труды ВНИИГМИ—МЦД. — 69 с.

Справочник по климату СССР, 1968. Вып. 23, часть IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. — Л.: Гидрометеиздат.

Школьник И. М., Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2008. Экстремальность термического режима в Сибири и динамика пожароопасной обстановки в XXI веке: оценки с помощью региональной климатической модели ГГО. — Метеорология и гидрология, № 3, с. 5—15.

**МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ
ПРОВЕДЕНИЯ ЗИМНИХ ОЛИМПИЙСКИХ ИГР «СОЧИ-2014»
И МЕТОДЫ ИХ ОЦЕНКИ**

Г. Б. Пигольцина, Н. А. Зиновьева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: sun@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 16.10.2008

1. Введение

Район проведения зимних Олимпийских игр 2014 г. расположен на южном макросклоне Большого Кавказа в сложных физико-географических условиях и представляет собой горный район, характеризующийся значительной неоднородностью подстилающей поверхности (Занина, 1961). В этих условиях на протяжении нескольких километров могут наблюдаться существенные изменения параметров климата, обусловленные влиянием абсолютной высоты над уровнем моря и форм рельефа.

Правильную детальную (микроклиматическую) оценку климатических условий отдельных горных территорий, особенно склоновых участков, невозможно дать по данным метеорологических станций, поскольку станции, расположенные на территории со сложным (горным) рельефом, отражают микроклиматические условия того элемента рельефа, в котором они находятся, и поэтому являются репрезентативными только для данного местоположения (Микроклимат, 1967).

В районе проведения зимних Олимпийских игр 2014 г. метеорологические станции Красная Поляна, Эсто-Садок и Кордон Лаура расположены в узких горных долинах на высоте 500—600 м и отражают особые микроклиматические условия, характерные для горных долин. Эти условия значительно отличаются по всем климатическим параметрам от условий на склоновых территориях, на которых располагаются спортивные трассы и строятся олимпийские объекты.

Ближайшая высотная метеостанция Ачишхо находится на юго-восточном склоне восточного отрога хребта Ачишхо на высоте 1886 м (высота вершины хребта 2391 м) и защищена от холодных ветров северных и северо-западных направлений хребтом. Эта станция также не является репрезентативной для территорий, расположенных на склонах других ориентаций, и в частности для горнолыжных трасс и других олимпийских объектов, расположенных на северном склоне хребта Аибга, поскольку участки северного склона на аналогичной высоте будут более «холодными» по сравнению с Ачишхо. Различия микроклиматических условий на станциях Красная Поляна и Ачишхо сразу видны, например, по розе ветров: на станции Красная Поляна преобладающее направление ветра в зимнее время и в целом за год северное, на станции Ачишхо — юго-восточное (рис. 1).

В 2003 г. на хребте Аибга на высоте 2228 м открыта метеостанция Аибга, однако в данных этой станции много пропусков и ряд наблюдений слишком короткий, в связи с чем эти данные будут использованы в настоящей работе как ориентировочные, т. е. для контроля характеристик, полученных для этой высоты расчетным путем.

Под влиянием мезомасштабных неоднородностей подстилающей поверхности формируются мезоклиматические условия, которые отличаются от зонального климата (макроклимата). В рассматриваемом районе долина р. Мзымты разделяет территорию на два мезоклиматических района — северный и южный мезосклоны, которые в целом будут соответственно «холоднее» и «теплее» по сравнению с зональными климатическими условиями (рис. 2). Однако в каждом из этих мезорайонов климатические показатели будут меняться под влиянием рельефа более мелкого масштаба (склоны разной экспозиции и крутизны, долины, вершины и т. д.). Функционирование микроклиматической системы происходит на фоне определенного мезоклимата, поэтому мезоклиматическая информация, отражающая особенности отдельных районов, принимается за норму для данного района и используется в качестве исходных данных при расчетах микроклиматической изменчивости климатических показателей (Методические указания, 1985).

Территория проведения зимних Олимпийских игр в Сочи расположена в разных условиях рельефа в пределах высот 500—

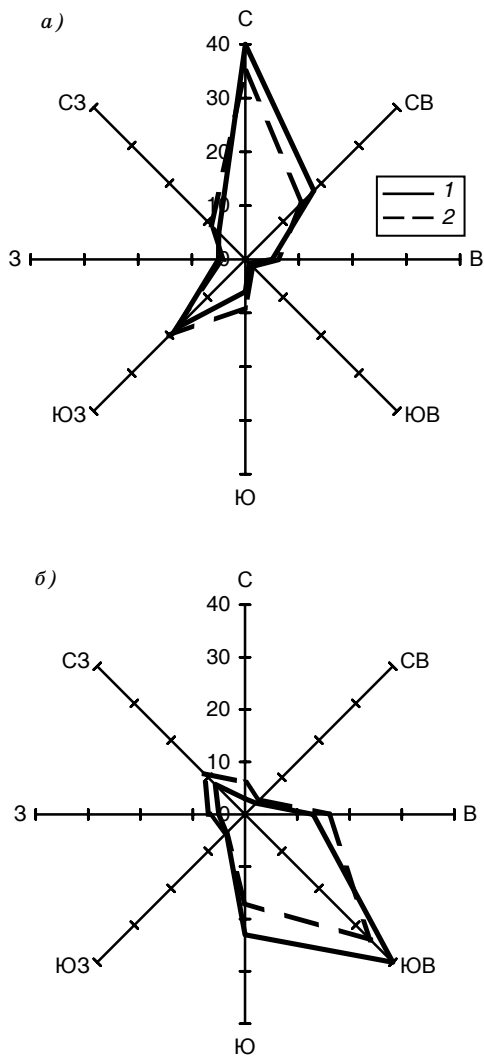


Рис. 1. Повторяемость (%) направлений ветра в феврале (1) и за год (2) на метеостанциях Красная Поляна (а) и Ачишхо (б).

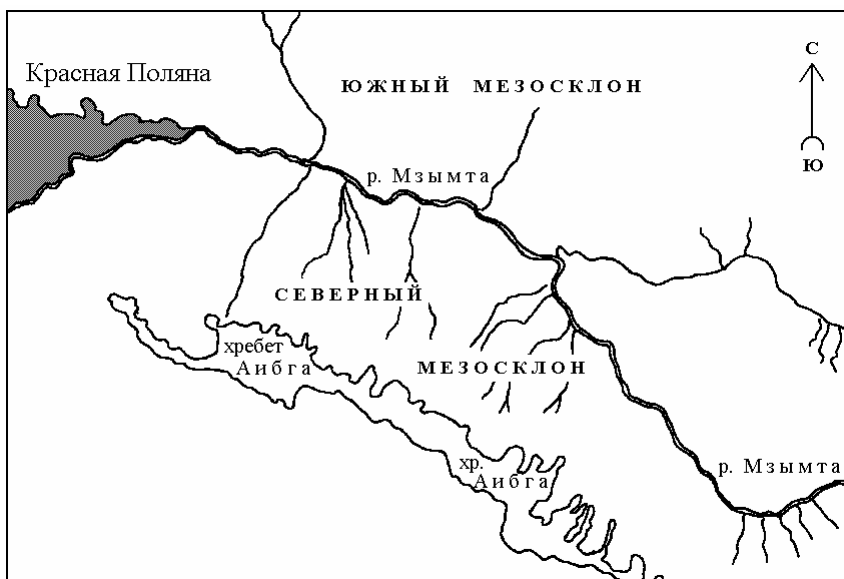


Рис. 2. Картограмма района проведения Зимних Олимпийских игр «Сочи-2014».

2300 м, поэтому для оценки микроклиматических особенностей территории необходимо учитывать изменение показателей как под влиянием абсолютной высоты над уровнем моря, так и под влиянием различных форм рельефа.

Долина реки Мзымты отличается застоем холодного воздуха, большим числом штилей, малыми скоростями ветра, инверсионным распределением температуры воздуха, малым количеством осадков и небольшой высотой снежного покрова, причем в разных частях долины в зависимости от ее ширины, направления и условий стока холодного воздуха указанные показатели будут иметь разные значения.

Вершины и перевалы (хребты), напротив, характеризуются увеличением скорости ветра, хорошим стоком холодного воздуха, большим количеством осадков и высоким снежным покровом. Изменение скорости ветра и высоты снежного покрова на склонах зависит от их ориентации по отношению к направлению влагонесущих потоков.

2. Изменение расчетных зимних температур воздуха под влиянием рельефа

Основными климатическими показателями, наиболее полно характеризующими условия термического режима зимой и используемые при строительном проектировании, являются расчетные зимние температуры воздуха: средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (T_m), температура самой холодной пятидневки (T_n), зимняя вентиляционная температура (T_v). Эти показатели отличаются исключительной чувствительностью к неоднородностям подстилающей поверхности и позволяют детально охарактеризовать территорию (Мищенко, 1984).

Однако самые низкие температуры воздуха (абсолютный минимум, T_m и T_n) в долинах наблюдаются, как правило, при инверсиях и зависят от местных условий формирования температурных инверсий. В связи с этим оценка пространственной изменчивости термических показателей для конкретного района со сложным строением подстилающей поверхности и недостаточным метеорологическим освещением возможна лишь на основе формализации микроклиматических методов расчета, позволяющей получить достоверные результаты исходя из известных закономерностей микроклиматической изменчивости этих показателей.

Суть метода в данном конкретном случае, т.е. при определении вертикального профиля среднего из абсолютных годовых минимумов температуры (T_m) и температуры самой холодной пятидневки (T_n) на разных участках долины р. Мзымты, сводится к следующему. Сначала по данным репрезентативных (по термическому режиму) метеостанций, к которым в горном рельефе относятся станции, расположенные на склонах и широких открытых плато, определяется фоновое распределение T_m и T_n с высотой, характеризующее изменение этих показателей в зависимости от абсолютной высоты над уровнем моря в данном климатическом районе. Эти (фоновые) станции расположены выше уровня инверсии, поскольку станции, расположенные ниже этого уровня, находятся в долинах, причем, как правило в узких, т. е. в слое инверсий различной интенсивности, и не пригодны для оценки вертикального профиля фонового распределения температуры.

На рис. 3 представлено полученное для исследуемого климатического района (по средним многолетним данным четырех репрезентативных станций) фоновое распределение T_M и T_{II} по высоте. Зависимость линейная, коэффициент корреляции для T_M составляет 0,97, для T_{II} близок к единице, поскольку T_{II} — величина расчетная. Уравнения регрессии имеют вид

$$T_M = -0,0064H - 8,7758, \quad (1)$$

$$T_{II} = -0,0061H - 3,3409, \quad (2)$$

где H — высота над уровнем моря (м).

По полученным зависимостям были определены величины T_M и T_{II} , а также их разности для различных высотных уровней (табл. 1). Метеостанция Красная Поляна находится на высоте 566 м, поэтому в табл. 1 приведены значения T_M и T_{II} для этой высоты — они позволяют осуществить привязку фоновых значений к данным метеостанции.

Между T_M и T_{II} также существует линейная зависимость, которая в данном случае описывается формулой

$$T_{II} = 0,8966T_M + 3,7759. \quad (3)$$

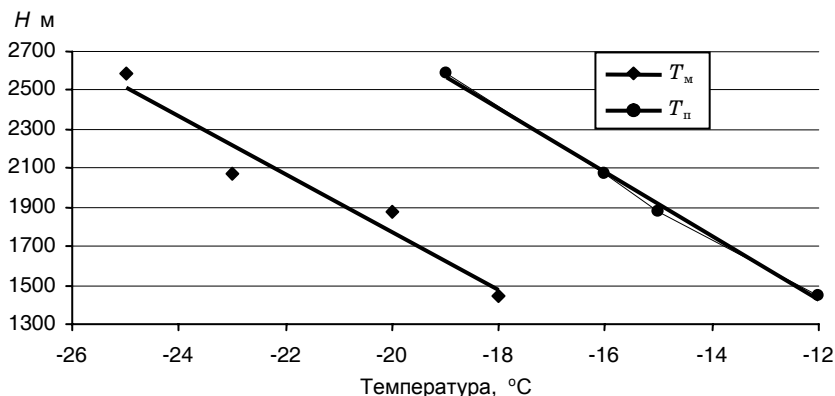


Рис. 3. Изменение среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха (T_M) и температуры самой холодной пятидневки (T_{II}) с высотой.

Таблица 1

Изменение с высотой T_m , T_n и их разности

Высота, м	T_m °С	T_n °С	$T_n - T_m$ °С
500	-11,4	-6,4	5,0
566	-11,8	-6,8	5,0
750	-13,1	-7,9	5,2
1000	-14,8	-9,4	5,4
1250	-16,5	-11,0	5,5
1500	-18,2	-12,5	5,7
1750	-19,8	-14,0	5,8
2000	-21,5	-15,5	6,0
2250	-23,2	-17,1	6,1
2500	-24,9	-18,6	6,3

Коэффициент корреляции связи T_n с T_m весьма высокий и составляет 0,97. Эта зависимость позволяет, зная пространственную изменчивость одного из параметров в зональном разрезе и под влиянием микроклимата, получить количественную оценку для другого.

Следующим этапом работы является детальный геоморфологический анализ района изысканий, на основании которого в качестве аксиомы рассматриваемой формализации выбираются конкретные количественные значения из известных закономерностей микроклиматической изменчивости исследуемых показателей. Таким образом, для участка долины р. Мзымты в районе расположения поселка Красная Поляна и метеостанции (т. е. для широкого участка долины) была выбрана поправка к фоновым значениям T_m и T_n , равная $-6,5$ °С для дна долины (высота ≤ 500 м). Метеостанция Красная Поляна находится выше, причем на склоне (в нижней его части) и на территории поселка. Все эти факторы оказывают «отепляющее» воздействие, и поэтому отрицательная поправка к данным метеостанции будет несколько меньше, чем для дна долины, что согласуется с полученными результатами фонового распределения термических характеристик с высотой, так как различие между фоновыми значениями T_m и T_n и данными наблюдений на станции составляет $-2,2$ °С.

Для участка долины, расположенного восточнее Красной Поляны, выбираем поправку, равную $-7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, характерную для узких глубоких долин с затрудненным стоком холодного воздуха. В результате на дне долины (высота $500\text{--}550\text{ м}$) $T_{\text{н}}$ составит $-18,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а $T_{\text{п}}$ будет равна $-13,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Известно (а также проверено нашими исследованиями), что в данном климатическом районе инверсионный слой распространяется до высоты $\sim 1500\text{ м}$, а выше наблюдается понижение температуры с высотой со средним градиентом $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Выполненная формализация микроклиматических методов расчета зимних температур позволила в рамках настоящей работы получить способ моделирования вертикального профиля инверсионного слоя воздуха в условиях сложного рельефа при недостаточном метеорологическом освещении местности.

На рис. 4 представлена такая модель изменения температуры самой холодной пятидневки ($T_{\text{п}}$) с высотой для участка долины к

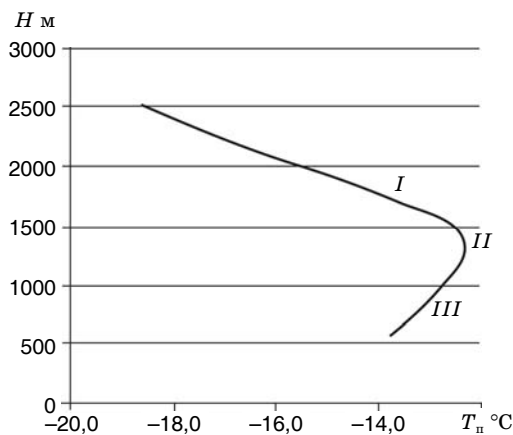


Рис. 4. Изменение температуры самой холодной пятидневки ($T_{\text{п}}$) с высотой для участка северного склона хребта Аибга (Альпика-Сервис, Роза Хутор).

I — нормальное понижение температуры с высотой, *II* — теплый воздух в слое инверсии, *III* — слой холодного воздуха.

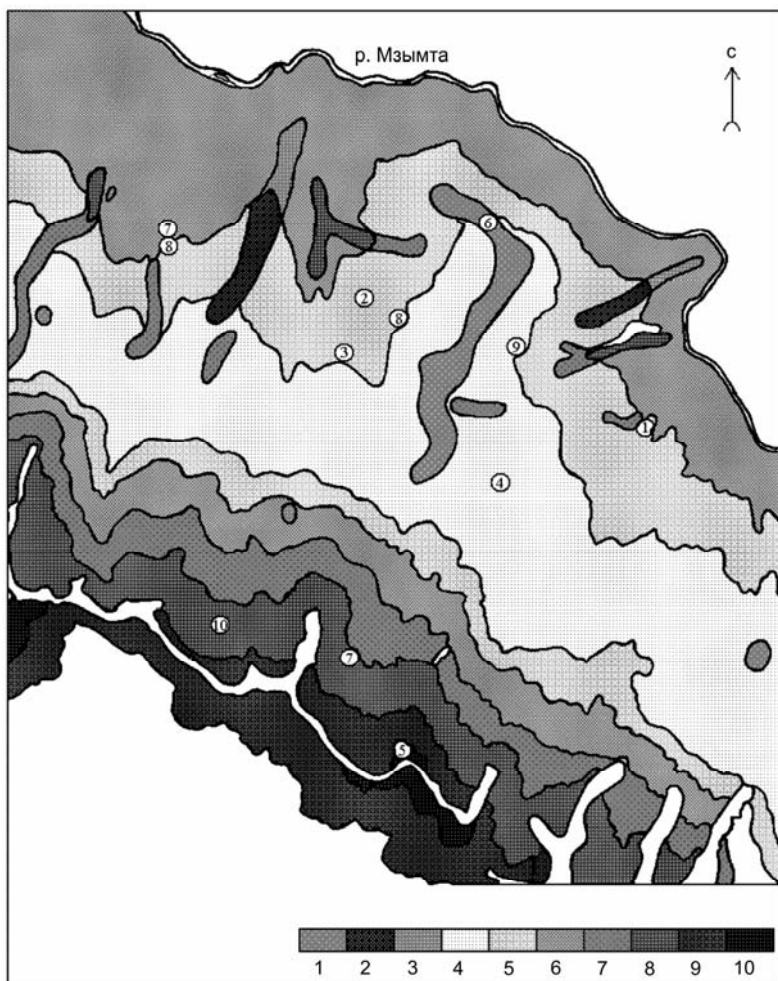


Рис. 5. Микроклиматическое районирование участка северного склона хребта Айбга (Альпика-Сервис, Роза Хутор) по температуре самой холодной пятидневки (T_n).

Олимпийские объекты: 1 — горнолыжный центр, 2 — сноуборд-парк, 3 — фристайл-центр, 4 — горнолыжный центр «Роза Хутор», 5 — высокогорный комплекс «Роза Хутор», 6 — олимпийская деревня для спортсменов, 7 — санно-бобслейная трасса, 8 — инженерная защита территории, 9 — система энергоснабжения, 10 — сеть подвижной радиосвязи.

востоку от Красной Поляны, расположенного вдоль северного склона хребта Аибга, на котором находятся несколько олимпийских объектов и спортивные трассы.

Наиболее теплый воздух располагается в слое инверсии на высотах 1100—1500 м с максимумом температуры на высоте 1300—1400 м. Выше уровня 1500 м начинается понижение температуры с высотой. Ниже уровня 1000 м находится слой холодного воздуха.

На основе полученного распределения температуры с высотой и известной типизации мезо- и микроклиматической изменчивости термического режима зимой в холмистом и горном рельефе было выполнено микроклиматическое районирование рассматриваемого участка по температуре самой холодной пятидневки ($T_{п}$) и соответственно по среднему из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха ($T_{м}$) (рис. 5).

В табл. 2 приведена характеристика выделенных на карте (см. рис. 5) районов по сгруппированным формам рельефа. Значения $T_{м}$ для выделенных районов можно получить, используя данные табл. 1 или уравнение (3). Относительные значения термических показателей одинаковы для $T_{м}$ и $T_{п}$.

Таблица 2

Температура самой холодной пятидневки ($T_{п}$) на северном склоне хребта Аибга (участки Альпика-Сервис, Роза Хутор)

Район на карте	Высотный пояс, м	$T_{п}$, °С	Местоположение
<i>Районы с инверсионным распределением температуры с высотой</i>			
3	500—900	-11,5...-11,0	Вершины, верхние части склонов
6		-14...-13	
8	900—1100	-16...-15	Узкие долины с затрудненным стоком холодного воздуха
2		-11,0...-10,5	Вершины, верхние части склонов
5		-13,0...-12,5	Склоны
7	1100—1500	-15...-14	Узкие долины с затрудненным стоком холодного воздуха
1		-10,5...-10,0	Вершины, верхние части склонов
4		-12,5...-12,0	Склоны

Район на карте	Высотный пояс, м	$T_{п}$ °С	Местоположение
7		-15...-14	Узкие долины с затрудненным стоком холодного воздуха

Районы с нормальным понижением температуры с высотой

5	1500—1600	-12,5...-13,0
6	1600—1750	-13...-14
7	1750—1900	-14...-15
8	1900—2100	-15...-16
9	2100—2250	-16...-17
10	> 2250	< -17

3. Методика расчета пространственной изменчивости продолжительности залегания снежного покрова в условиях сложного рельефа

Для территории проведения Зимних Олимпийских игр, как и для горнолыжных курортов вообще, наиболее важными климатическими показателями являются характеристики снежного покрова. Их детальное пространственное распределение на конкретных участках горного рельефа без проведения специальных микроклиматических наблюдений можно получить только косвенными методами. Одним из таких методов является установление зависимости искомых характеристик от других климатических показателей, микроклиматическую изменчивость которых можно рассчитать.

На равнинной территории, как известно, даты образования снежного покрова примерно совпадают с датами устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С. В условиях сложного (горного) рельефа продолжительность залегания снежного покрова зависит, во-первых, от высоты над уровнем моря, во-вторых (причем в очень значительной степени), от различий в радиационном нагреве разных участков рельефа, т. е. от неравномерного распределения радиационного тепла по склонам разной экспозиции и крутизны.

Таким образом, для оценки пространственной изменчивости продолжительности залегания снежного покрова в условиях горного рельефа целесообразно связать данный показатель с радиа-

ционными характеристиками, величина которых достаточно точно рассчитывается для различных форм рельефа.

В данной работе установлена зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова, с одной стороны, и годовыми суммами радиационного баланса (рис. 6) и длительностью периода с отрицательным радиационным балансом (рис. 7), с другой. Эти зависимости универсальны, поскольку пригодны для расчетов на любой высоте над уровнем моря.

Зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова (N) и годовыми суммами радиационного баланса (R) линейная и выражается уравнением

$$N = -0,1676R + 439,98. \quad (4)$$

Зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова (N) и длительностью периода с отрицательным радиационным балансом (n) определяется полиномом второй степени:

$$N = 0,0188n^2 - 0,7618n + 88,354. \quad (5)$$

По средним многолетним данным актинометрических станций Западного Кавказа были рассчитаны средние месячные и го-

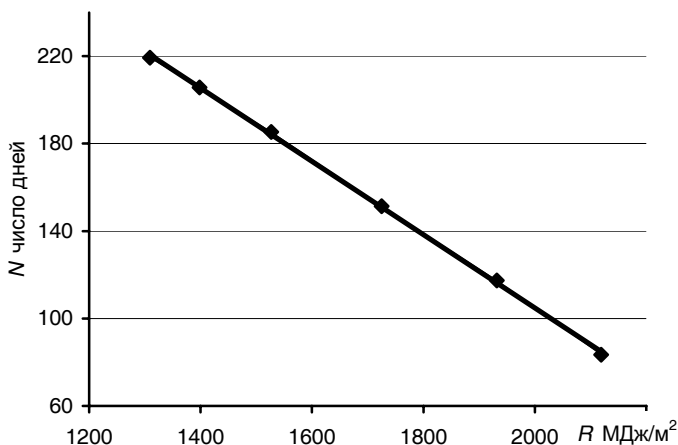


Рис. 6. Зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова (N) и годовыми суммами радиационного баланса (R).

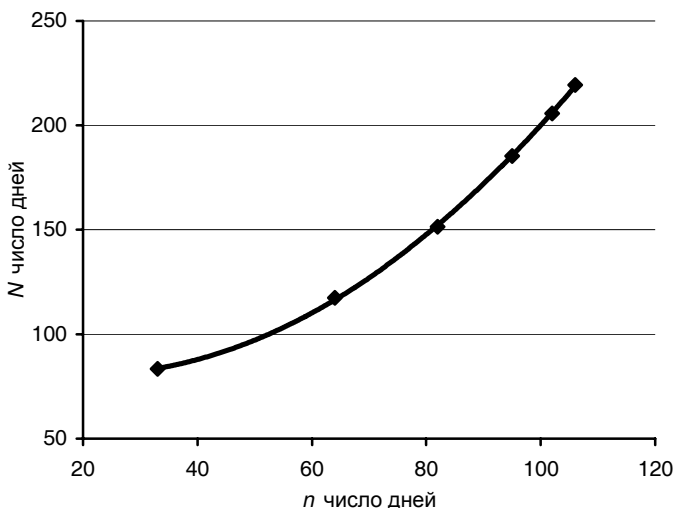


Рис. 7. Зависимость между продолжительностью залегания снежного покрова (N) и длительностью периода с отрицательным радиационным балансом (n).

довые суммы радиационного баланса на горизонтальной поверхности для различных высотных уровней с шагом 500 м. На основе этих данных получено распределение по высоте годовых сумм радиационного баланса (рис. 8) и длительности периода с отрицательным радиационным балансом (рис. 9). Указанные зависимости соответственно описываются уравнениями

$$H = -2,4674R + 5749,7, \quad (6)$$

$$H = 242,33e^{0,0221n}, \quad (7)$$

где H — высота над уровнем моря (м).

Используя полученные выше зависимости продолжительности залегания снежного покрова от характеристик радиационного баланса, можно определить изменение числа дней со снежным покровом на разных высотных уровнях (табл. 3).

В нижней строке табл. 3 приведено значение продолжительности залегания снежного покрова (201 день), рассчитанное для

Таблица 3

**Суммы радиационного баланса за год (R) и
продолжительность залегания снежного покрова (N)
на различных высотах**

Высота, м	R МДж/м ²	N число дней
2500	1309	219
2300	1398	206
2000	1527	185
1500	1725	151
1000	1932	117
500	2119	83
2228 (ст. Аибга)	1427	201

высоты 2228 м, на которой расположена метеостанция Аибга. По данным наблюдений на этой станции в среднем за три года (2003—2005 гг.) число дней со снежным покровом также составило 201 день, что подтверждает достоверность используемого метода расчета.

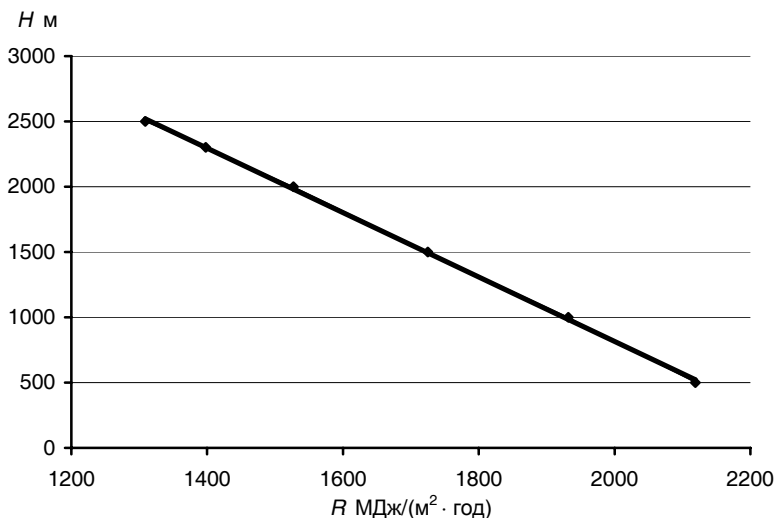


Рис. 8. Изменение годовых сумм радиационного баланса (R) в зависимости от высоты места (H).

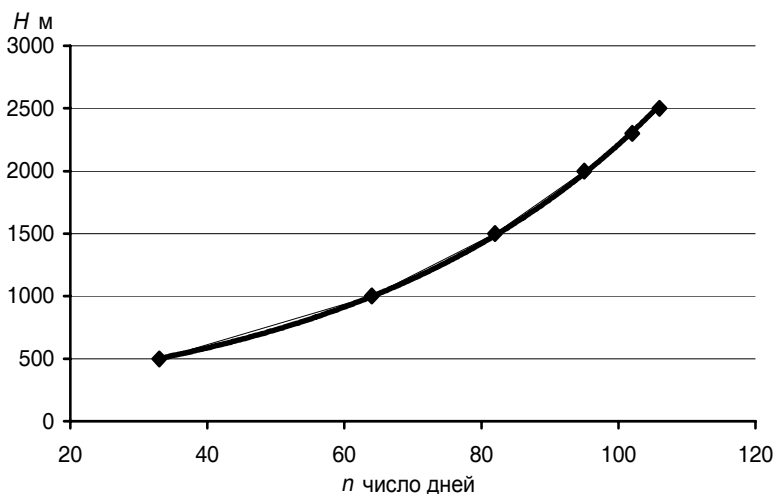


Рис. 9. Изменение длительности периода с отрицательным радиационным балансом (n) в зависимости от высоты места (H).

На одной и той же высоте склоны северных экспозиций (северные, северо-восточные, северо-западные) будут получать гораздо меньше радиационного тепла, чем ровное место, а склоны южных экспозиций (южные, юго-восточные, юго-западные) — больше (Пигольцина, 2003).

В целом на всей территории к северу от р. Мзымты (южный мезосклон) значения радиационного баланса будут на соответствующих уровнях выше указанных в табл. 3, а на всей территории к югу (северный мезосклон) — ниже. В соответствии с этим будет распределяться и продолжительность залегания снежного покрова.

Таким образом, для детальной оценки пространственного распределения продолжительности залегания снежного покрова нужно получить значения микроклиматической изменчивости радиационного баланса.

4. Микроклиматическая изменчивость радиационного баланса

На основе полученных данных о вертикальном распределении сумм радиационного баланса с использованием в качестве фоновой информации значений радиационного баланса в соответст-

вующих высотных зонах были рассчитаны годовые суммы радиационного баланса для склонов разной экспозиции и крутизны, расположенных в верхней части хребта Аибга (высота ~2000—2300 м). Выполненные расчеты и построенная для этого участка морфометрическая карта позволили дать детальную площадную оценку пространственного распределения радиационного баланса.

На рис. 10 представлена микроклиматическая карта годовых сумм радиационного баланса для небольшой территории, расположенной в верхней части хребта Аибга (район проектирования высокогорного комплекса «Роза Хутор»).

В табл. 4 приведена характеристика выделенных районов. На данном участке годовые суммы радиационного баланса изменяются в очень широких пределах — от 700 до 2390 МДж/м², диапазон изменения составляет 1690 МДж/м². Для сравнения:

Таблица 4

Радиационный баланс (*R*) за год на хребте Аибга

Усл. обозн. на рис. 10	Характеристика склона		<i>R</i> МДж/м ²
	Экспозиция	Крутизна, град.	
1	С	30	700
2	С	20	1010
3	СВ, СЗ	30	1040
4	СВ, СЗ	20	1230
5	С	10	1320
6	СВ, СЗ	10	1420
7	В, З	10—30	1530
8	ЮВ, ЮЗ	10—30	1840
9	Ю	10	2070
10	Ю	20	2230
11	Ю	30	2390
Фоновая величина баланса на ровном месте на высоте 2000 м			1530

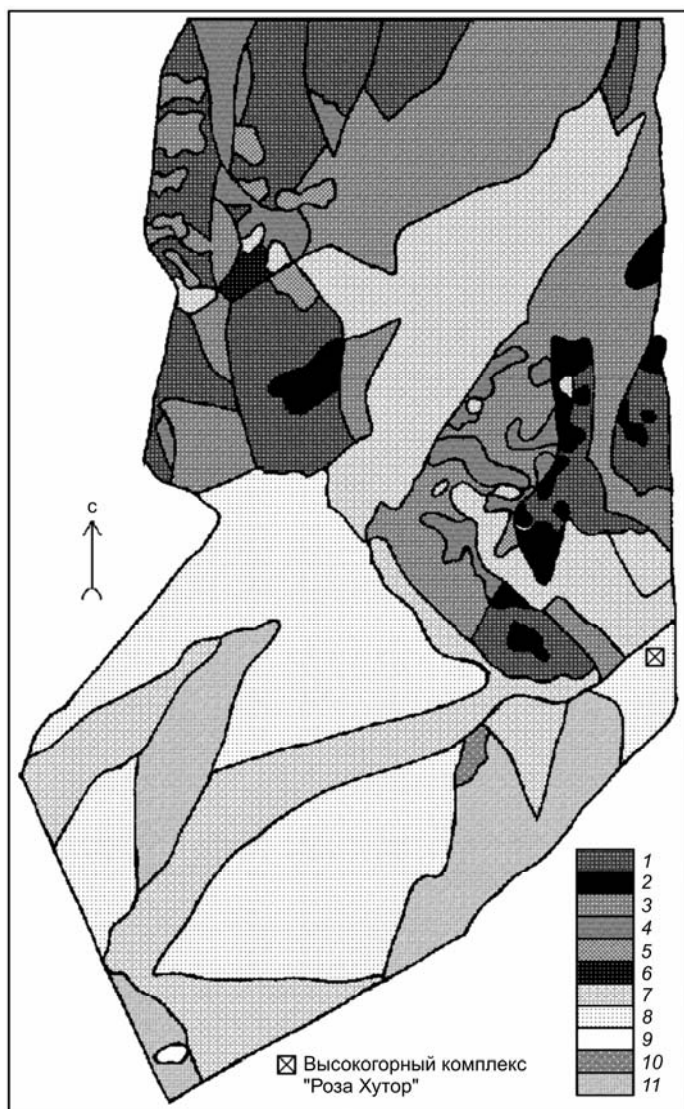


Рис. 10. Радиационный баланс за год в верхней части хребта Аибга.

Усл. обозначения см. табл. 4.

изменение годовых сумм радиационного баланса горизонтальной поверхности по высоте от уровня 500 до 2300 м (см. табл. 3) составляет 721 МДж/м². Таким образом, изменение радиационного баланса за счет микроклимата на данном участке горного рельефа в 2 с лишним раза превышает изменение баланса по всему вертикальному профилю.

Имея такое пространственное (микроклиматическое) распределение радиационного баланса, можно по полученным выше зависимостям достаточно детально оценить продолжительность залегания снежного покрова на разных участках спортивных трасс.

5. Заключение

Район проведения Зимних Олимпийских игр 2014 г. расположен в условиях сложного рельефа, для которого характерны значительные изменения климатических характеристик на малых расстояниях. В связи с этим основной целью выполненного исследования являлась количественная оценка микроклиматической изменчивости наиболее важных для строительства и эксплуатации олимпийских объектов элементов климата.

Для решения этой сложной задачи потребовалось разработать ряд методических вопросов, связанных с трудностями информационного характера. В частности, разработана методика определения вертикального профиля инверсионного распределения температуры воздуха в условиях горного рельефа, основанная на формализации микроклиматических методов расчета зимних температур; разработан метод оценки пространственной изменчивости продолжительности залегания снежного покрова в условиях сложного рельефа.

Учитывая важность проектируемых объектов и сложность территории, на которой они будут располагаться, необходимо проведение дальнейших более подробных научных изысканий на основе использования ежедневной метеорологической информации синхронных наблюдений по имеющимся метеостанциям, поскольку средние многолетние значения метеопараметров, опубликованные в справочных пособиях, не дают возможности исследовать пространственное распределение некоторых важных характеристик (ветра, высоты снежного покрова и др.). Необходи-

димо также располагать полным объемом данных наблюдений открытой в 2003 г. станции Аибга.

Следует отметить, что для такой орографически сложной территории очень трудно дать детальную оценку пространственного распределения ряда климатических показателей на основании данных только режимной метеорологической информации, поэтому желательно провести серию микроклиматических наблюдений, освещающих проектируемые объекты. Особенно важно проведение таких наблюдений в холодное время года.

Получение перечисленных выше данных и проведение на их основе исследований позволят выполнить микроклиматическое описание и картирование района проведения Зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» по другим характеристикам, не рассмотренным в настоящей работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Занина А. А., 1961. Кавказ. — Л.: Гидрометеиздат. — 290 с.
- Методические указания по обобщению результатов микроклиматических исследований для целей сельскохозяйственного производства. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 87 с.
- Микроклимат СССР, 1967 / Под общ. ред. И. А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеиздат. — 284 с.
- Мищенко З. А., 1984. Биоклимат дня и ночи. — Л.: Гидрометеиздат. — 280 с.
- Пигольцина Г. Б., 2003. Радиационные факторы мезо- и микроклимата. — СПб.: Изд. ГЛТА. — 200 с.

РЕКРЕАЦИОННО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

М. В. Клюева, А. Г. Мурзин

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: sun@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 24.10.2008, после доработки 05.12.2008

Ленинградская область по своему географическому положению, природно-климатическим, культурно-историческим и социально-этнографическим условиям является идеальным регионом для развития практически всех видов рекреации и туризма. На ее территории расположены уникальные природные объекты, организованы заповедники и парки, заказники, составляющие ресурсную базу экологического туризма. Однако уникальные рекреационные возможности региона настоящее время используются недостаточно. Рекреационный спрос (со стороны, в первую очередь, иностранных туристов) связан преимущественно с культурными памятниками Санкт-Петербурга и его ближайших пригородов. В области в целом развитие туризма сдерживается отсутствием необходимой рекреационной инфраструктуры.

Важнейшей составной частью рекреационного потенциала являются рекреационные ресурсы, включающие компоненты природной среды, объекты хозяйственной деятельности, обладающие уникальностью, оригинальностью, эстетической привлекательностью, целебно-оздоровительной значимостью, которые могут быть использованы для организации различных видов и форм рекреационных занятий (Кусков, Голубева, Одинцова, 2005). В качестве природных предпосылок рекреации выступают, прежде всего, природно-территориальные комплексы различных рангов, их компоненты и отдельные свойства, в том числе и климат.

В настоящей работе речь пойдет только о климатической составляющей рекреационных природных ресурсов Ленинградской области. К настоящему времени оценка климатических условий

организации отдыха в Ленинградской области проведена только для летних рекреационных занятий по климатическим данным Санкт-Петербурга. Эта оценка отражает, по сути, рекреационно-климатические условия большого города.

Изначально нами была проведена общая оценка климатической комфортности Ленинградской области для всего года в целом (K_{cp}). Для этого был использован подход, предложенный в работе Архиповой (2006), согласно которому каждому климатическому показателю присваивается индекс значимости (K_i) и оценивается показатель комфортности (табл. 1). Общий показатель комфортности рассчитывался по формуле

$$K_{cp} = \frac{C_1 K_1 + C_2 K_2 + \dots + C_n K_n}{K_1 + K_2 + \dots + K_n}. \quad (1)$$

Представленные в таблице первые три показателя относятся к теплому периоду, следующие три — к холодному, а остальные — ко всему году в целом.

Поясним некоторые показатели комфортности.

1. Эквивалентно-эффективная температура (ET) является функцией температуры, влажности и скорости ветра и характеризует теплоощущение человека в тени. Величина ET рассчитывается по формуле А. Миссенарда:

$$ET = 37 - \frac{37 - T}{0,68 - 0,0014f + \frac{1}{1,76 + 1,4v^{0,75}}} - 0,29T \left(1 - \frac{f}{100} \right), \quad (2)$$

где T — температура ($^{\circ}C$), f — относительная влажность, %, v — скорость ветра (м/с). Скорость ветра должна пересчитываться на высоту 1,5 м, т. е. скорость составляет 2/3 скорости на стандартной высоте.

Значения ET , равные 10,0—20,0 $^{\circ}C$, соответствуют зоне комфорта по В. Ю. Милевскому (для европейской части России). На территории Ленинградской области распределение числа дней с комфортными значениями ET в теплый период года достаточно однородно (от 40 дней в Выборгском районе до 50 дней в Кингисепском).

Таблица 1

Показатель комфортности (в скобках степень комфортности климата на территории Ленобласти)

Индекс значимости K_i	Показатель	Станция			
		Николаевское	Винницы	Лесогорский	Кингисепп
5	Число дней с $ET = 10...20$ °С	24 (2)	20 (2)	13 (1)	15 (1)
4	Число дней с душной погодой	8 (4)	7 (4)	4 (5)	6 (4)
2	Средняя температура июля, °С	17,5 (2)	16,8 (2)	17,2 (2)	17,7 (2)
4	Число дней с $t < -15$ °С	11 (5)	22 (5)	14 (5)	9 (5)
5	Жесткость погоды января, баллы	2,2 (3)	2,3 (3)	2,0 (3)	2,0 (3)
2	Средняя температура января, °С	-5,9 (5)	-9,5 (5)	-7,2 (5)	-5,4 (5)
4	Число дней с количеством осадков более 0,5 мм	154 (2)	173 (1)	153 (1)	153 (1)
5	Повторяемость неблагоприятной погоды в межсезонье, %	7,0 (5)	7,6 (5)	4,7 (5)	6,5 (5)
4	Число дней с относительной влажностью более 80 %	220 (1)	233 (1)	204 (1)	210 (1)
5	Патогенность погоды, %	13,3 (3)	13,7 (3)	13,6 (3)	13,0 (3)
4	Число дней со скоростью ветра более 6 м/с	26 (2)	38 (2)	6 (5)	7 (5)
4	Число дней с облачностью более 5 баллов	161 (5)	168 (5)	170 (5)	160 (5)
	Категория комфортности (K_{cp})	3,2	3,0	3,4	3,4

2. Принято считать день душным, если парциальное давление водяного пара достигает или превышает 18,8 гПа. В Ленинградской области повторяемость душной погоды мала — преобладает слабая и умеренная степень духоты. Однако в последние годы число дней с душной погодой за год возрастает от двух до пяти (рис. 1). В отдельные годы число дней с душной погодой может достигать 15—20 (например, август 2003 года).

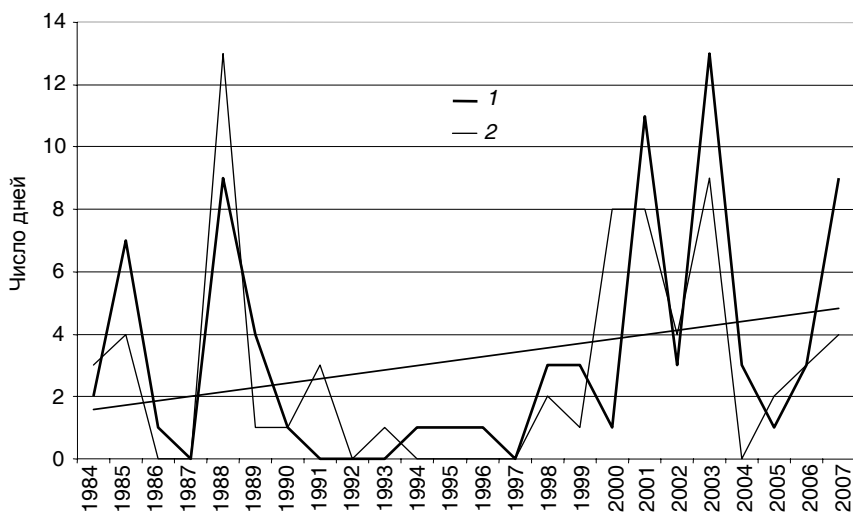


Рис. 1. Число дней с душной погодой.
1 — Николаевское, 2 — Винницы.

3. Патогенность погоды указывает на степень раздражающего действия погоды на организм и представляет собой сумму индексов патогенности разных метеорологических величин.

$$I = I_t + I_f + I_v + I_n + I_{\Delta p} + I_{\Delta t}. \quad (3)$$

Здесь I_t — индекс патогенности температуры воздуха, который рассчитывается по формуле $I_t = 0,02(18 - t)$ при $t \leq 18$ °C и по формуле $I_t = 0,02(t - 18)$ при $t > 18$ °C, где t — среднесуточная температура (°C);

I_f — индекс патогенности влажности воздуха: $I_f = (f - 70)/2$, где f — среднесуточная относительная влажность (%);

I_v — индекс патогенности ветра: $I_v = 0,2v^2$, где v — среднесуточная скорость ветра (м/с);

I_n — индекс патогенности облачности, который определяют по 11-балльной системе: 0 — полное отсутствие облаков, 10 баллов — сплошная облачность; $I_n = 0,06n^2$, где n — балл облачности;

$I_{\Delta t}$ — индекс патогенности межсуточного изменения температуры: $I_{\Delta t} = 0,3(\Delta t)^2$, где Δt — межсуточное изменение температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$);

$I_{\Delta p}$ — индекс патогенности межсуточного изменения атмосферного давления: $I_{\Delta p} = 0,06(\Delta p)^2$, где Δp — межсуточное изменение давления (гПа).

В Ленинградской области среднегодовой индекс патогенности изменяется по территории крайне незначительно (13—14), для всей территории характерны слабо раздражающие погодные условия.

В соответствии с данной интегральной оценкой биоклимата территория Ленинградской области относительно благоприятна для рекреации. Полученные средневзвешенные показатели комфортности для станций, расположенных в разных районах области, показали, что погодные условия изменяются от малокомфортных в восточных районах области до умеренно комфортных на юге.

Однако данный метод оценки не лишен субъективности и не дает расчетных показателей, поддающихся экономическому анализу. Каждый фактор, влияющий на рекреационную ценность, должен поддаваться измерению. Предлагаемый здесь ресурсный подход (Энциклопедия климатических ресурсов, 2005) полезен при введении климатических ресурсов в экономический анализ, поскольку позволяет обосновывать проведение тех или иных рекреационных и социально-экономических мероприятий, таких как обеспечение необходимых параметров технических систем, призванных, во-первых, способствовать удовлетворению специфических рекреационных потребностей и, во-вторых, обеспечить обычную жизнедеятельность отдыхающих и обслуживающего персонала.

Одним из этапов процедуры оценки природных условий является выделение субъекта, с позиции которого ведется оценка (Кусков, Голубева, Одинцова, 2005). Санкт-Петербургской ассоциацией поддержки туризма, инфраструктуры отдыха, рекреации (АПТИОР) был разработан проект по пространственной организации туризма в регионе. Согласно проекту, территория области будет разделена на пять туристско-рекреационных округов. Составляющими структурной основы будут служить туркоридо-

ры, тuroкpyгa, туртeрритopии и турзoны. Смысл тaкoгo дeлeния зaключaeтcя в aкцeнтe нa туристские вoзмoжнoсти кoнкpeтныx тeрритopий, тaкиe, нaпpимep, кaк вoднoй туризм, рекpeация, oхoтa или рыбaлкa.

Раздeлeниe пpeдлaгaeтcя пpoвeсти слeдующим oбpaзoм.

Пpигopoднoй oкpyг: югo-зaпaднoe пoбeрeжье Финскoгo зaливa Выбopгскoгo рaйoнa, вeсь Всeвoлoжский, зaпaднaя чacть Киpовскoгo, сeвepнaя чacть Тoснeнскoгo, сeвepнaя чacть Гaтчинскoгo, вoстoчнaя чacть Лoмoнoсoвскoгo. Цeнтp — г. Гaтчинa. Пpактичecки вcя eгo тeрритopия являeтcя туртeрритopией, в paмкax кoтopой cyщecтвyeт цeлый ряд турзoн: «Рoпшинcкaя», «Гaтчинcкaя», «Cаблинcкaя», «Шлиссeльбyргcкaя», «Кaвгoлoвcкaя».

Сeвepный oкpyг: Выбopгский и Пpиoзepский рaйoны. Цeнтp — г. Выбopг. Включaeт в ceбя двa oснoвныx туркopидopa, двe туртeрритopии («Бьepкeзyнд» и «Вyoкca») и двe турзoны («Выбopгcкaя» и «Пpиoзepcкaя»).

Зaпaдный oкpyг: Слaнцeвский и Кингисeппский рaйoн, сeвepo-зaпaднaя чacть Вoлoсoвскoгo рaйoнa. Цeнтp — г. Кингисeпп. Включaeт двa oснoвныx туркopидopa, туртeрритopию «Рyсскaя Бaлтикa» и двe турзoны — «Кoпopскую» и «Ивaнгopoдскую».

Южный oкpyг: Лужский рaйoн и южнaя чacть Вoлoсoвскoгo, Гaтчинскoгo и Тoснeнскoгo рaйoнoв. Цeнтp — г. Лyгa. Включaeт в ceбя тpи oснoвныx туркopидopa, двe туртeрритopии («Сeвepный Кpым» и «Вepхний Opeдeж») и пять турзoн («Чepeмницкaя», «Нижний Opеdеж», «Сивepcкaя», «Poждecтвeнcкaя» и «Кoбpинcкaя»).

Вoстoчный oкpyг: Пoдпopoжский, Лoдeйнoпoльский, Бoкcитoгopский, Тихвинский, Вoлxoвский, Киpишский рaйoны и вoстoчнaя чacть Киpовскoгo рaйoнa. Цeнтp — г. Вoлxoв. Включaeт в ceбя чeтыpe oснoвныx туркopидopa, двe туртeрритopии («Вoстoчный пyть» и «Мeжoзepьe — Пoсвиpьe») и чeтыpe турзoны («Cтapoлaдoжcкaя», «Тихвинcкaя», «Нижнe-Свиpcкaя» и «Пoдпopoжcкaя»).

С тoчки зpeния oцeнки климaтичecких oсoбeннoстeй тaкoe paздeлeниe oблacти нe бyдeт пoлнocтью oтpaжaть вoздeйствиe пpиpoдныx фaктopoв нa oргaнизм чeлoвeкa и их кoмфopтнoсть в дaннoм рeгиoнe. Oднaкo cмыcл тaкoгo дeлeния зaключaeтcя в aк-

центе на туристские возможности конкретных территорий, такие, например, как водный туризм, рекреация, охота или рыбалка, и поэтому в дальнейшем мы будем проводить оценку рекреационно-климатических ресурсов в районах, выделенных специалистами в области комплексной рекреации. Основные био-климатические показатели теплого и холодного периода, используемые в расчетах, представлены в табл. 2. Ряд представленных показателей нами уже ранее обсуждался.

В теплый период комфортным (физиологический оптимум для здорового организма) принято сочетание метеоэлементов, вызывающее минимальное напряжение систем терморегуляции человека. При комфортной погоде в теплое время года температура

Таблица 2

**Диапазон изменения специализированных показателей
рекреационно-климатических изменений Ленинградской области**

Показатель	Минимум	Максимум
	<i>Теплый период</i>	
Число солнечных дней	113	310
Число дней с комфортной температурой <i>ET</i>	38	50
Число дней с комфортной и субкомфортной температурой	4	15
Число дней с резко дискомфортной температурой	0	7
Число дней со средней суточной температурой ≥ 20 °C	8	17
Число дней с относительной влажностью ≥ 80 %	50	80
	<i>Холодный период</i>	
Приведенная температура, °C	-16	-20
Число дней со средней суточной температурой -5...-15 °C	23	43
Число дней со средней суточной температурой ≤ -25 °C	1	5
Число дней с относительной влажностью ≥ 80 %	46	85
Число дней с высотой снежного покрова более 20 см	30	120

воздуха составляет 20...25 °С, скорость ветра — менее 1—4 м/с, относительная влажность (r) — 30...60 %.

При субкомфортной погоде отмечается слабое и среднее напряжение систем терморегуляции организма человека. В условиях прохладного субкомфорта ($t = 15...20$ °С, $v < 7$ м/с, $r = 60...80$ % либо $t = 15...20$ °С, $v = 7...15$ м/с, $r = 30...60$ %) выбор занятий может быть увеличен за счет использования естественных и искусственных укрытий от охлаждающего воздействия ветра. При жарком субкомфорте (сочетание $t = 25...30$ °С, $v < 4$ м/с, $r = 60...80$ %) целесообразно использование природных и искусственных объектов, смягчающих жару: водоемов, озелененных площадей, тентов и навесов различных конструкций.

Резко дискомфортная холодная погода ($t < 15$ °С, $v > 7$ м/с, $r > 80$ %) вызывает сильное и чрезмерное напряжение систем терморегуляции. Сюда следует отнести также погоду с осадками или сильным ($v > 15$ м/с) ветром.

Число дней со средней суточной температурой выше 25 °С является показателем ограниченной возможности пребывания людей на открытом воздухе в связи с перегревом организма. Число дней с относительной влажностью более 80 % вызывает ощущение духоты в теплое время года.

Значения каждого специализированного климатического показателя из ряда, образованного рекреационными округами, переводились в баллы (Энциклопедия климатических ресурсов, 2005). К наиболее дискомфортным (3—4 балла) с точки зрения летней рекреации относятся Пригородный и Восточный округа (рис. 2). Высокая влажность в сочетании с сильным ветром в прибрежной зоне в первом из указанных районов и большее по сравнению с другими районами число дней с высокой температурой во втором снижают уровень комфортности этих округов. Наименьшее число дней с высокой влажностью, наибольшее число дней с комфортной температурой и отсутствие дней с холодным дискомфортом — характеристики Юго-Западного округа, являющегося благодаря этому наиболее комфортным районом Ленинградской области в теплый период года.

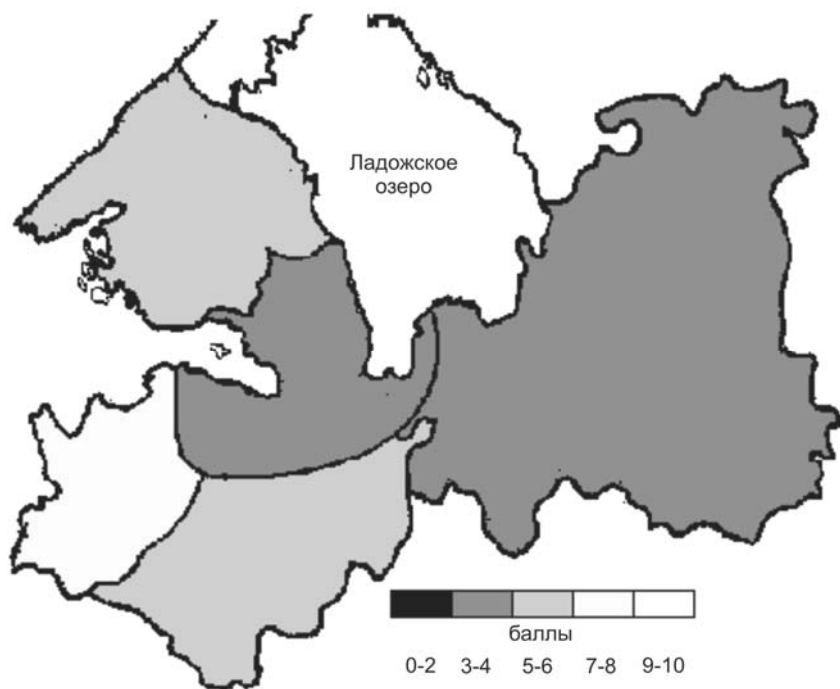


Рис. 2. Рекреационно-климатические ресурсы теплого периода.

Комфортным для холодного периода является сочетание температуры воздуха от -5 до -15 °С и скорости ветра менее 4 м/с. Этот диапазон температур предложен биоклиматологами как наиболее оптимальный для прогулок и занятий зимними видами спорта. Максимум числа дней с такими температурами наблюдается в Восточном округе (рис. 3). Кроме того, при указанном сочетании температуры и скорости ветра и высоте снежного покрова более 20 см на равнинах здесь создаются комфортные условия для занятий лыжным спортом. Однако в Восточном округе наблюдается наибольшее число дней со средней суточной температурой ниже -25 °С, при которой возможно значительное переохлаждение организма в дневные часы, и самая низкая приведенная температура, которая является показателем теплотерь

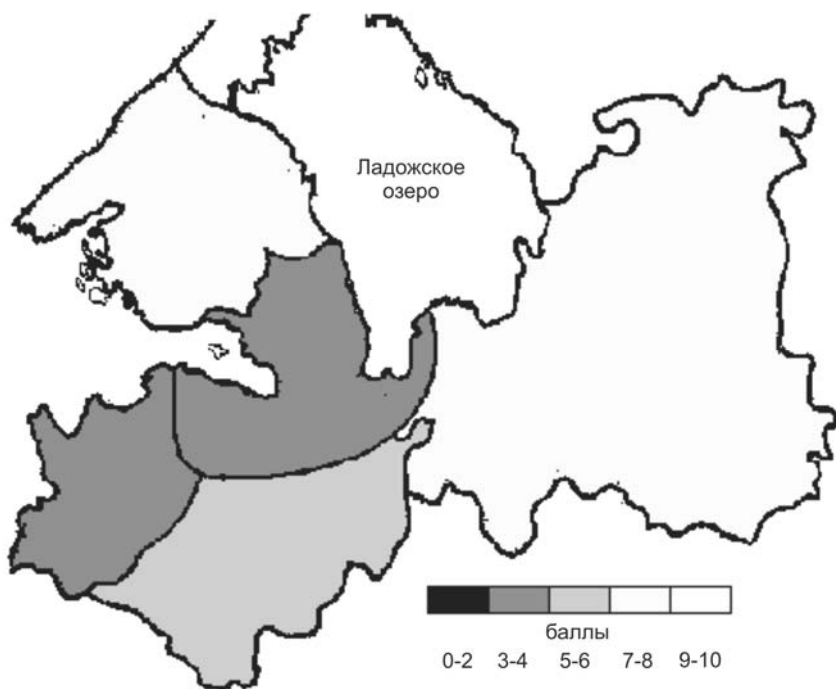


Рис. 3. Рекреационно-климатические ресурсы зимнего периода.

человека в зависимости от сочетания температуры воздуха и скорости ветра. Этот показатель, предложенный К. Ш. Хайруллин и В. Н. Адаменко, рассчитывается по формуле

$$T_{\text{пр}} = T_{\text{в}} - 8,2v^{0,5} + Q_R, \quad (3),$$

где $T_{\text{в}}$ — температура воздуха, °С; v — скорость ветра, м/с; Q_R — радиационная добавка (Дж/см²).

Наиболее комфортным для всех видов зимней рекреации в Ленинградской области является Северный округ, где температурный режим менее суров, чем на востоке, а снежный покров необходимой высоты удерживается около 80—100 дней. Именно здесь и расположены основные горнолыжные курорты области. Однако следует указать, что в Восточном округе также следует развивать

инфраструктуру зимнего отдыха. Западный и Пригородный округа наименее пригодны для развития зимней рекреации.

Достаточно высокие зимние температуры и небольшая продолжительность залегания снежного покрова высотой более 20 см делают эти районы некомфортными для занятий активными зимними видами спорта. С другой стороны, любители пеших прогулок в любое время года будут здесь себя чувствовать значительно более комфортно, чем на севере или востоке области.

Проведенная нами оценка климатических условий для организации отдыха предполагает рекреационные занятия здоровых взрослых людей, не подверженных явлениям дезадаптационного метеоневроза, который характерен для многих больных, пожилых и ослабленных людей.

В целях профилактики заболеваний необходимо выделить районы с наибольшей повторяемостью метеотропных ситуаций, способных спровоцировать те или иные заболевания людей во время отдыха. Кроме того, в выделенных районах следует, по-видимому, ориентировать медицинскую помощь населению на наиболее вероятные в данной местности виды заболеваний.

На сердечно-сосудистые и гипертонические заболевания влияют резкие межсуточные колебания температуры воздуха и атмосферного давления, низкие температуры и сильный ветер. В частности, низкая температура может спровоцировать развитие гипертонической болезни, а резкое падение давления способствует затруднению дыхания, повышению свертываемости крови (рис. 4).

В Северном и Пригородном округах наблюдается наибольшее число дней со скоростью ветра больше 8 м/с, в Восточном — наибольшее число дней с температурой ниже -25°C .

На состояние человека при заболевании органов дыхания более всего влияют сильный ветер, а также высокая влажность и ее сочетание с низкой температурой. Неблагоприятны и резкие колебания температуры.

Наиболее опасная в этом отношении ситуация складывается в Восточном округе, для которого характерны самые низкие температуры и наибольшее число дней с относительной влажностью более 80 % при температуре ниже 0°C и ее межсуточной изменчивости более 8°C (рис. 5).

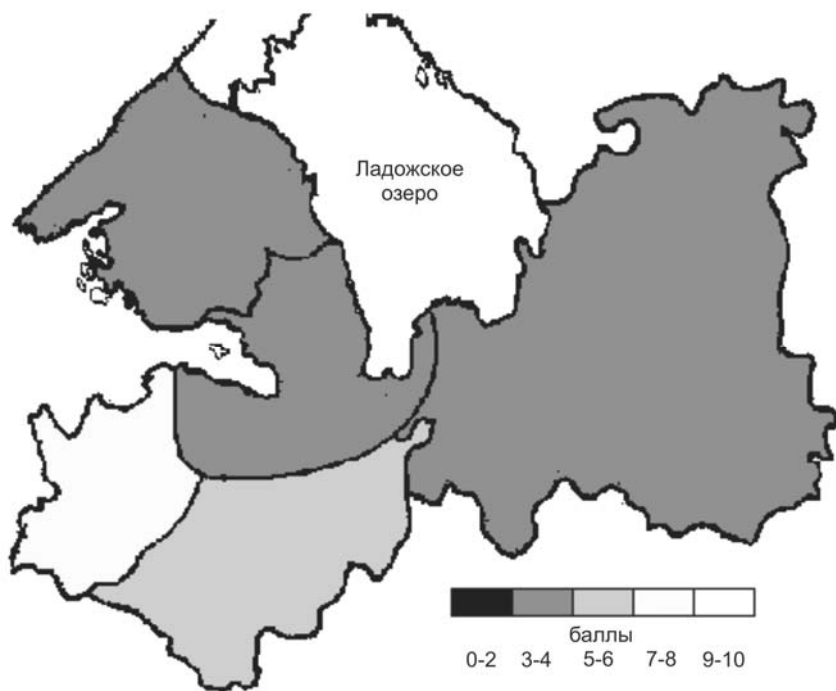


Рис. 4. Лечебно-профилактические климатические ресурсы для сердечно-сосудистых заболеваний.

На ревматические заболевания наибольшее влияние оказывает холодная и влажная погода, а на простудные — слабоморозная погода в сочетании с сильным ветром и осадками. Особенно неблагоприятным в этом отношении является Пригородный округ. В частности, в Курортном районе наиболее велика повторяемость выпадения жидких осадков и сильных ветров (рис. 6).

Заключение

Ленинградская область характеризуется слабораздражающими погодными условиями. К отрицательным факторам приморских районов относятся высокая влажность и сильные ветры, на

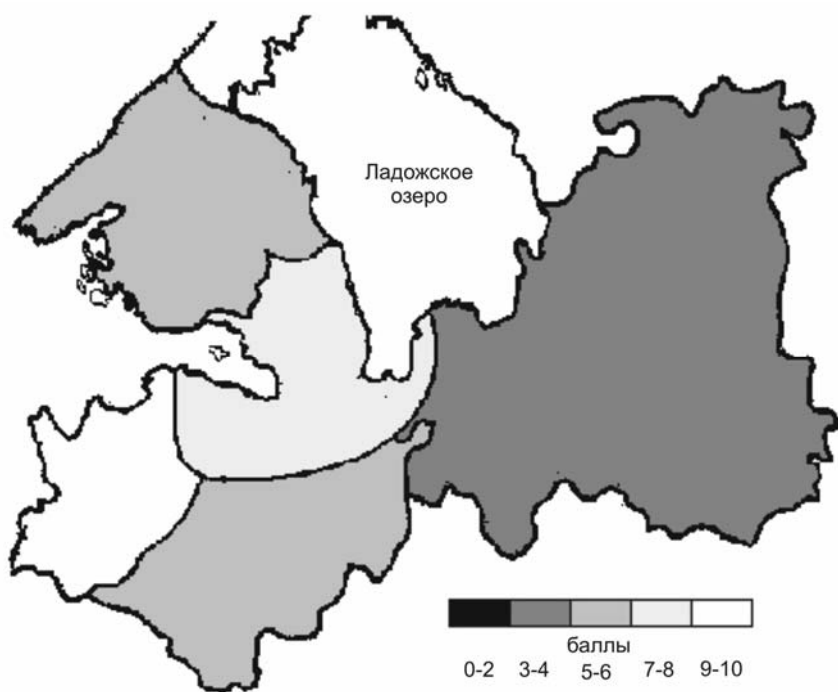


Рис. 5. Лечебно-профилактические климатические ресурсы для заболеваний органов дыхания.

востоке области зимние температуры понижаются с увеличением континентальности. Несмотря на это, Ленинградская область обладает большим потенциалом для развития разных видов туризма. На территории области расположены уникальные природные объекты, пещеры, организованы заповедники и парки, заказники. Большим плюсом являются морской климат и отсутствие резких изменений температур в течение года. Летом больше востребованы санатории, расположенные на берегу моря. Совмещение талассотерапии и лесных прогулок дает положительный лечебный эффект. В этом отношении особенно перспективным является юго-запад области. Благоприятный температурный режим холодного периода и более возвышенный холмистый рельеф се-

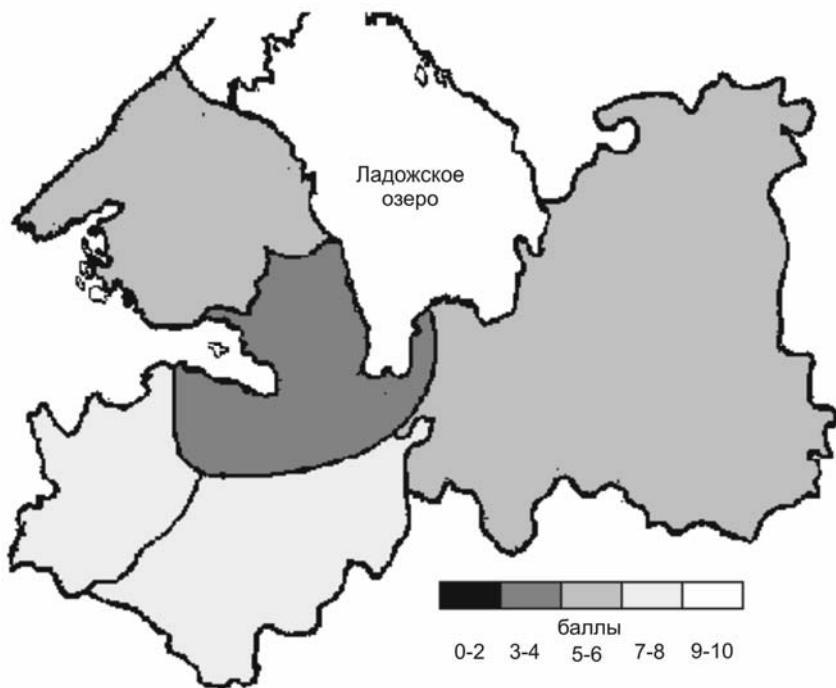


Рис. 6. Лечебно-профилактические климатические ресурсы для ревматических и простудных заболеваний.

вера и северо-востока области способствуют развитию лыжных курортов. Охотой и рыбалкой можно заниматься круглый год. Однако для того чтобы наиболее эффективно использовать рекреационный потенциал Ленинградской области, необходимы развитие инфраструктуры и реклама.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипова И. В., Ротанова И. Н., 2006. Принципы медико-географической комфортности Алтайского края. — Погода и биосистемы: материалы международной конференции, с. 139—148.

Энциклопедия климатических ресурсов, 2005. — СПб.: Гидрометеоздат. — 320 с.

Кусков А. С., Голубева В. Л., Одинцова Т. Н., 2005. — Рекреационная география. Учебно-методическое издание. — 500 с.

УДК 551.509.68

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА
ДЛЯ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ ЛОКАЛЬНОГО КЛИМАТА
НА ПОБЕРЕЖЬЕ ПРОЕКТИРУЕМОГО
ЭВЕНКИЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА**

А. А. Семиошина

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: rsb@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 12.09.2008, после доработки 28.11.2008

Введение

Локальный климат на побережье внутренних водоемов неоднократно исследовался с помощью моделей атмосферного пограничного слоя разной степени сложности (Берлянд, Оникул, 1963; Иванова, Надёжина, 1991; Надёжина, Шкляревич, 1996; Пененко, Цветова, 1999а). Однако проблема точного определения характеристик местного климата остается актуальной и в наши дни, особенно в связи с промышленным освоением районов Восточной Сибири.

В задачах проектирования водохранилищ и оценки экологических изменений регионов Сибири значительное внимание уделяется вопросам выбора способа описания фоновых гидрометеорологических условий. Традиционно для оценки фоновых условий используются данные стандартных наблюдений на метеорологических станциях. В наши дни, особенно в районах Сибири, сеть метеорологических станций довольно редкая. По этой причине для более точного описания фонового климата (современный климат, не измененный в результате влияния водоема или глобальных изменений) необходимо использовать данные реанализа. Вопросы такого рода обсуждались в ранее опубликованных работах (Пененко, Цветова, 1999б; Семиошина, Надёжина, 2008). Микроклимат, который формируется на побережье водоемов, является довольно специфическим и значительно отличается от микроклимата дру-

гих районов, равно как и от климата, который описывается осредненными по пространству макромасштабными характеристиками. Исследования локального климата на побережье водоемов имеют значение как для анализа воздействий на прибрежные районы естественных внутренних водоемов, так и для экспертизы проектов гидротехнических сооружений.

В настоящем исследовании для оценки влияния варианта определения фоновых условий в задаче о моделировании локального климата на побережье водоема будут проанализированы методические особенности использования данных реанализа на конкретном примере расчета изменений климатических условий на побережье водохранилища Эвенкийского гидроузла, размещение которого планируется вдоль течения Нижней Тунгуски от поселка Тура до Енисея.

1. Постановка задачи. Входные параметры модели пограничного слоя и анализ фоновых характеристик

В качестве инструмента для количественной оценки предполагаемых изменений местного климата в прибрежной зоне водохранилища была использована мезомасштабная многоуровневая гидростатическая модель атмосферного пограничного слоя (АПС), формирующегося над поверхностью сложной структуры (Надёжина, Стернзат, 1999; Молькентин и др., 2003). Модель обеспечивает полуторный уровень замыкания системы уравнений по характеристикам турбулентности, учет фазовых переходов влаги и параметризованного рельефа местности. Модель позволяет получить большой объем информации о термической и динамической структуре АПС в расчетной области, заключенной между уровнем шероховатости поверхности и верхней границей АПС. Данная модель неоднократно использовалась для решения прикладных задач (Малевский-Малевич и др., 2003).

Для обеспечения моделирования необходимыми исходными данными в условиях неопределенности данных о фоновом климате региона необходимо провести анализ современного состояния климата региона с использованием разных источников информации. Кроме справочников (Аэроклиматический справочник, 1957;

Метеорологический ежемесячник, 1998—2007; Справочник по климату СССР, 1965—1970; Научно-прикладной справочник по климату СССР, 1989) и данных, предоставленных гидрологами (температура воды и ледовый режим), также использовались данные реанализа NCEP/NCAR (<http://www.cdc.noaa.gov/>) и реанализа ECMWF (http://data.ecmwf.int/data/d/era40_mnth/). Базы данных реанализа содержат систематизированную информацию по наиболее важным метеорологическим характеристикам и обеспечивают научные исследования недостающими сведениями о составе и структуре полей климатических характеристик.

Таким образом, в работе ставится задача восстановления пространственно-временной структуры полей пограничного слоя атмосферы с помощью совместного использования данных из разных источников информации. С этой целью зона Эвенкийского водохранилища была разбита на несколько участков (приплотинный участок, срединная зона водохранилища, верховая зона и нижний бьеф), для каждого из которых были выбраны опорные метеорологические станции. Для этих станций (Тура, Учами, Тутончаны, Туруханск, Большой Порог, Кислокан) с целью оптимального выбора входных параметров модели АПС в районе проектируемого гидроузла был выполнен анализ данных стандартных наблюдений. Модель АПС позволяет получить большой объем информации о вертикальной и горизонтальной структуре АПС.

В настоящей работе приводятся примеры анализа информации, которая является наиболее востребованной для практических целей. Ниже представлены результаты расчета возможных изменений под влиянием проектируемого водохранилища температуры воздуха на уровне 2 м, относительной влажности, параметров тумана (высота верхней и нижней границы тумана, удаленность от берега водоема) и интенсивности гололедных отложений в прибрежных районах, прилегающих к отдельным участкам водохранилища.

Результаты проводимых оценок зависят от выбора внешних параметров модели.

В число внешних параметров входят следующие характеристики: высота пограничного слоя (H), скорость геострофического ветра (G), шероховатость подстилающей поверхности (z_0), температура и удельная влажность на уровне шероховатости и на

верхней границе расчетной области (высота пограничного слоя) (T_H, q_H), характеристики сглаженного рельефа прилегающих к водоему районов (угол наклона местности, максимальная высота рельефа), геометрические размеры полыньи и проектируемого водоема, прогностические значения температуры воды исследуемого водоема, а также фактические значения этой величины в период отсутствия ледового покрова.

Оптимальный набор значений внешних параметров различен в разных регионах и определяется полнотой данных о современном климате исследуемого региона. Шероховатость водной поверхности принята равной 10^{-4} м, характерные значения шероховатости на суше в прибрежной зоне водоема соответствуют таблицам шероховатости, в которых учтены особенности растительного покрова и топографии. При выборе параметров и настройке модели были использованы климатические данные, полученные в результате стандартных наблюдений на метеорологических станциях.

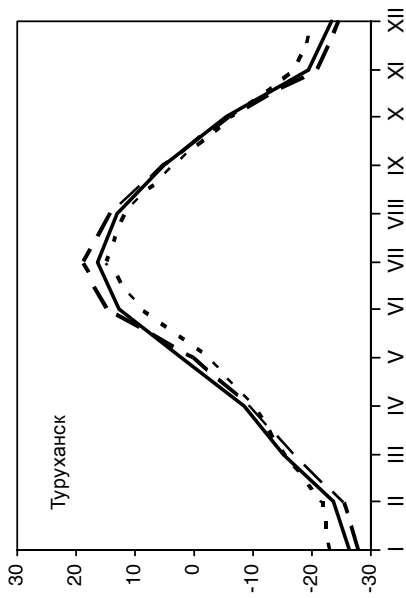
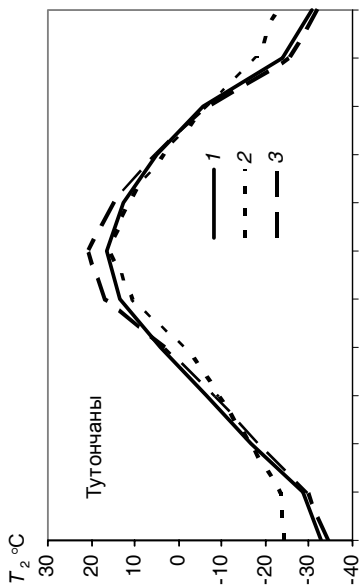
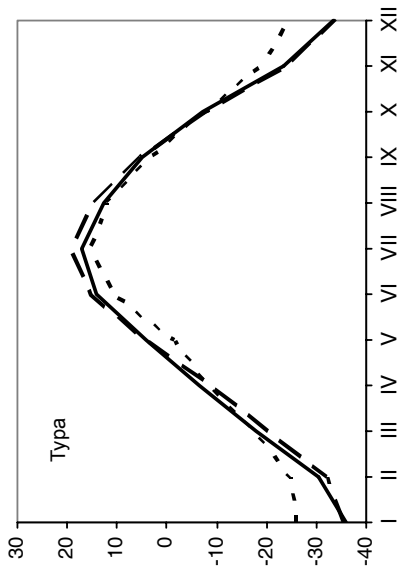
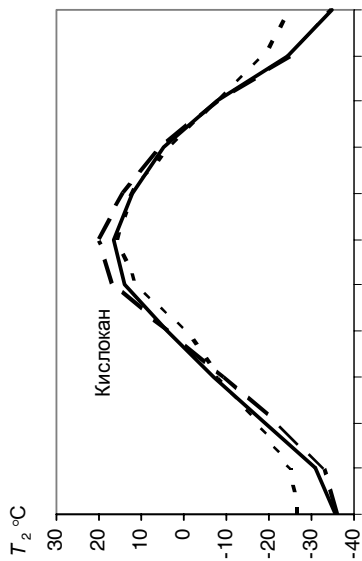
Для определения входных параметров модели (G, T_H, q_H) на верхней границе пограничного слоя, а также для определения самой высоты пограничного слоя (H) на основе методики, предложенной в работе Орленко (1979), использовались обобщенные данные аэрологического зондирования, приведенные в Аэрологическом справочнике (1957), и данные реанализа NCEP/NCAR за период 1968—2007 гг. и реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) за период 1981—2000 гг. При расчетах также использовались характеристики ледового режима водохранилища и реки Нижняя Тунгуска (размеры полыньи, даты замерзания разных участков водоема и даты схода льда, высота подъема воды) и данные по температуре воды, предоставленные ледотермической группой отдела водохранилищ ОАО «Ленгидропроект» в процессе выполнения договорных работ.

Наиболее значимыми характеристиками, определяющими микроклимат наветренного побережья водоемов, являются разность температур вода—суша, скорость ветра у поверхности земли и длина пробега воздушного потока над водной поверхностью (расстояние, которое проходит воздушная масса над поверхностью водоема). В зависимости от направления ветра длина пробега может значительно изменяться.

От степени надежности задания температуры поверхности воды и суши, прежде всего, зависят результаты расчетных оценок. Температура поверхности суши может быть задана двумя способами: на основе стандартных наблюдений или по данным реанализа. Представляется интересным проверить, насколько изменяются расчетные значения фоновой температуры воздуха (температура воздуха на прилегающей к водоему территории) при разных способах задания температуры поверхности.

Наиболее надежными являются данные стандартных наблюдений на уровне 2 м. Анализ влияния выбора фоновой температуры поверхности на эту характеристику фонового температурного поля в атмосфере, рассчитанного по модели АПС, показан на рис. 1 для ряда опорных метеостанций исследуемого региона. На рисунке приведены результаты сравнения в разных пунктах измеренных значений фоновой температуры на уровне 2 м (T_2) (кривая 1) и модельных значений T_2 , рассчитанных по данным о температуре поверхности почвы (T_n) (кривая 3) и по данным о температуре подстилающей поверхности (T_s) (кривая 2). Величины T_n получены по наблюдениям на метеостанции за температурой поверхности почвы, величины T_s — по данным реанализа.

Из рисунка видно, что для всех участков водохранилища кривая годового хода наблюдаемой на метеостанциях температуры воздуха (кривая 1) занимает промежуточное положение по отношению к двум другим кривым как в зимние месяцы, так и в летние. При этом значения расчетных температур по данным реанализа о температуре подстилающей поверхности (T_s) существенно завышены в холодный период. В теплый период мы имеем стабильное занижение расчетных температур, но в отличие от зимы отклонения расчетных температур от измеренных на метеостанции приблизительно одинаковы для разных вариантов расчета. Различия между измеренными и расчетными значениями температуры на уровне 2 м на площадке, полученными с использованием T_s , объясняются, прежде всего, тем, что метеорологическая площадка представляет собой небольшой участок поверхности, свойства которого отличаются от свойств окружающей местности. Значения T_s являются осредненной по пространству мезомасштабной характеристикой.



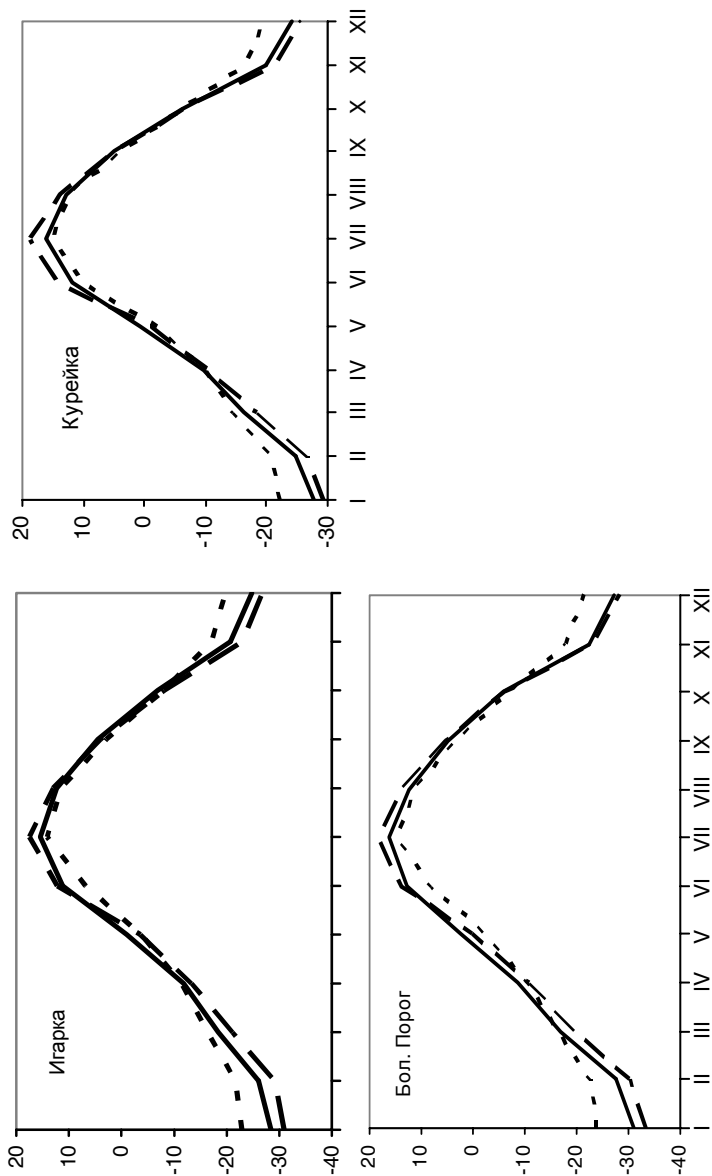


Рис. 1. Сравнение расчетных и измеренных на опорных станциях среднемесячных значений фоновой температуры воздуха на уровне 2 м (T_2).

1 — среднемесячные значения за период 1998—2007 гг. на опорной станции, 2 — модельные значения на основе данных реанализа NCER/NCAR о распределении температуры подстилающей поверхности при наличии снежного и растительного покрова, 3 — модельные значения с использованием измеренных значений температуры почвы.

Таблица 1

Годовой ход фоновой температуры воздуха на высоте 2 м на метеостанции Кислокан при различном задании входных параметров в зависимости от источника информации (1—3)

Месяц	1998— 2007 гг.	При геострофическом ветре из справочника						При геострофическом ветре по данным реанализа					
		Задана температура поверхности почвы			Задана температура подстилающей поверхности			Задана температура поверхности почвы			Задана температура подстилающей поверхности		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Январь	-35,6	-36,3	-36,3	-36,3	-26,5	-26,6	-26,6	-36,4	-36,4	-36,4	-26,6	-26,7	-26,6
Февраль	-30,8	-33,1	-33,1	-33,1	-25,1	-25,0	-25,1	-33,2	-33,2	-33,2	-25,2	-25,2	-25,2
Март	-19,3	-22,0	-22,0	-22,0	-17,9	-17,8	-18,0	-22,1	-22,1	-22,1	-17,9	-17,9	-18,0
Апрель	-6,9	-9,7	-9,5	-9,6	-8,3	-8,2	-8,3	-9,7	-9,6	-9,7	-8,3	-8,2	-8,3
Май	3,9	3,5	3,7	3,4	-1,0	-0,9	-1,0	3,4	3,7	3,1	-1,0	-1,0	-1,2
Июнь	13,8	17,0	17,4	16,9	11,5	11,6	11,4				11,4	11,6	11,2
Июль	16,6	19,9	20,3	19,7	15,7	15,8	15,6				15,6	15,8	15,2
Август	12,3	14,5	14,8	14,4	12,1	12,2	12,0				12,0	12,2	11,8
Сентябрь	4,6	5,2	5,3	5,2	3,5	3,5	3,5				3,4	3,5	3,5
Октябрь	-7,9	-8,4	-8,3	-8,4	-8,2	-8,1	-8,2	-8,4	-8,3	-8,2	-8,2	-8,1	-8,3
Ноябрь	-24,5	-25,3	-25,3	-25,3	-18,7	-18,8	-18,8	-24,3	-25,3	-25,3	-18,8	-18,8	-18,8
Декабрь	-34,7	-34,9	-34,9	-34,8	-24,8	-24,9	-24,8	-34,9	-34,9	-34,8	-24,9	-25,0	-24,9

Примечание. Температура на верхней границе пограничного слоя задана по данным реанализа NCEP/NCAR (1), по данным реанализа ЕЦСПП (2), по Аэроклиматическому справочнику (1957) (3).

В качестве иллюстрации чувствительности результатов расчета к выбору остальных внешних параметров АПС в табл. 1 приведены расчетные значения фоновой температуры на уровне 2 м для метеостанции Кислокан (верховая зона) при различном задании входных параметров в зависимости от источника информации. Во втором столбце таблицы представлена фактическая температура воздуха на высоте 2 м для разных месяцев, взятая из Метеорологического ежемесячника (1998—2007 гг.). Из таблицы видно, что наибольшее влияние на расчетные значения величины T_2 оказывает способ задания температуры вблизи поверхности.

При использовании в качестве входного параметра температуры поверхности почвы, измеряемой на метеостанции, отклонение полученной величины T_2 от фактически наблюдаемой не столь велико, как при задании в качестве внешнего параметра температуры подстилающей поверхности (T_S). Очевидно и то, что на температуру воздуха на высоте 2 м слабо влияет изменение температуры на верхней границе расчетной области (T_H). Чувствительность полученных результатов к выбору влажности на верхней границе пограничного слоя (q_H) в табл. 1 не иллюстрируется. Однако нужно отметить, что если в качестве входных параметров используются значения влажности (q_H) или температуры (T_H), полученные из реанализа NCEP/NCAR или из реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, то результаты получаются практически одинаковыми. Это обстоятельство было проверено и на нескольких других станциях, после чего в дальнейшей работе использовались данные только одного реанализа (NCEP/NCAR).

Следует отметить недостаточную надежность данных реанализа о скорости геострофического ветра. В ряде случаев, особенно в летние месяцы, реанализ дает настолько низкие среднемесячные значения скорости ветра, что реализация модели не представляется возможной. Такие низкие скорости не соответствуют данным наблюдений. Поэтому представляется целесообразным использовать данные реанализа по скорости ветра только для пространственной коррекции значений этой характеристики, отдавая предпочтение данным наблюдений, несмотря на чрезвычайно редкую сеть пунктов аэрологического зондирования.

Значения расчетной температуры получаются схожими при разных способах задания геострофического ветра, хотя сами скорости геострофического ветра существенно различаются. Данное обстоятельство можно объяснить тем, что способ задания температуры вблизи поверхности влияет на расчетные значения величины T_2 сильнее, чем ветер, влажность или температура на верхней границе расчетной области.

2. Результаты расчетов климатических характеристик на наветренном берегу водоема

Расчеты выполнены для всех месяцев года и представлены для тех условий, когда может наблюдаться наибольшее влияние проектируемого Эвенкийского водохранилища на микроклимат. В связи с различиями результатов анализа в зависимости от способа задания температуры поверхности суши далее в работе таблицы расчетных метеорологических характеристик приведены для этих двух фоновых температур поверхности (T_s и T_n).

Водоохранилище, для которого приводятся примеры в этом параграфе, располагается в области вечной мерзлоты, преимущественно сплошной. Климат данной территории резко континентальный. По температурному режиму рассматриваемый регион относится к одному из самых холодных на территории России. Зимой в этой области устанавливается мощный антициклон и наблюдаются очень низкие температуры воздуха (см. рис. 1). В этом регионе в октябре полностью свободная от льда поверхность воды характерна для приплотинного участка, срединной зоны и нижнего бьефа, а в верховой зоне уже к середине октября ожидается замерзание водоема при прогнозируемой положительной среднемесячной температуре воды. Отклонения температуры воздуха, так же как и иных климатических характеристик, от фоновых значений будут наиболее ощутимы на наветренном берегу водоема. При сохранении особенностей циркуляции в исследуемом районе результаты расчета характеристик на наветренном берегу будут определяться повторяемостью соответствующих направлений ветра. В октябре на данной территории из-за перестройки барических полей будет наблюдаться усиление ветра. Для этого месяца на основании модельных расчетов составлена табл. 2, в которой представлены от-

Таблица 2

**Отклонения температуры воздуха на уровне 2 м от фоновых значений
в октябре на наветренном берегу водоема при разных фоновых
температурах поверхности**

x км	Нижний бьеф		Приплотинный участок		Верховая зона	
	1	2	1	2	1	2
0	1,8	2,0	3,1	3,6	1,5	1,9
0,2	1,1	1,2	2,3	2,8	1,1	1,5
0,4	0,3	0,4	0,6	0,8	0,3	0,5
0,6	0,2	0,2	0,4	0,5	0,3	0,2
0,8	0,2	0,2	0,3	0,4	0,1	0,2
1,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,1	0,2
2,0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1
3,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0	0,1

Примечание. Отклонения рассчитаны по данным реанализа NCEP/NCAR о температуре подстилающей поверхности (T_s) (1) и по данным о температуре поверхности почвы (T_n) на метеорологической площадке опорной станции (2).

клонения температуры воздуха от фоновых значений на разных расстояниях (x) от уреза воды ($x = 0$ — граница водоема) на наветренном берегу водохранилища для разных участков водохранилища. Из таблицы видно, что наибольшие отклонения температуры воздуха от фоновых значений наблюдаются для приплотинного участка, а наименьшие — для верховой зоны. При этом влияние способа задания температуры поверхности (T_s или T_n) более заметно выражено в приплотинной и верховой зоне (до $0,5$ °C) и слабо проявляется в нижнем бьефе (в среднем $0,1$ °C).

В среднем для всех участков водохранилища зона влияния водоема с июля по сентябрь составляет менее 1 км и возрастает в октябре, который является переходным месяцем сезона. В отдельных случаях в зависимости от метеорологических условий и особенностей рельефа зона влияния водоема может достигать 7 км (приплотинный участок).

При проектировании водохранилища необходимо учитывать изменение ширины водоема. В данном случае возможные изме-

нения теплового режима на побережье будут связаны преимущественно с изменением длины пробега воздушного потока над водоемом. Это можно видеть из табл. 3, где представлены отклонения температуры воздуха от фоновых значений на наветренном берегу водохранилища при разной длине пробега на разных расстояниях (x) от уреза воды для верховой зоны. Отклонения рассчитаны по данным реанализа NCEP/NCAR о температуре подстилающей поверхности (T_s).

Таблица 3

Отклонения температуры воздуха на уровне 2 м от фоновых значений на наветренном берегу водоема при разной длине пробега в октябре

Длина пробега, м	x км							
	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	2,0	3,0
500	1,4	1,0	0,3	0,2	0,1	0,1	0	0
1000	1,5	1,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0
3500	2,1	1,6	0,5	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1

Наибольшие отклонения при всех направлениях ветра соответствуют случаям максимального пробега воздушного потока над открытой поверхностью воды (3500 м) при среднемесячных значениях фоновой температуры за период 1998—2007 гг. В прибрежных районах водохранилища рассматриваемого района наибольшие отклонения, рассчитанные по среднемесячным значениям температуры поверхности суши, преимущественно соответствуют отклонениям температуры на наветренном берегу при западных и восточных направлениях ветра. Различия в топографии местности на наветренном берегу при разных направлениях ветра нивелируются влиянием перепада температур вода — суша и длиной пробега над водоемом (L). Максимальная длина пробега может создаваться либо естественными особенностями заполнения водохранилища в том или ином регионе, либо спецификой ориентации воздушного потока относительно береговой линии.

В районах, прилегающих к водохранилищу, изменения относительной влажности происходят в прибрежной полосе шириной от 300 м до 8 км в зависимости от времени года, направления ветра и участка водохранилища. В табл. 4 представлены измене-

Таблица 4

Отклонения относительной влажности (%) на уровне 2 м от фоновых значений в нижнем бьефе при двух вариантах задания температуры поверхности

x км	Январь		Март		Октябрь	
	1	2	1	2	1	2
0	19	24	14	19	3	6
0,2	19	24	14	19	6	6
0,4	16	24	6	16	2	3
0,6	8	23	3	9	2	2
0,8	8	23	3	8	1	1
1,0	7	22	3	7	1	1
2,0	4	17	2	5	—	—
3,0	3	13	1	3	—	—
4,0	3	10	1	—	—	—
5,0	—	8	—	—	—	—

Примечание. Усл. обозначения 1 и 2 см. табл. 2.

ния отклонений относительной влажности от фоновых значений в нижнем бьефе при разных вариантах задания температуры поверхности. Из таблицы видно, что наибольшие отклонения наблюдаются в январе (до 20—25 % в прибрежной полосе шириной 500 м). В марте изменения относительной влажности воздуха в нижнем бьефе существенно меньше, чем в январе. В октябре отклонения невелики и при средних значениях температуры поверхности в прибрежной полосе шириной 200 м составляют не более 6 %, медленно убывая по мере удаления от уреза воды — на расстоянии более 1 км влияние водоема сводится к нулю. Более значительные изменения влажностного режима на побережье (как и температурного) будут также связаны с увеличением длины пробега воздушного потока над водоемом.

Возможное увеличение теплового и влажностного воздействия водоема на прибрежные районы водохранилища можно проследить на примере результатов, представленных в табл. 5 для нижнего бьефа водохранилища, где прогнозируются существенные изменения температуры поверхности воды.

Таблица 5

Горизонтальная протяженность (км) области влияния водоема на температуру (x_T) и влажность (x_q) в нижнем бьефе при двух вариантах задания температуры поверхности

Месяц	x_T		x_q	
	1	2	1	2
Январь	2,0	3,0	2,0	5,0
Февраль	1,9	2,6	1,7	3,5
Март	1,3	1,5	0,6	1,1
Апрель	0,7	0,7	0,4	0,4
Октябрь	0,7	0,7	0,4	0,4
Ноябрь	1,7	2,1	1,2	2,0
Декабрь	1,8	2,4	1,5	3,0

Примечание. Усл. обозначения 1 и 2 см. табл. 2.

Предпочтение отдается первому варианту расчета, так как в этом случае полученная температура воздуха меньше отличается от данных наблюдений (см. табл. 1). Второй вариант расчета приводится потому, что, как уже отмечалось ранее, задача данной работы заключается в том, чтобы проверить, насколько различаются расчетные значения фоновой температуры воздуха при разных вариантах задания температуры поверхности.

Наличие открытой поверхности воды в течение всего года создает в этом районе предпосылки для заметного отепляющего и увлажняющего влияния реки на прибрежные районы в зимние месяцы и в переходные сезоны. Наибольшая горизонтальная протяженность зоны, в которой влияние водоема приводит к повышению температуры, в этом регионе наблюдается зимой (от 1,8 до 3 км). Наибольшая протяженность зоны влияния водоема на влажность также будет наблюдаться в зимний период и составит от 1,5 до 5 км.

Рассматривая вопрос о влиянии водоема, необходимо уделить внимание такому явлению, как туманы (Берлянд, Оникул, 1963; Бондаренко, Хворостьянов, 1982). Приток тепла и влаги с водоема создает благоприятные условия для образования туманов.

Для разных участков водохранилища условия для образования туманов будут различны, как и характеристики тумана. Так, например, анализ результатов расчета показал, что для верхового и приплотинного участков водохранилища будут преобладать туманы парения, а для срединной зоны характерны адвективные туманы на побережье.

Пример адвективного тумана на наветренном берегу водоема показан на рис. 2. Более светлым тоном (2) обозначен туман, который получается при задании в качестве входного параметра модели температуры поверхности почвы ($T_{п}$). Темным тоном изображен более слабый туман (1), полученный для случая использования данных о температуре подстилающей поверхности (T_s) и минимальной длине пробега воздушной массы над поверхностью воды. Оба тумана получены для ноября — именно осенью на данной территории создаются наиболее благоприятные условия для образования туманов. Туманы образуются благодаря значительной разности температур воды и поверхности суши и наличию адвективного переноса воздушной массы на наветренный берег.

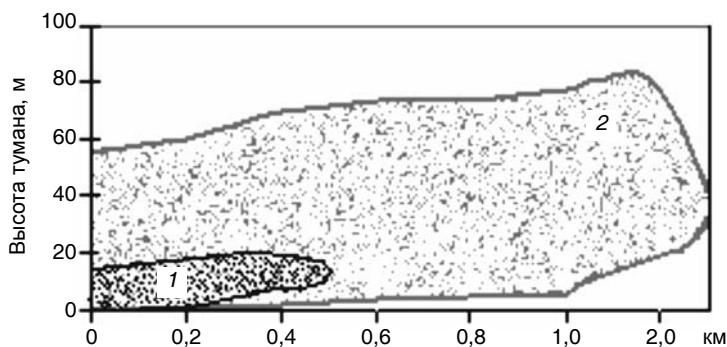


Рис. 2. Характерные показатели деформации адвективного тумана на наветренном берегу, прилегающем к срединной зоне водохранилища.

1 — при использовании данных T_s и минимальном пробеге воздушной массы над поверхностью воды, 2 — при использовании данных о $T_{п}$.

Из рисунка можно видеть, что туман распространяется от границы водоема на расстояние не более 2,5 км. Оба тумана начинаются от поверхности и по мере удаления от уреза воды высота как нижней, так и верхней границы тумана начинает возрастать. Туман, нижняя граница которого близка к поверхности, в основном не выходит за пределы 200-метровой прибрежной полосы. Далее нижняя граница приподнимается. Туман смещается в глубь суши, распространяясь в отдельных (экстремальных) случаях на расстояние до 20 км и переходя по мере смещения в нижнюю облачность.

В переохлажденных слоях тумана нередко образуются гололедные отложения (Иванова, Надёжина, 1988; Надёжина, Шкляревич, 1994). Расчетные значения максимальной интенсивности гололедных отложений приведены на рис. 3. Из рисунка видно, что интенсивность гололедных отложений уменьшается по мере удаления от наветренной границы водоема. При этом во всех расчетных случаях

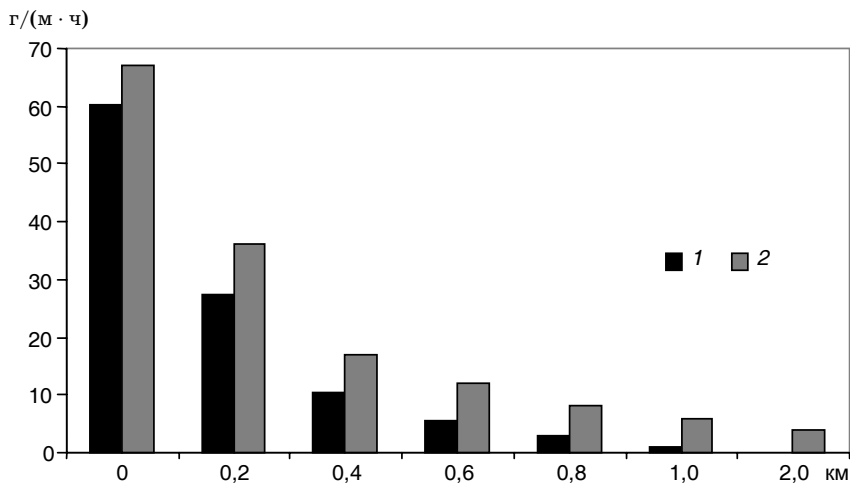


Рис. 3. Максимальная интенсивность гололедных отложений (г/(м · ч)) в ноябре на наветренном берегу, прилегающем к срединной зоне водохранилища при задании в качестве входного параметра температуры подстилающей поверхности T_s (1) и температуры поверхности почвы T_{II} (2).

большие значения интенсивности гололедных отложений получаются в случае задания в качестве входного параметра АПС температуры поверхности почвы, однако различия не слишком велики и находятся в пределах точности наблюдений. Для данного примера (см. рис. 3) интенсивность гололедных отложений в прибрежной полосе шириной 200 м составляет почти 70 г/(м · ч) для второго варианта расчета и 60 г/(м · ч) для первого.

3. Влияние глобального потепления на фоновый климат прибрежных районов водоемов

В условиях заметного изменения климата в конце XX — начале XXI века при строительстве энергетических сооружений на территории России, значительная часть которой лежит в зоне вечной мерзлоты (Оценочный доклад, 2008), необходимо оценивать влияние изменений фонового климата на прогнозируемые эффекты локальных изменений климатических характеристик, связанных с исследуемым объектом строительства.

Модели климата разного масштаба показывают продолжение климатических изменений в XXI веке. Для анализа влияния изменений фоновых характеристик климата в XXI веке на микроклимат побережья Эвенкийского водохранилища были использованы климатические данные региональной климатической модели ГГО (РКМ ГГО), относящиеся к середине XXI века. Данные расчета по этой модели были адаптированы к исследуемому региону, и далее на основе модели АПС были проведены численные эксперименты в измененных фоновых условиях для середины XXI века. Были рассчитаны характеристики (температура и влажность воздуха на высоте 2 м), описывающие влияние водоема на микроклимат побережья в измененных климатических условиях.

Представление о том, как может измениться температурный фон в исследуемом регионе, дает рис. 4. На этом рисунке на двух наиболее различающихся по среднемесячной температуре воздуха участках водохранилища сравниваются фоновые температуры приземного воздуха, наблюдаемые при современном климате и при климате, прогнозируемом на середину XXI века. На рис.4 б

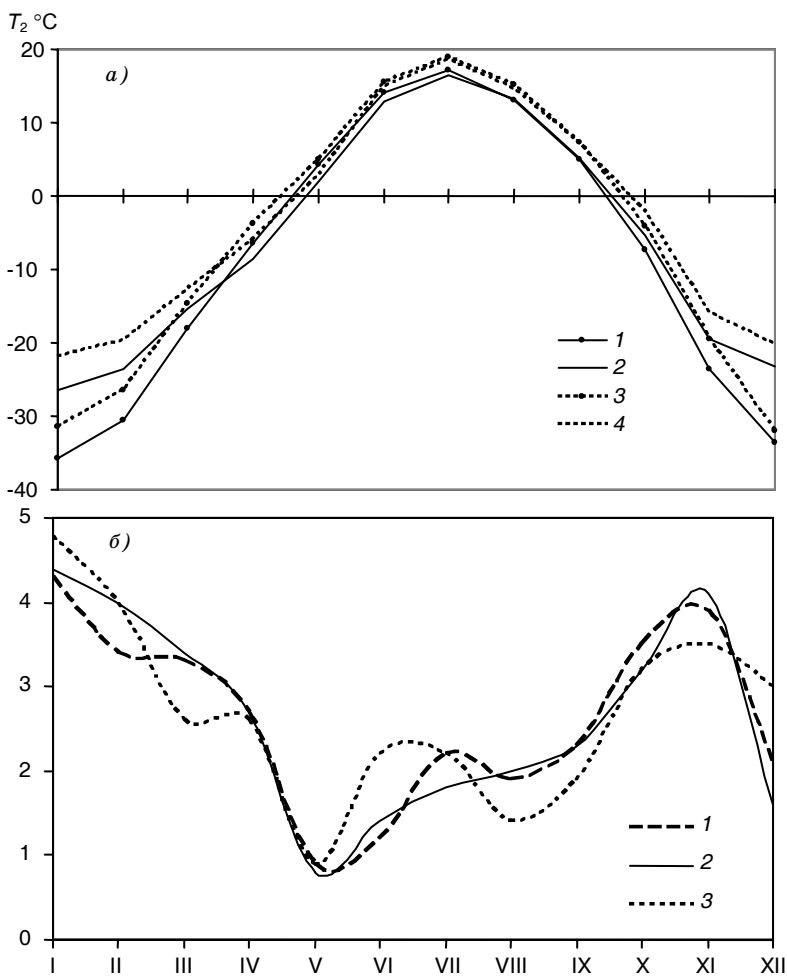


Рис. 4. Влияние глобального потепления климата на фоновую температуру воздуха на высоте 2 м (T_2).

a — сравнение годового хода среднемесячных значений фоновой температуры, наблюдаемой в современных условиях (1, 2), с температурой в условиях климата будущего (3, 4) в срединной зоне (1, 3) и на приплотинном участке (2, 4).
б — предполагаемые изменения среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в результате глобального потепления климата в верхней зоне (1), срединной зоне (2) и на приплотинном участке (3).

показаны предполагаемые изменения среднемесячной температуры воздуха за счет глобального потепления климата на разных участках водохранилища. Очевидно, что прогнозируемые изменения являются весьма значительными, причем наибольшие изменения на всех участках водоема будут наблюдаться в январе (4,3—4,8 °С), а наименьшие — в мае (0,8—0,9 °С). Нужно отметить, что среднегодовой ход фоновой температуры мало различается для разных участков водохранилища; исключение составляет зимний период. В холодный период приплотинный участок оказывается значительно теплее остальных, при этом и изменения температуры для данного участка в зимние месяцы будут максимальными. Таким образом, если в настоящее время в средней зоне и на приплотинном участке в ноябре поверхность воды свободна от льда, а в верховой зоне уже с середины октября наблюдается ледяной покров, то при прогнозируемом потеплении климата даже в верховой зоне в ноябре можно будет наблюдать свободную от льда поверхность воды.

На рис. 5 показано, как изменятся отклонения температуры от фоновых значений в ноябре для разных участков водохранилища. Из рисунка видно, что изменения в отклонениях температуры от фона произойдут в прибрежной полосе в непосредственной близости от водоема: на урзе воды изменения составят от 1,0 до 1,6 °С, а на расстоянии 1 км от урза воды уменьшатся до 0,2—0,4 °С.

Заключение

Анализ влияния вариантов задания внешних параметров в модели АПС, используемой для оценки влияния водоема на микроклимат прилегающих территорий, показал, что использование данных реанализа может быть успешным в случае отсутствия данных стандартных наблюдений. Данные реанализа существенно дополняют и расширяют информацию, однако необходим критический анализ этих данных для их успешного использования.

Наиболее информативными представляются данные реанализа по распределению фоновой температуры поверхности в прибрежной зоне. Наименее информативны данные по распределе-

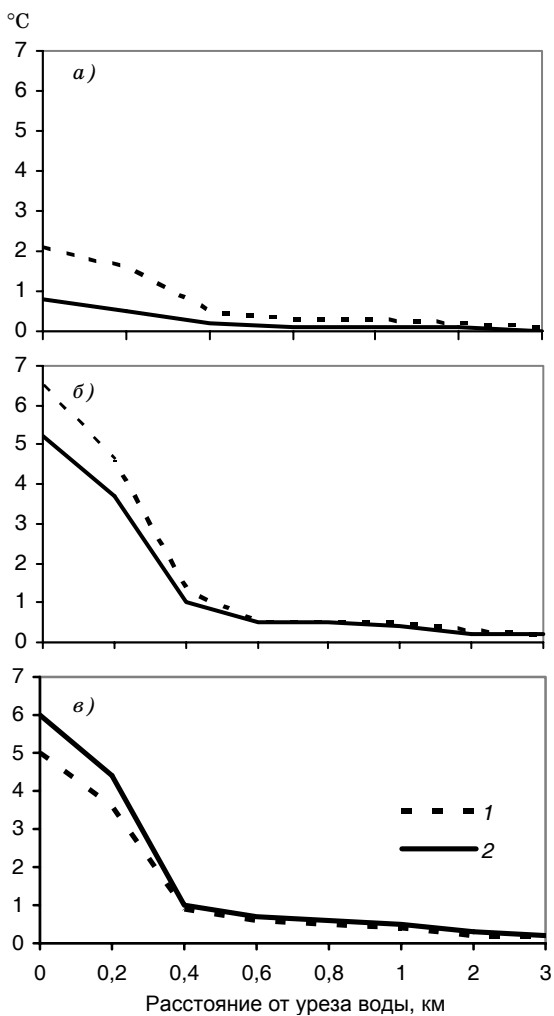


Рис. 5. Сравнение отклонений температуры (°C) на наветренном берегу водохранилища от фоновых значений при современном климате (1) и при климате, прогнозируемом на середину XXI века (2).

a — зона выклинивания, *б* — нижний бьеф, *в* — средняя зона.

нию скорости ветра на уровнях, близких к верхней границе пограничного слоя. Возможно, это связано с тем, что в расчетах были использованы среднемесячные значения скорости ветра, в которых недостаточно корректно учтена повторяемость штилей.

В работе выполнены оценки теплового влияния водохранилища с учетом прогноза изменения температурного фона в исследуемом регионе. Изменения температурного фона, полученные на основе РЖМ ГГО, оказываются более выраженными, чем тепловое влияние водоема. Наибольшая неопределенность в оценках влияния проектируемых водохранилищ на климат побережья связана с необходимостью учета изменений фонового климата при расчетах температуры поверхности воды.

Автор благодарен И. М. Школьнику за предоставленные данные расчета по региональной модели, использованные в настоящем исследовании.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-00749-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аэроклиматический справочник СССР, вып. 4, 1957. — М.: Гидрометеоиздат. — 470 с.

Берлянд М. Е., Оникул Р. И., 1963. К вопросу об образовании речных туманов. — Труды ВНМС, т. 7.

Бондаренко В. Г., Хворостьянов В. И., 1982. Трехмерная численная модель облаков и туманов в пограничном слое атмосферы с учетом орографии и параметризацией микрофизических процессов. — Труды ЦАО, вып. 172.

Иванова Л. А., Надёжина Е. Д., 1991. Моделирование пограничного слоя на побережье нагретого водоема. — Метеорология и гидрология, № 8.

Иванова Л. А., Надёжина Е. Д., 1988. Расчет интенсивности гололедообразования в горизонтально неоднородном пограничном слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, № 3.

Малецкий-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Павлова Т. В., Шкляревич О. Б., 2003. Оценка возможных изменений глубин протаивания многолетнемерзлых грунтов на территории России в XXI веке. — Метеорология и гидрология, № 12, с. 80—88.

Метеорологический ежемесячник, часть 2, вып. 21, 1998—2007. — Красноярск.

Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Шкляревич О. Б., 2003. Мдельные оценки влияния растительного покрова на деградацию вечной мерзлоты

при потеплении климата. — Метеорология и гидрология, № 3, с. 87—95.

Справочник по климату СССР, части I—V, вып. 21, 1965—1970. — Л.: Гидрометеоиздат.

Научно-прикладной справочник по климату СССР, сер.3, ч. 1—6, вып. 21, 1989. — Л.: Гидрометеоиздат.

Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., 1999. Сравнение результатов расчетов по двух- и трехмерной модели теплообмена между океаном и атмосферой в приполярных районах. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 53—62.

Надёжина Е. Д., Шкляревич О. Б., 1994. Адвективные туманы и гололед над склоном в прибрежных районах. — Метеорология и гидрология, № 9, с. 20—28.

Надёжина Е. Д., Шкляревич О. Б., 1996. Об особенностях моделирования атмосферного пограничного слоя в прибрежных районах с учетом растительности. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 29—38.

Орленко Л. Р., 1979. Строение планетарного пограничного слоя. — Л.: Гидрометеоиздат, 270 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменения климата, 2008. — М.: Росгидромет. — 227 с.

Пененко В. В., Цветова Е. А., 1999а. Математические модели для исследования взаимодействия в системе озера Байкал — атмосфера региона. — ПМТФ, т. 40, № 2, с. 137—147.

Пененко В. В., Цветова Е. А., 1999б. Подготовка данных для экологических исследований с использованием Reanalysis. — Оптика атмосферы и океана, т. 12, № 5, с. 463—465.

Семиошина А. А., Надёжина Е. Д., 2008. Модельные изменения климатических характеристик в лесном массиве (модельные оценки). — Труды ГГО, вып. 558, с. 85—101.

NCEP reanalysis derived data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>
web site at http://data.ecmwf.int/data/d/era40_mnth/

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ РФ

Е. В. Иванова, Д. В. Смирнов

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: sun@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 30.09.2008, после доработки 14.11.2008

Энергетическая стратегия развития России до 2030 г. дает новый импульс развитию нетрадиционной энергетики. Особенно большое внимание стратегия уделяет развитию ветроэнергетики. Преимуществом ветровых электростанций (ВЭС) над традиционными источниками энергии является быстрый ввод мощностей, возможность наращивания ВЭС по модульной схеме, значительная экономическая эффективность (Николаев, 2008). Установленная мощность ВЭС в мире возросла с 6,2 МВт в 1996 г. до 94,3 МВт в 2007 г. При возведении многоагрегатных ВЭС монтаж одной установки мегаваттной мощности производится за два-три дня. Установленная мощность современных ВЭС достигает 300 МВт, а номинальная мощность современных оффшорных ВЭС, функционирующих на морском шельфе, — 400 МВт.

За последние 25 лет основные стоимостные показатели ВЭС существенно снизились и составляют в настоящее время 4,5 евроцента на 1 кВт. На рис. 1 приведены средние значения себестоимости и средние капитальные затраты по различным источниками энергии, среди которых затраты на сетевые ВЭС не превышают средние значения.

В целом согласно мировому опыту затраты на внедрение и использование крупных ВЭС однозначно окупаются, особенно если учесть экономию за счет снижения выбросов загрязняющих веществ в атмосферу.

На территории России есть районы, где ВЭС могут стать одним из основных источников энергии. К ним относятся, в первую очередь, побережье и острова Северного Ледовитого океана и

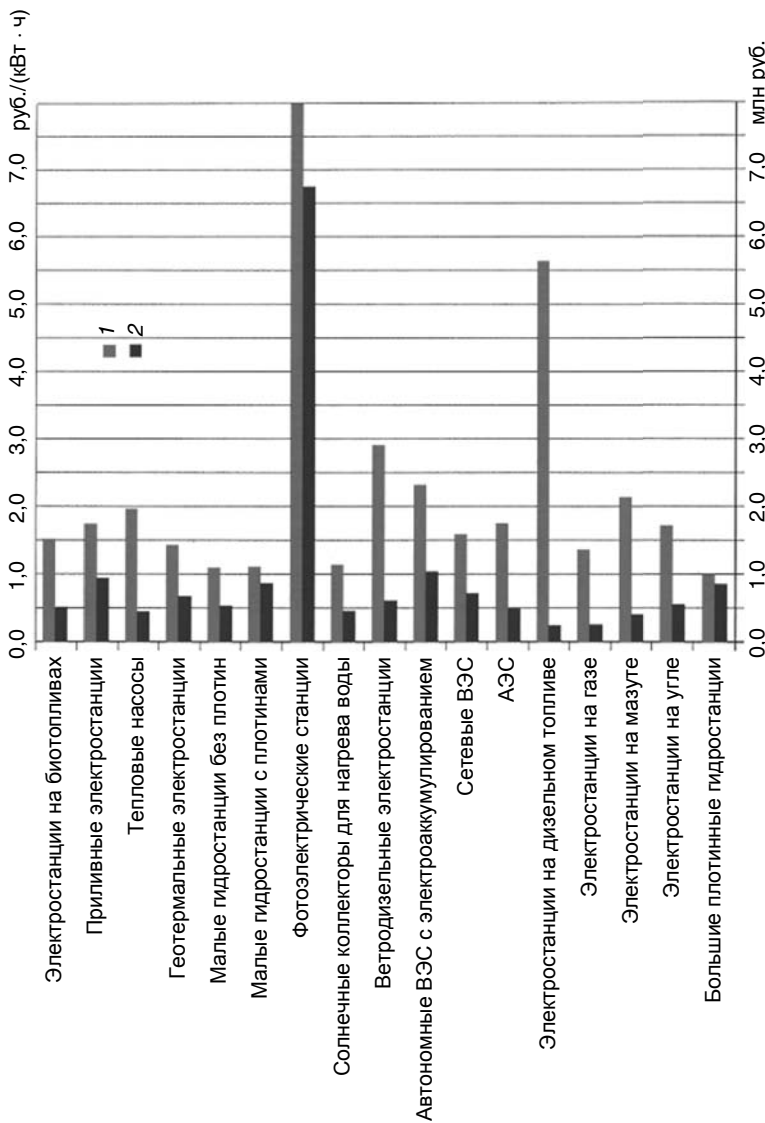


Рис. 1. Экономическая эффективность различных способов производства энергии.
 1 — средняя себестоимость электроэнергии ЭС за ее ресурс (руб./кВт·ч), 2 — средние капиталы в миллионах рублей на 100 кВт реальной мощности ЭС.

обширные районы Восточной Сибири и Дальнего Востока, в которые достаточно дорого проводить ЛЭП или прокладывать газо- и нефтепроводы. Энергетические ветровые зоны, т.е. области, где использование ВЭС явно целесообразно, располагаются также в районах Нижней и Средней Волги и Каспийского моря, на побережье Охотского, Балтийского, Черного и Азовского морей. Отдельные ветровые зоны расположены в центральных районах европейской части России, в Карелии, на Алтае, в Туве, на Байкале. В ряде других регионов энергия ветра в ближайшие 30 лет может рассматриваться как резервный местный энергоресурс.

Природный ветроэнергетический потенциал — это среднее многолетнее годовое значение ветровой энергии движения воздушных масс над данной территорией. Ветроэнергетический потенциал рассчитывается разными методами и в зависимости от выбранного метода приобретает разный смысл. Валовой потенциал ветроэнергетических ресурсов рассчитывается как мощность ветрового потока без учета свойств и возможностей ветродвигателей по формуле

$$N = \frac{1}{2} \rho u^3 S, \quad (1)$$

где N — мощность ветрового потока; ρ — плотность воздуха; u — скорость ветра; S — площадь, перпендикулярная ветровому потоку.

Методы оценки валового потенциала ветроэнергетических ресурсов изложены в руководящих указаниях по проведению изыскательских работ по оценке ветроэнергетических ресурсов для обоснования схем размещения и проектирования ветроэнергетических установок и рекомендациях по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов (Руководящий документ, 1991; Рекомендации, 1980).

Распределение потенциальных ветроэнергоресурсов по федеральным округам РФ представлено на рис. 2.

Технический потенциал ветровой энергии определяется мощностью ветрового потока, связанного с определенным типом ветродвигателя, и характеризует возможности получения ветровой

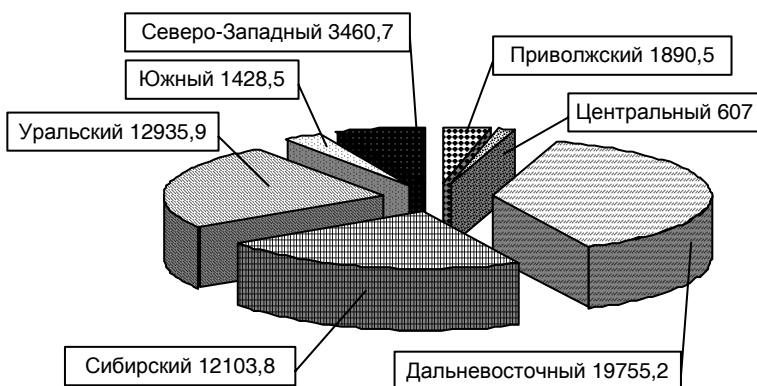


Рис. 2. Потенциальные ветроэнергоресурсы (млрд (кВт · ч)/год) в округах РФ.

энергии определенным типом ветроэнергетических установок (ВЭУ), из которых формируется ВЭС. Ориентировочно технический потенциал ветровой энергии России оценивается в 16 000 млрд (кВт · ч)/год.

Соотношение технического и валового потенциалов ветроэнергетических ресурсов на территории России схематично представлено на рис. 3.

При расчете технического потенциала средняя скорость ветра определялась только по диапазону распределения номинальных скоростей ветра для большинства ВЭУ киловаттной мощности.

Окончательное решение о целесообразности установки и использования ВЭС в конкретном районе должно приниматься на основе исследования экономического потенциала ветроэнергетических ресурсов. Экономический (или реальный) потенциал определяется как часть технического потенциала, которую можно реализовать с экономически оправдываемыми затратами по сравнению с традиционными энергоресурсами. Экономический потенциал можно определить по результатам разработок технико-экономического обоснования конкретного проектного предложения в рассматриваемом регионе (Елистратов и др., 2004). При этом должна учитываться возможность отчуждения земли для ВЭС, степень акустического влияния на окружающую среду, влияние на перелеты птиц и т. д.

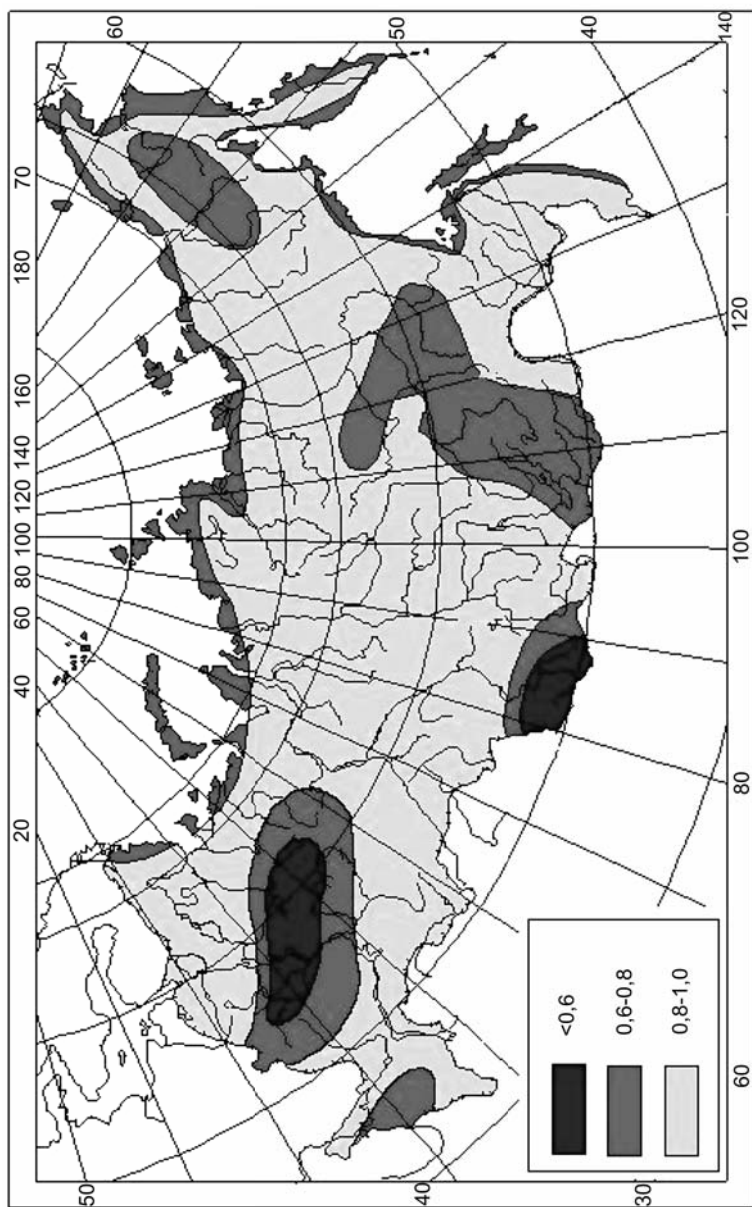


Рис. 3. Отношение технического потенциала ветровой энергии к валовому потенциалу ветроэнергетических ресурсов на территории России.

Надо отметить, что оценка экономического потенциала может значительно меняться с течением времени. Это связано как с изменением стоимости ветродвигателей и производимой ими энергии, так и с изменением оценок воздействия ВЭУ на окружающую среду. Например, в свое время некоторые экологи опасались, что большое количество птиц может погибнуть из-за их столкновения с вращающимися лопастями ВЭУ. Однако многолетние наблюдения за поведением птиц вблизи работающих ВЭУ показали, что такие случаи весьма редки по сравнению с другими причинами их смерти. В среднем за год отмечается чуть больше двух случаев гибели птиц в расчете на одну установку, что намного меньше числа случаев гибели птиц при столкновении со зданиями в крупных городах мира.

Для оценки экономического потенциала ветроэнергоресурсов существует довольно много различных методик, принимающих в расчет как климатические факторы территории и технические параметры ВЭУ, так и ценовую политику в отношении энергоресурсов в конкретном районе. Одной из наиболее полных является экономико-математическая модель ВЭС, разработанная Г. И. Сидоренко (Сидоренко, 2006). В ней основными оптимизируемыми техническими параметрами ВЭС являются число энергетических установок и их расположение на местности, диаметр ветрового колеса, мощность генератора и высота башни. Оптимальные значения этих параметров обеспечивают минимум стоимости производимой ВЭС электроэнергии. Для оценки дисконтированных капиталовложений принимаются в расчет капитальные вложения в ВЭС, коэффициент дисконтирования, годовая норма дисконта, а также рассчитывается удельная стоимость ВЭУ. Ежегодные эксплуатационные издержки принимаются пропорционально капиталовложениям в ВЭС. При расчете выработки полезной электроэнергии за экономический срок службы используется информация о годовой выработке полезной электроэнергии на ВЭС в год, коэффициенте затенения ВЭУ конкретной марки и потерях выработки из-за технических простоев и потребления энергии для собственных нужд ВЭС.

Экономический потенциал ветровой энергии района в соответствии с работой Сидоренко (2006) представляет собой энергию,

которая может быть выработана за год на ВЭС при условии, что чистый дисконтированный доход от использования ВЭС ≥ 0 . Оценка чистого дисконтированного дохода осуществляется с учетом дохода от продажи электроэнергии ВЭС, простого срока окупаемости и срока службы ВЭС, цены товаров промышленного производства района, приходящейся на единицу потребляемой электроэнергии, цены энергии от традиционных источников.

В различных зонах региона для ВЭУ даже одного типа экономический потенциал может заметно различаться, что в значительной мере зависит от ветровой обстановки. Равенство экономического и технического потенциалов ветроэнергоресурсов в реальных случаях может выполняться в зависимости от значения коэффициента использования установленной мощности ВЭС θ и региональной стоимости традиционного топлива $\Pi_{\text{ТРО}}$. Тогда

$$\theta \geq \theta_0 = \frac{k_3^{\text{WPU}} \alpha(dT_L) + bT_L}{\Pi_{\text{ТРО}} T T_L},$$

где θ_0 — коэффициент, определяющий область экономической целесообразности использования установки; b — коэффициент, определяющий издержки эксплуатации ВЭС; k_3^{WPU} — удельные капиталовложения в ВЭС; $T = 8760$ ч/год.

В регионах, где это условие выполняется, экономический потенциал ветровой энергии равен их техническому потенциалу.

Рассмотренная модель была опробована Г. И. Сидоренко для территории Карелии. В настоящее время в Главной геофизической обсерватории ведется работа по адаптации этой модели для расчетов экономического потенциала ветроэнергетических ресурсов в других регионах РФ. При этом предполагается учесть возможное изменение климата.

По ориентировочным оценкам экономический потенциал ветроэнергетических ресурсов РФ составляет в настоящее время 80 млрд (кВт · ч)/год, то есть около 30 % производства электроэнергии всеми электростанциями России. Примерно 30 % экономического потенциала ветроэнергетики сосредоточено на Дальнем Востоке, 14 % — в Северном экономическом районе, около 16 % — в Западной и Восточной Сибири.

В современных условиях адекватная оценка экономического потенциала ветроэнергоресурсов представляется особенно важной, так как именно она может способствовать наиболее рациональному использованию этого типа энергии в региональном топливно-энергетическом балансе с учетом углеродного баланса, а также других экологических и ресурсных ограничений. В настоящее время 70 % территории России, где проживает 10 % населения, находится в зонах децентрализованного энергоснабжения, которые практически совпадают с зонами потенциально реализуемого ветропотенциала (Камчатка, Магаданская область, Чукотка, Сахалин, Таймыр и др.). Это, несомненно, делает целесообразным использование ВЭУ для обеспечения электроэнергией многочисленных автономных потребителей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Елистратов В. В., 2008. Мониторинг развития возобновляемой энергетики в мире и России. — Академия энергетики, № 2 (22), с. 22—44.

Николаев В. Г., 2007. Ветроэнергетика: современное состояние. — Академия энергетики, № 4 (18), с. 22—28.

Сидоренко Г. И., 2006. Основы и методы определения комплексного потенциала возобновляемых энергоресурсов региона и его использования. — Автореф. дисс....д-ра тех. наук. — СПб. — 33 с.

РД 52.04.275—89. Методические указания, 1991. Проведение изыскательских работ по оценке ветроэнергетических ресурсов для обоснования схем размещения и проектирования ветроэнергетических установок / Под ред. М. М. Борисенко. — М.: Изд. Росгидромета. — 55 с.

Рекомендации по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов, 1980 / Под ред. М. М. Борисенко. — Л.: Гидрометеоиздат. — 80 с.

ХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ АТМОСФЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Э. Ю. Безуглая, И. А. Воробьева, Т. П. Ивлева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: labzag@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 31.10.2008, после доработки 21.11.2008

Общие сведения

Определение выбросов диоксида азота от тепловых электростанций и других источников сгорания топлива регламентируются Методикой определения валовых выбросов (1998). Выбросы NO_2 оцениваются с учетом величины коэффициента трансформации (КТ), представляющего собой отношение массовых концентраций NO_2/NO_x . В соответствии с указанной Методикой для расчета выбросов значение КТ принимается равным 0,8.

Задача данной работы состояла в уточнении методики расчета КТ по данным наблюдений, установлении степени трансформации оксидов азота в различных регионах, выполнении анализа полученных данных и изучения распределения КТ на территории России.

Методика расчета КТ для конкретных районов (Методика, 2009) разработана на основе детального анализа имеющихся материалов.

В процессе исследования установлено, что для определения КТ необходимо использовать данные наблюдений (разовые или осредненные за месяц) за концентрацией оксидов азота, полученные на одних и тех же станциях не менее чем за пять лет. Средние за месяц значения концентрации, равные нулю или выходящие за пределы чувствительности метода, не учитываются в обработке, поскольку они создают неопределенность при расчетах. Максимальная концентрация примеси от промышленного источника определяется как 95 %-ный квантиль распределения концентрации примеси, поэтому и величина КТ определяется с такой же вероятностью.

Коэффициент трансформации характеризует способность атмосферы преобразовать определенное количество поступившего в него вещества (NO_x) с помощью других содержащихся в ней химических веществ произвести в процессе фотохимической реакции определенное количество вторичного вещества (NO_2). Иначе КТ показывает, какая часть продукта выбросов, поступивших в атмосферу, преобразуется в новое вещество за время, в течение которого оно будет участвовать в реакциях.

В воздушном бассейне происходит непрерывное перемещение воздушных масс. Состав воздуха постоянно изменяется за счет поступления все новых порций продуктов антропогенной деятельности. По этой причине предприятие, осуществляющее выбросы NO_x , будет ответственно за все последующие изменения, происходящие с этим веществом до того момента, пока NO_x не достигнет равновесного состояния в атмосфере, после которого не будет происходить заметных изменений количества образовавшегося из него NO_2 , или не выпадет на землю в виде другого вещества.

Таким образом, КТ не только является расчетным параметром для определения выбросов NO_2 , но, что более важно, «сообщает» информацию о химической активности атмосферного воздуха в данном месте. Увеличение степени трансформации означает повышение интенсивности происходящих в атмосфере процессов — не только превращения NO_x в NO_2 , но и появления в результате последовательных реакций (Selnfeld, 1997) других веществ, например формальдегида.

Трансформация оксидов азота в диоксид азота — процесс постепенный. Чем больше расстояние от источника выбросов оксидов азота до жилых районов, тем большая часть оксидов преобразуется в диоксид азота. Однако этот процесс не бесконечен, и наступает равновесное состояние, при котором уже не наблюдается заметных изменений.

Как показали исследования в районах тепловых электростанций (Безуглая, Ашмарин, 2004), для реальных городов средние годовые значения КТ варьируют в очень широких пределах — от 0,4 до 0,7. Концентрации диоксида азота от месяца к месяцу меняются слабо, а изменения КТ ото дня ко дню и от месяца к месяцу могут быть значительными: от 0,2 в дни со слабой трансформацией до 0,6—0,7 в дни с активной трансформацией.

Многие происходящие сейчас в атмосфере процессы не поддаются объяснениям, хотя их существование доказывается данными рутинных наблюдений. К таким процессам относятся, например, уменьшение концентрации примесей в городах при росте выбросов, а также увеличение в ряде городов концентрации формальдегида не всегда поддающееся объяснениям. Как показали наши исследования, выполненные по данным наблюдений за последнее десятилетие (Безуглая и др., 2008), возрастание КТ во многих физико-географических районах составило от 10 до 60 %, что указывает на увеличение химической активности атмосферы.

В работе Безуглой и др. (2008) сделана попытка связать это явление с глобальным повышением температуры воздуха, но это повышение слишком мало, чтобы привести к столь заметным изменениям химической активности атмосферы. Можно лишь предполагать, что под влиянием причин, нам не известных, в атмосфере появляются новые катализаторы, ускоряющие реакции. Возможно, возрастает количество радикалов. Хотя они и раньше присутствовали в атмосфере и способствовали протеканию реакций, но сейчас их количество, возможно, возросло, и в химические процессы вовлекаются все новые поступающие в атмосферу вещества. Это явление приведет к очищению атмосферы и соответственно к улучшению здоровья людей. Однако чтобы объяснить данное явление, нужны детальные измерения содержания малых примесей в атмосфере.

Исследования показали, что коэффициент трансформации зависит от многих факторов, в том числе от метеорологических условий, определяющих перенос, рассеяние и вымывание примесей осадками, а также от химической активности атмосферы. Увеличение или уменьшение скорости атмосферных реакций связано с изменениями температуры воздуха и количества приходящей на Землю солнечной радиации, т. е. зависит от потенциала загрязнения атмосферы (ПЗА). В связи с этим проявляется зависимость КТ от широты.

В работе Безуглой, Ашмарина (2004) для городов с предприятиями энергетики, в которых отсутствуют другие крупные источники выбросов, установлено, что коэффициент трансформации увеличивается с севера на юг. По данным для 28 городов России в работе Безуглой, Смирновой (2008) показано, что с уменьшением географической широты КТ увеличивается более чем на 20 %. В данной работе для оценки изменения КТ с широ-

той использовано большее число станций наблюдений. Результаты подтверждают сделанные ранее выводы.

Коэффициент трансформации является важной характеристикой атмосферы. Он указывает на химическую активность атмосферы и ее способность перерабатывать поступающие в нее продукты выбросов. Поэтому характеристика степени трансформации является важным дополнением к информации о качестве воздуха городов и должна учитываться при планировании размещения крупных промышленных предприятий.

Распределение КТ по территории России

Для изучения распределения КТ как косвенного показателя химической активности атмосферы на территории России была систематизирована информация о средних за месяц концентрациях оксида и диоксида азота в городах, где наблюдения за содержанием NO и NO_2 проводятся в течение пятилетнего периода.

Однако в некоторых городах наблюдения за двумя веществами проводились не каждый год. Кроме того, в ряде городов концентрации одной или двух примесей были близкими к нулю. Такие данные не могли быть использованы из-за возникающей неопределенности оценки КТ. В некоторых городах результаты определения концентрации оксида азота вызывают сомнение, поскольку показывают резкие скачки значений концентраций, которые, вероятно, обусловлены неточностью определения малых концентраций оксида азота. По результатам анализа данных наблюдений за содержанием оксидов азота (NO_2 и NO) для расчета коэффициента трансформации были отобраны данные для 85 городов за период 2003—2007 гг. В некоторых случаях, когда значения КТ казались сомнительными, выполнялись расчеты КТ за предыдущее пятилетие, которые подтверждали или отрицали полученные значения. Для уточнения распределения КТ дополнительно привлекались данные наблюдений в городах, где имелась информация всего за два-три года (например, Норильск).

На рис. 1 представлены обобщенные данные о распределении КТ на территории России. По данным для 85 станций значения КТ варьируют в пределах от 0,48 до 0,76. Степень трансформации изменяется преимущественно с севера на юг, при этом

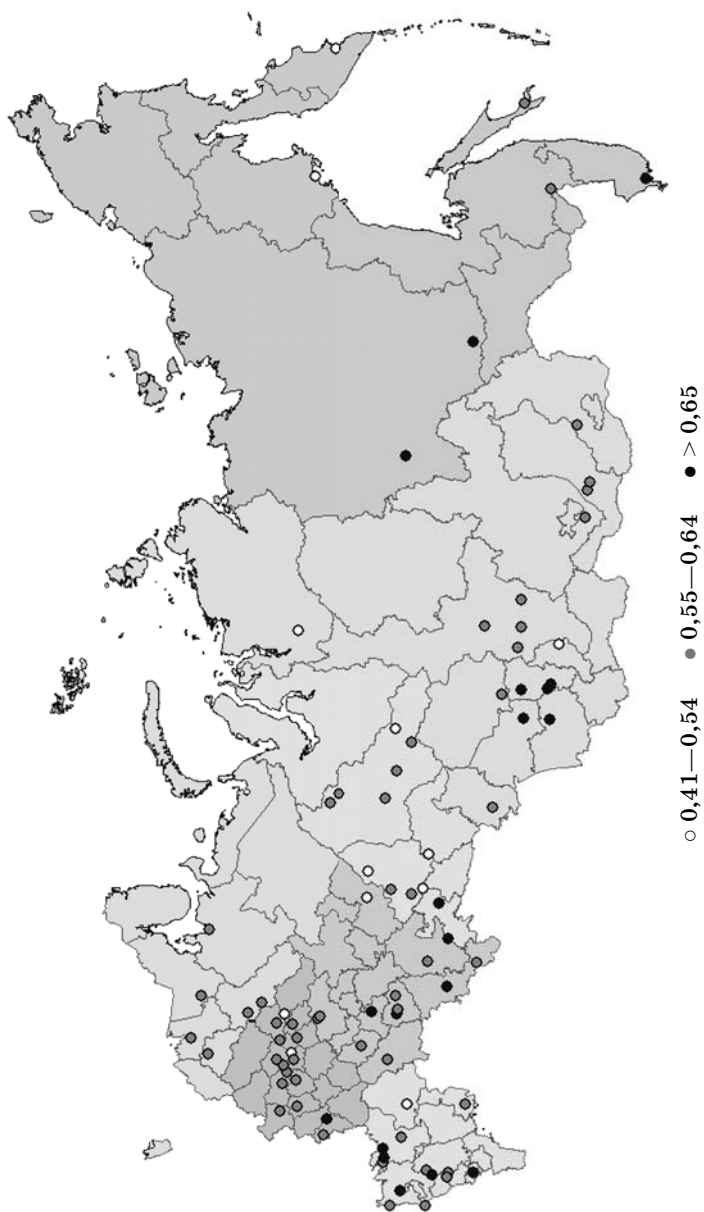


Рис. 1. Распределение значений коэффициента трансформации, соответствующих 95 %-ному квантилю распределения, на территории России.

наибольшие значения ($KT > 0,70$) наблюдаются в южных районах России, а наименьшие ($KT < 0,51$) — в северных. Изолинии KT ориентированы вдоль параллелей. Изолиния $KT = 0,6$ проходит примерно вдоль параллели 55° с. ш. Наименьшие значения KT характерны преимущественно для северных городов (Норильск, Магадан, Петропавловск-Камчатский). Кроме того, низкие значения KT отмечены на севере Уральских гор (Краснотурьинск, Губаха). Максимальные значения KT , равные $0,70$ и более, получены для юга России (Ростов-на-Дону, Оренбург, Магнитогорск, Новокузнецк, Барнаул, Нерюнгри, Владивосток).

Более высокие значения KT обусловлены в основном неблагоприятными условиями рассеяния примесей в зоне высокого ПЗА, а также высотными нагретыми выбросами. Однако зональные различия — не единственный фактор, определяющий величину KT . В каждом отдельном физико-географическом районе можно выявить множество локальных особенностей распределения значений KT . В частности, высокие значения KT наблюдаются в районе Кавказа. Выделяется несколько городов со значениями KT около $0,50$, расположенных в районах, где в целом значения KT намного выше, например Волгоград ($KT = 0,50$). Причины низких значений KT различны. Снижение химической активности в городах можно объяснить высокими концентрациями оксидов азота. Большие колебания KT в других местах также обусловлены вполне определенными причинами, которые могут быть обнаружены при детальном анализе этих колебаний.

На рис. 2 показаны изменения KT в Москве и соседних с ней областях. Значение коэффициента трансформации в Москве по данным за пять лет составило $0,48$. При удалении от Москвы химическая активность атмосферы возрастает. Изолиния $KT = 0,6$, ограничивающая территорию влияния Москвы, вытянута в направлении с северо-востока на юго-запад. Она охватывает не только Московскую, но и близлежащие области, несколько нарушая характерное распределение KT по территории России, поскольку $KT \geq 0,60$ отмечаются в основном южнее (см. рис. 1). К северу от этой области значения KT уменьшаются, а к югу — возрастают. Это подтверждается распределением средних за пятилет-

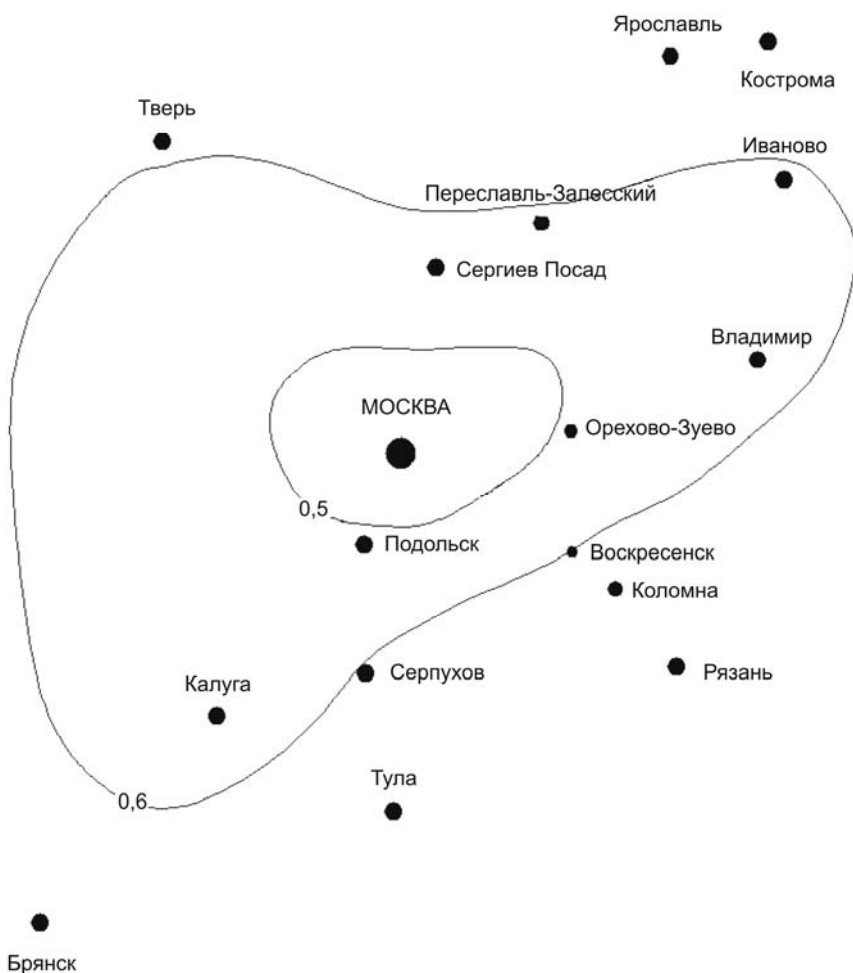


Рис. 2. Распределение коэффициента трансформации по территории Московской и прилегающих областей по данным наблюдений за пять лет.

ний период значений концентрации оксида азота на рассматриваемой территории (рис. 3). Концентрация оксида азота достигает максимума вблизи Москвы и уменьшается с удалением от нее.

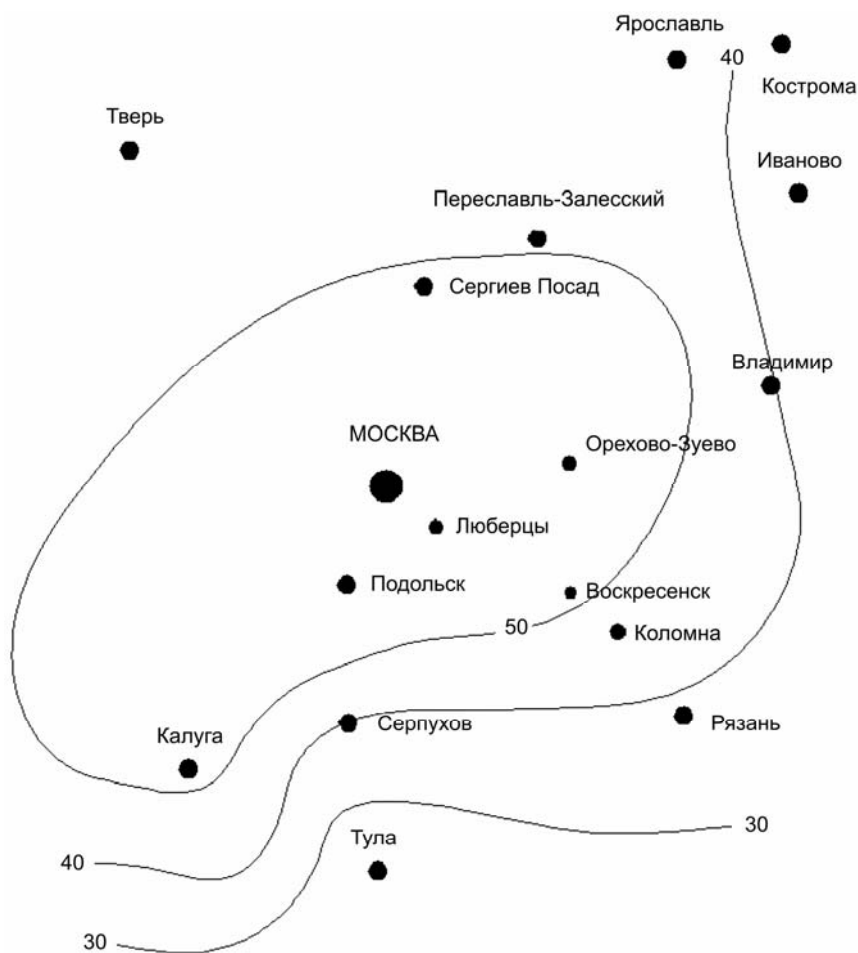


Рис. 3. Распределение концентраций (млн^{-1}) суммы оксидов азота по территории Московской и прилегающих областей по данным наблюдений за пять лет.

Анализ информации о КТ за пятилетие подтверждает полученные ранее выводы (Безуглая и др., 2008) об изменении степени трансформации (табл. 1). В 53 % городов наблюдается тенден-

Таблица 1

Тенденция изменения КТ в городах России за период 2003—2007 гг.

Тенденция	Число случаев	Доля, %
Увеличение	46	53
Уменьшение	24	27
Без изменений	17	20

ция увеличения КТ. Однако определение тенденции по сравнительно небольшому ряду данных наблюдений не является достаточно достоверным. Можно лишь утверждать, что атмосфера становится более активной, что может проявляться в изменениях химической активности почвы и вод.

Зависимость КТ от различных факторов

По результатам анализа значений КТ в Ростове-на-Дону и в Московской области можно заметить, что там, где концентрация оксида азота наиболее велика, КТ существенно ниже, чем в местах низкого загрязнения воздуха (Безуглая и др., 2008). На главной магистрали Ростова-на-Дону (станция 51), где выбросы оксида азота за счет автотранспорта велики, он не может быстро полностью окислиться до диоксида азота. Там сохраняются местные особенности трансформации, и КТ в этом районе оказывается более низким, чем в других районах города. В табл. 2 приведены

Таблица 2

Значения КТ в районе значительных выбросов NO и на остальной территории

Район	КТ
<i>Район значительных выбросов</i>	
Ростов-на-Дону, ст. 51	0,37
Москва, центр	0,48
<i>Остальная территория</i>	
Ростов-на-Дону, ст. 2 и ст. 52	0,72
Вне зоны влияния Москвы	до 0,60

значения КТ на станциях 2 и 52, где измерения концентрации оксидов азота стали выполняться в последние два года. На станции 51 $КТ = 0,37$, а на двух других станциях $КТ = 0,72$, что связано с различием содержания оксидов азота. Такая же ситуация отмечается при сравнении данных о КТ и концентрации оксидов азота в Москве и в области.

На рис. 4 показана зависимость между концентрацией суммы оксидов азота и значениями КТ в городах Южной Сибири, полученная по данным наблюдений за пять лет. Все рассматриваемые города расположены в зоне высокого потенциала загрязнения атмосферы и примерно на одной широте, т.е. примерно в одинаковых климатических условиях. Как видно из рисунка, наблюдается связь КТ в этих городах со средней концентрацией суммы оксидов азота. Коэффициент корреляции составил 0,57.

Данные наблюдений показывают, что при значительных выбросах и соответственно высоких концентрациях оксида азота примесь не успевает трансформироваться в диоксид азота вблизи

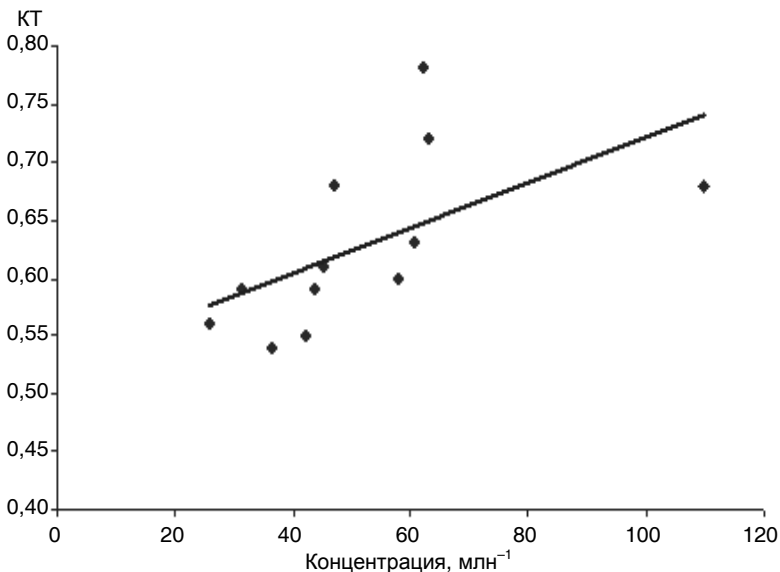


Рис. 4. Зависимость КТ от концентрации суммы оксидов азота в крупнейших городах Южной Сибири.

источников, и это происходит позднее, когда загрязненный воздух оказывается уже над другими районами.

На территории Урала (рис. 5) четко прослеживается возрастание КТ с севера на юг — от 0,49—0,51 в Красноуральске и Губахе до 0,65—0,73 в Магнитогорске и Челябинске. Максимальные значения КТ в Магнитогорске и Челябинске обусловлены не только расположением города в южной части Уральских гор, но и особенностями высотных выбросов с высокой температурой выходящих газов, при которой возрастает скорость реакции окисления оксидов азота до диоксида. В других городах Урала КТ изменяется в пределах от 0,51 до 0,59.



Рис. 5. Распределение коэффициента трансформации на территории Урала по данным наблюдений за пять лет.

Зависимость коэффициента трансформации от общего уровня загрязнения воздуха в городе проанализирована по данным для крупнейших городов России. Для этого были сопоставлены рассчитанные за пять лет средние значения индекса загрязнения атмосферы (ИЗА) и значения КТ. Для большинства городов связь оказалась довольно устойчивой — коэффициент корреляции составил 0,55 (рис. 6). Из сопоставления были исключены данные рассматриваемых параметров для Москвы, а также городов, расположенных на южных широтах в зоне высокого ПЗА, для которых КТ оказались существенно выше (Владивосток, Новокузнецк, Саратов и Ростов-на-Дону).

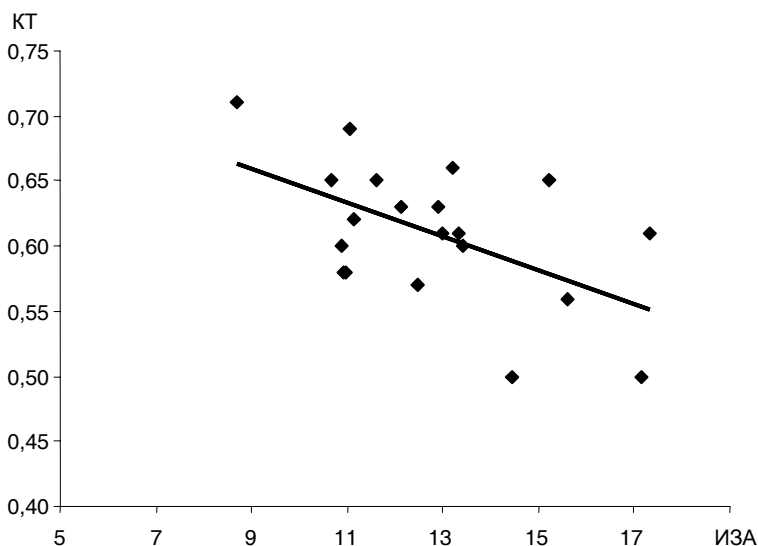


Рис. 6. Связь между индексом загрязнения атмосферы (ИЗА) и коэффициентом трансформации.

Заключение

Коэффициент трансформации зависит от географической широты, потенциала загрязнения атмосферы, уровня загрязнения воздуха, концентрации оксидов азота и других факторов. В

крупнейших городах России степень трансформации оксидов азота в диоксид ниже при высоком загрязнении воздуха. Коэффициент корреляции между КТ и индексом загрязнения атмосферы составил 0,55.

На территории России наблюдается увеличение КТ с уменьшением географической широты. Самые низкие значения КТ отмечены на севере страны. Максимальные значения, превышающие 0,70, получены для юга России — Ростова-на-Дону, Оренбурга, Магнитогорска, Новокузнецка, Барнаула, Нерюнгри, Владивостока.

Влияние выбросов автотранспорта на распределения концентрации оксидов азота и значений коэффициента трансформации в крупнейших городах рассмотрено на примере Москвы и Московской области, которые характеризуются особым распределением КТ.

Анализ информации о КТ по 85 городам за пятилетний период подтвердил наличие тенденции его увеличения в последние годы, выявленной ранее. В 73 % городов за пятилетний период коэффициент трансформации возрастал или оставался неизменным. Однако следует продолжить исследование тенденции в последующие годы по данным для большего числа городов, поскольку пятилетний ряд недостаточен для достоверной оценки изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безуглая Э. Ю., Смирнова И. В., 2008. Воздух городов и его изменения. — СПб.: Астерон. — 253 с.

Безуглая Э. Ю., Ашмарин А. С., 2004. Трансформация оксидов азота в диоксид азота в городах с предприятиями энергетики. — Инженерные системы, № 1, с. 35—36.

Безуглая Э. Ю., Воробьева И. А., Ивлева Т. П., Махоткина Е. Л., 2008. Потепление как возможная причина повышения химической активности атмосферного воздуха городов. — Труды ГГО, вып. 557, с.159—183.

Ежегодник состояния загрязнения атмосферы в городах на территории России в 2006 году, 2008. — СПб.: Астерон. — 211 с.

Методика определения валовых выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от котельных установок ТЭС, 1998. РД.34.02.305—98. — М. — 43 с.

Методика расчета коэффициента трансформации оксидов азота в диоксид по данным мониторинга загрязнения атмосферы, 2009. — СПб.: Астерон. — 17 с.

Seinfeld T. H., Pandis S. N., 1997. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. — Oxford: John Wiley and Sons. — 1360 p.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ
В ТРЕХМЕРНОЙ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ
ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА
(обзор)**

В. Н. Морозов, Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалюк

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: vn.morozov@inbox.ru

Поступила в редакцию 09.09.2008, после доработки 30.10.2008

Одним из направлений современного численного моделирования трехмерных моделей осадкообразующих конвективных облаков является численное моделирование объектов этого типа с учетом их электризации. Как показывает обзор работ в этой области, актуальным направлением является учет электризации ледяной фазы и трехмерности гидродинамических течений в облаке. С точки зрения электричества облаков учет трехмерности облачной гидродинамики необходим для объяснения многообразия форм молний (имеется в виду многообразие, простирающееся от вертикальных молниевых каналов до горизонтальных каналов), поскольку трехмерные движения в облаке приводят к образованию в нем различных форм зарядовых структур.

Моделирование осадкообразующих конвективных облаков включает следующие этапы:

- 1) моделирование гидродинамических течений в облаках с учетом теплообмена;
- 2) моделирование микрофизических процессов образования облачных частиц и частиц осадков в твердой и жидкой фазах за счет конденсации, сублимации, аккреции, коагуляции и т.д.;
- 3) моделирование микрофизических процессов электризации;
- 4) моделирование образования крупномасштабных электрических полей в облаке.

Микрофизическая электризация облачных частиц и частиц осадков включает диффузионный механизм — захват аэроионов

облачными частицами и частицами осадков, а также столкновительный (контактный) механизм, обусловленный столкновениями частиц облака с последующей их коагуляцией или отскоком (разлетом). Диффузионный механизм, по всей видимости, действует на стадиях конденсации, испарения и сублимации облачных частиц, когда их размеры не очень велики и процессы их столкновения играют малую роль (Takahashi, 1979). По мере роста частиц облака увеличивается вероятность их соударения и начинает возрастать роль столкновительного механизма электризации. В этом случае увеличение электрических зарядов на облачных частицах и частицах осадков происходит за счет столкновений, сопровождающихся отскоком более мелкой облачной частицы от более крупной. Формирование электрических полей в облаке происходит за счет гравитационной седиментации частиц осадков: за счет гравитации происходит разделение электрических зарядов разных знаков в пространстве (как правило, отрицательно заряженные частицы осадков опускаются вниз, а более мелкие положительно заряженные облачные частицы вместе с вертикальной составляющей гидродинамических течений поднимаются вверх, к вершине облака, хотя, как будет показано ниже, возможна обратная ситуация, когда облачные частицы заряжаются отрицательно, а частицы осадков — положительно).

Первая проблема — моделирование трехмерных конвективных течений в облаке — рассматривалась в обзорной работе Довгалюк, Веремея и др. (2008).

Остановимся подробнее на второй проблеме — моделировании микрофизических процессов.

В работах Miller, Pearce, (1974), Miller (1974), Klemp, Wilhelmson (1978), Корякова, Лебедевой (1983) использовалось параметрическое описание. В работах Когана (1978), Kogan (1991) рассматривалось подробное микрофизическое описание, основанное на использовании функции распределения облачных и дождевых капель по размерам, которые определялись в ходе численного эксперимента. Ледяная фаза в этих моделях не рассматривалась. Вместе с тем включение ледяной фазы в численные модели осадкообразующих конвективных облаков является важной задачей, так как с одной стороны, предполагается, что эта фаза играет решающую роль в формировании осадков из облака

(Benetts, Rawling, 1981; Hall, 1981), а с другой стороны, ледяная фаза играет основную роль в электризации облака (Dye et al., 1986; Saunders et al., 1991). В параметризованном виде ледяная фаза включалась в трехмерные модели в работах Benetts, Rawling (1981), Cotton et al. (1982), Walko et al. (1995), Meyer et al. (1997). Работа Benetts, Rawling (1981) основывалась на трехмерной модели, представленной в работах Miller, Pearce (1974), Miller (1974.) В работах Cotton et al. (1982), Walko et al. (1995), Meyer et al. (1997) в качестве основы использовалась трехмерная модель, развитая в работе Tripoli, Cotton (1982). Микрофизические процессы в этих работах моделировались на основе одномоментного и двухмоментного приближений.

Обратимся теперь к рассмотрению трехмерных облачных моделей, учитывающих электризацию твердой и жидкой фаз. В работе Rawling (1982) представлена трехмерная модель грозового облака, в которой была учтена ледяная фаза на основе модели Benetts, Rawling (1981). Допускалось, что механизм, приводящий к электризации, заключается в столкновении обзерненных частиц града с маленькими ледяными кристаллами как при наличии внешнего электрического поля, так и в его отсутствии. Микрофизика описывается параметрически. Показано, что за время около 30 мин напряженность электрического поля достигает значений, близких к разрядным. Динамика модельного облака рассматривается на основе работы Miller (1974), где давление выступает в качестве вертикальной координаты. Расчетная область является квадратом со стороной 16 км в горизонтальной плоскости, простирающейся по вертикали до высоты 50 гПа, шаг горизонтальной и вертикальной сетки составляет 1 км и 50 гПа соответственно, временной шаг равен 15 с для микрофизических и динамических переменных. Предполагалось также, что адвекция преобладает над турбулентными эффектами. Для описания турбулентного переноса использовалось диффузионное представление (*K*-модель).

В другой трехмерной модели грозового облака (Ziegler et al., 1991), которая также является параметрической, использовался механизм электризации при столкновениях ледяных кристаллов с крупой. Интересной особенностью этой работы является то, что гидродинамическое поле скоростей рассчитывается не на основе

уравнений термогидродинамики, как в упомянутых выше работах, а на основе данных, получаемых с помощью доплеровских локаторов. Основными уравнениями, описывающими процесс электризации, были следующие:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_i}{\partial t} &= -\vec{V}\nabla\rho_i + k\rho_i W + \nabla K_d \nabla\rho_i + S_{\rho_i}, \quad i = 1, 2, \\ \frac{\partial \rho_j}{\partial t} &= -\vec{V}\nabla\rho_j + k\rho_j W - \frac{\partial}{\partial z}(\rho V_{T_j}) + \nabla K_d \nabla\rho_j + S_{\rho_j}, \quad j = 3, 4, 5, \\ \Delta\varphi &= -4\pi \sum_{i=1}^5 \rho_i, \quad \vec{E} = -\nabla\varphi, \end{aligned} \quad (1)$$

где ρ_1, ρ_2 — плотность электрических зарядов на облачных каплях (ρ_1) и облачных ледяных кристаллах (ρ_2); ρ_3, ρ_4 и ρ_5 — плотность электрических зарядов на частицах осадков: снеге (ρ_3), дожде (ρ_4) и крупе (ρ_5); $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ — вектор скорости гидродинамических движений в облаке; V_{T_j} — скорость выпадения осадков; k — отрицательный градиент логарифма плотности воздуха; S_{ρ_i}, S_{ρ_j} — источники и стоки плотности электрического заряда; K_d — коэффициент турбулентной диффузии; \vec{E} — напряженность электрического поля; φ — потенциал электрического поля.

Параметризация источниковых членов уравнений приводится в работе Ziegler et al. (1986). Например, источниковый член S_{ρ_5} , определяющий генерацию электрических зарядов при столкновениях крупы с облачным льдом, описывается следующим выражением (при $V_{T_5} \gg V_{T_2}$ и $D_5 \gg D_2$):

$$S_{\rho_5} = \frac{\pi}{4} \iint E_{52} D_5^2 V_{T_5} n_2(D_2) n_5(D_5) \delta q dD_5 dD_2, \quad (2)$$

где E_{52} — эффективность столкновений с отскоком частиц крупы с ледяными кристаллами; D_5 — диаметр частиц крупы; $n_5(D_5)$ — функция распределения частиц крупы по диаметрам; $n_2(D_2)$ — функция распределения ледяных кристаллов по диаметрам; δq —

заряд, переносимый от ледяных кристаллов к крупе при столкновении с отскоком.

Аналогичное выражение для источникового члена можно записать и для процессов столкновений облачных капелек с крупой, облачных капелек с дождем, крупы со снежными кристаллами.

Учет атмосферных ионов проводился при рассмотрении задачи о зарядовых экранирующих слоях на границе облако—атмосфера.

Отметим, что данная модель развивалась в связи с интерпретацией данных экспериментов и наблюдений, которые проводились 31 июля 1984 г. при исследовании горной грозы в Нью-Мексико.

Другая трехмерная облачная модель, учитывающая электризацию ледяной фазы, развивалась в работах Scavuzzo et al. (1995, 1998). Динамика облака описывалась на основании уравнений Буссинеска в предположении, что выполняется условие

$$\frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u_j) = 0, \quad (3)$$

где ρ — плотность воздуха, u_j ($j = 1, 2, 3$) — компоненты скорости течений в облаке.

Основное допущение этих работ заключается в следующем: зрелость облака в динамическом и микрофизическом отношениях достигается раньше, чем начинается интенсивная электризация. Частицы растут и распределяются по размерам (или массам) в течение некоторого времени, будучи незаряженными или заряженными слабо, т.е. можно считать, что электризация ледяной фазы начинается с момента времени, когда частицы достигнут определенного размера. Аналогичное заключение делается и в работе Norville et al. (1991), в которой посредством численных экспериментов показано, что электризация за счет столкновений ледяных кристаллов с частицами крупы начинает играть существенную роль, когда начинаются процессы коагуляции.

Основные уравнения, рассматриваемые в работах Scavuzzo et al. (1995, 1998), в рамках детального подхода к описанию микрофизических процессов имеют вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_i}{\partial t} &= -\nabla(\vec{V}\rho_i) + V_{T_i} \frac{\partial \rho_i}{\partial z} + T_{\text{eddy}} + \sum_{j \neq i} \left(\frac{\delta \rho_i}{\delta t} \right)_j, \\ \frac{\partial N_i}{\partial t} &= -\nabla(\vec{V}N_i) + V_{T_i} \frac{\partial N_i}{\partial z} + T_{\text{eddy}}, \\ \left(\frac{\delta \rho_i}{\delta t} \right)_j &= \pi R_g^2 |V_{T_i} - V_{T_j}| N_i N_j \delta q_{ij}, \end{aligned} \quad (4)$$

где N_i — концентрация частиц; R_g — радиус большей частицы; T_{eddy} — член, описывающий турбулентный перенос.

Здесь весь спектр ледяных частиц в соответствии с их эквивалентным диаметром разбит на восемь градаций ($i = 1 \dots 8$), каждая из которых начинается со следующих значений D :

i	1	2	3	4	5	6	7	8
D мкм.....	10	30	50	100	250	500	1000	>5000

Электрические поля в данной работе не рассчитывались. Сами микрофизические процессы, приводящие к формированию данного спектра частиц, в работах Scavuzzo et al. (1995, 1998) не рассматривались. Параметризация процессов микрофизической электризации проводилась на основе результатов работы Norville et al. (1991).

Как показывают результаты исследований за последнее двадцатилетие, для использования механизма электризации при столкновениях ледяных кристаллов с частицами крупы—града необходимо моделирование микрофизики образования ледяной фазы за счет процессов сублимации и коагуляции, а также замерзания жидких облачных частиц и частиц осадков. Наиболее полно эти вопросы были рассмотрены в работах Norville et al. (1991), Ziegler et al. (1991), Ziegler (1984), Benetts, Rawling (1981), причем в работе Norville et al. (1991) задача решалась с учетом детальной микрофизики, а в работах Ziegler et al. (1991), Ziegler (1984), Benetts, Rawling (1981) использовался параметрический подход.

Возникает также проблема включения уравнений, описывающих микрофизические процессы образования облачных частиц и их электризацию, в сеточные уравнения термогидродинамики облака. Как указывается в работе Kogan (1991), здесь необходимо введение подсеточных масштабов.

Электризация ледяной фазы учитывалась также в работах Helsdon, Farley (1987), Helsdon et al. (2001), Takahashi (1984), причем в работах (Helsdon, Farley (1987), Helsdon et al. (2001)) рассмотрение проводилось на основе двумерной термогидродинамики облака в декартовой системе координат, а в работе Takahashi (1984) рассматривалась двумерная цилиндрическая осесимметричная модель облака.

В настоящий момент времени известны две работы (Mansell et al., 2005; Altarats et al., 2005), в которых представлены результаты численных экспериментов по моделированию процессов электризации в рамках трехмерных облачных моделей, которые мы рассмотрим в дальнейшем. Так, в работе Altarats et al. (2005) зимние грозы на побережье Израиля исследуются с помощью методов математического моделирования. Используется региональная трехмерная численная модель атмосферной циркуляции (RAMS), которая простирается по масштабам от целой полусферы вплоть до вихрей в планетарном пограничном слое.

Рассматриваемая модель состоит из трех подмоделей: облачной/мезомасштабной модели Колорадского университета (Tripoli, Cotton, 1982), гидростатической версии облачной модели и модели морского бриза. Система уравнений, описывающая одно грозовое облако, состоит из уравнений гидродинамики Буссинеска в негидростатическом приближении (Tripoli, Cotton, 1982) и уравнений для горизонтального и вертикального ветра, потенциальной температуры, отношения смеси и давления.

Облачная микрофизическая параметризация в этой модели основывается на объемной микрофизической схеме, в которой распределение по размерам для каждой фракции влаги в жидкой и твердой фазах представляется в виде заданной функции распределения. Эта функция распределения является обобщенной гамма-функцией. Фракции влаги подразделяются на следующие восемь категорий: пар, облачные капли, дождевые капли, лед, снег, агрегаты (комплексы), крупа, град. Облачные и дождевые капли могут быть переохлажденными. Предполагается, что ледяные кристаллы, снег и агрегаты являются полностью замерзшими, в то время как крупа и град — фракции со смешанной фазой, состоящие из смеси воды и льда. Облачные капли и кристал-

лы достаточно малы, скорость их седиментации близка к нулю, и они двигаются вместе с воздухом, в то время как другие фракции (за исключением водяного пара) подвержены седиментации.

Микрофизическими процессами, включенными в модель, являются нуклеация капель и ледяных кристаллов, конденсационный рост, испарение и сублимация, таяние, испускание водяных струек из капель, столкновение и коагуляция гидрометеоров, разрушение при столкновениях, вторичное производство льда и седиментация.

Соответствующая микрофизическая модель описана в работах Cotton et al. (1982), Walko et al. (1995), Meyers et al. (1997). Для расчета плотности электрического заряда в каждой фракции гидрометеоров (x) используется уравнение непрерывности электрического заряда, которое записывается в следующем символическом виде:

$$\frac{\partial \rho_x}{\partial t} = ADV(\rho_x) + TURB(\rho_x) + SOURCE(\rho_x) + SEDIM(\rho_x). \quad (5)$$

В этом уравнении первые два члена представляют адвективный и турбулентный перенос электрического заряда с плотностью (ρ_x). Третий, источниковый член представляет источники и стоки заряда, обусловленные генерацией заряда за счет разделения заряда и обмена зарядом между частицами различных категорий вследствие столкновений между разными фракциями водяных и ледяных частиц. Скорость генерации электрического заряда определяется столкновениями с отскоком частиц крупы с ледяными кристаллами (или снежинками и ледяными агрегатами) и записывается в следующем виде:

$$S_g = \frac{d\rho_g}{dt} = \frac{\pi}{4} \iint (D_g + D_i)^2 |V_g - V_i| E_{gi} n_i(D_i) n_g(D_g) \delta Q dD_i dD_g, \quad (6)$$

где D_g — диаметр частиц крупы; D_i — диаметр ледяных частиц (или снежинок и ледяных агрегатов); δQ — заряд, переносимый к крупе на одно столкновение (и отскок); V_g , V_i — скорости седиментации; $n_i(D_i)$, $n_g(D_g)$ — функции распределения соответствующих частиц по диаметрам; E_{gi} — эффективность столкновений, приводящих к заряджению частиц при их разделении, опре-

деляется выражением $E_{gi} = E_{coll} E_{sep} E_{ch}$, где E_{coll} — эффективность столкновений, E_{sep} — эффективность разделения частиц, E_{ch} — эффективность зарядового разделения.

В работе рассматриваются два представления для δQ : по схеме заряжения (Takahashi, 1984, 1978) и по схеме Саундерса (Helsdon et al., 2001; Saunders et al., 1991). В экспериментальной работе Takahashi (1978) рассматривался заряд на одно столкновение δq . Для получения заряда на одно столкновение, сопровождающееся отскоком (или разделением заряда), необходимо использовать формулу

$$\delta Q = \delta q_T \cdot 5 \left(\frac{D_i}{D_0} \right)^2 \left| \frac{V_g - V_i}{V_0} \right|, \quad (7)$$

где $V_0 = 8$ м/с, $D_0 = 100$ мкм.

В схеме Саундерса для δQ используется выражение:

$$\delta Q = B D_i^a |V_g - V_i|^b \delta q_n, \quad (8)$$

где B , a , b — постоянные, приведенные в работах Altarats et al. (2005), Saunders et al. (1991), Helsdon et al. (2001).

Величина δQ в схеме Саундерса ограничена сверху значением $20 \cdot 10^{-15}$ Кл на одно столкновение для крупы и облачного льда с отскоком и $50 \cdot 10^{-15}$ Кл на одно столкновение для отскока крупы от снежинок и ледяных агрегатов. Полярность переносимого к крупе заряда является функцией температуры среды T и эффективной водности EW , определяемой как произведение водности LWC на эффективность столкновений: $EW = LWC \cdot E_{coll}$.

Для критической эффективной водности EW_{crit} (г/м^3) в интервале температур $-10,7 \text{ }^\circ\text{C} > T > -23,9 \text{ }^\circ\text{C}$ имеет место следующая формула:

$$EW_{crit} = -0,49 - 6,64 \cdot 10^{-2} T. \quad (9)$$

Если эффективная водность выше критического значения, рассчитанного по этому уравнению для данной температуры, то крупа заряжается положительно, в противном случае — отрицательно.

С использованием соотношений (5)—(7) рассчитывается полная плотность электрического заряда в каждой точке сетки для различных категорий частиц жидкой и твердой фаз. Ионная составляющая атмосферы в данной модели не учитывается. Для расчета скорости заряжения при столкновении ледяных кристаллов по формуле (6) использовался метод, развитый в работе Walko et al. (1995). Для расчета напряженности электрического поля использовалось уравнение Пуассона:

$$\Delta\varphi = -4\pi\rho, \quad \vec{E} = -\nabla\varphi. \quad (10)$$

На нижней границе сетки (на подстилающей поверхности) предполагалось выполненным условие: $\varphi|_{z=0} = 0$, на боковых сторонах рассматриваемой области вычислений электрический потенциал рассчитывался интегрированием напряженности электрического поля хорошей погоды:

$$E(z) = -\left[81,8 \exp(-4,52z) + 38,6 \exp(-0,375z) + 10,27 \exp(-0,121z)\right], \quad (11)$$

где E — в В/м, z — высота (км).

На верхней границе области потенциал φ определялся с помощью (11). Пороговое значение напряженности электрического поля вычислялось для условий начала молниевых разрядов.

Для расчета φ на основе уравнения (10) использовался стандартный численный алгоритм, основанный на семиточечной разностной аппроксимации уравнения Пуассона (Swartauber, Sweet, 1973).

Интерес к рассмотрению данной модели связан со средиземноморскими грозами и основывается на экспериментальных данных, показывающих, что молнии над средиземноморской областью наблюдаются исключительно в зимние месяцы и чаще над морем, чем над сушей. Исследования зимних гроз в Восточном Средиземноморье показали, что дождевые облака становятся грозовыми, если их вершины достигают высоты 6500 м (при температуре ниже -30°C) при условии, что радиолокационная отражаемость на уровне изотермы -10°C превышает 35 дБЗ. Были

также обнаружены два типа положительных ударов молний в землю, производимых облаками: сдвиговые конвективные ядра, которые производят вспышки вниз по ветру от основного максимума отражаемости, и положительные молнии в области слабого радиолокационного эха вокруг основного конвективного ядра.

Модель грозовой электризации тестировалась на основе метеорологических условий прибрежной полосы Северного Израиля. 5 января 2000 г. на восточной стороне Средиземного моря наблюдалась грозовая активность. В течение сезона грозы были связаны с холодными фронтами и возможным развитием конвекции после прохождения холодных фронтов, при этом формировалось много облаков, и некоторые из них электрически были очень активны. В этот день было обнаружено 39 наземных вспышек молний над сушей в Центральном и Северном Израиле, в то время как 102 наземные вспышки были обнаружены в близлежащих регионах.

Над морем наблюдалось значительно больше молний, чем над сушей. При этом большая часть гроз образовывалась над водой, и грозовая активность ослаблялась при дальнейшем движении конвективных облаков над сушей.

Для тестирования модели электризации использовались экспериментальные данные. Согласно этим данным, первая молния появляется в пределах 12—20 мин от момента появления частиц осадков, которые могут быть обнаружены с помощью радиолокатора. Два численных эксперимента показали радиолокационную отражаемость 10 дБЗ через 2 мин после образования облака. В численном эксперименте на основе схемы Такахаши этот временной интервал был равен 19 мин, а в схеме Саундерса — около 21 мин.

Другой интервал, который может контролироваться, — это интервал между началом процесса заряджения и первой молнией. Этот временной интервал на основе параметризации Такахаши был равен 11 мин, а в схеме Саундерса составлял 13 мин, что хорошо согласуется с экспериментальными данными.

Было также рассчитано значение максимальной плотности электрического заряда в момент первой молнии, которое находилось в интервале $(1,0...2,5) \cdot 10^{-9}$ Кл/м³, что также хорошо соответствует экспериментальным данным. В численном эксперименте по схеме Такахаши получено, что незадолго до возникновения

первой молнии зарядовая структура облака была трехполюсной: в нижней, положительно заряженной области температура составляла 4 °С, в центральной, отрицательно заряженной она была равна -10 °С, в верхней, положительно заряженной области составляла -19 °С. Как размеры, так и концентрация заряда в нижней области были существенно меньше, чем в верхней.

В численном моделировании по схеме Саундерса имел место перевернутый диполь, причем температура в нижней, положительно заряженной области составляла -8 °С, а в отрицательно заряженной области равнялась -11 °С.

Напряженность электрического поля, при которой инициируется молния (пробойное значение), оценивалась по формуле $E_{\text{проб}}(z) = \pm 167\rho(z)$, где $E_{\text{проб}}$ измеряется в кВ/м и $\rho(z)$ — плотность воздуха (кг/м³): $\rho(z) = 1,208 \exp\left(-\frac{z}{8,4}\right)$, z — измеряется в километрах.

Электрическое поле в численных экспериментах по схеме Такахаши достигало пробойного значения 120 кВ/м на высоте 4450 м после 21-й минуты численного эксперимента. В схеме Саундерса электрическое поле достигало пробойного значения 127 кВ/м на высоте 3920 м после 23-й минуты численного эксперимента.

Отметим, что разрешение сетки в численной схеме составляло 300 м в горизонтальном направлении и 100 м с геометрическим фактором сжатия 1,11 в вертикальном направлении (максимальный вертикальный размер области решения был равен 1000 м). Сетка покрывала трехмерную область размером 43 × 43 × 12 км с плоскими границами, использовалось 145 × 145 × 127 точек. Вертикальное движение инициировалось около центра области с помощью задания теплого влажного пузыря вблизи начального узла сетки. Разность температур между центром пузыря и окружающей средой составляла 4 °С. Абсолютная влажность в центре пузыря превосходила абсолютную влажность окружающей среды в 1,3 раза. Его горизонтальные размеры составляли 1200 м. Бременной шаг был равен 5 с. Для численных расчетов микрофизических величин в модели вначале определялась концентрация

облачных капелек, которая бралась равной 500 м^{-3} , а затем рассчитывались отношение смеси и концентрация для всех других фракций водяных и ледяных частиц (лед, снег, агрегаты, дождь, крупа, град) с использованием двухмоментной схемы.

Существенным недостатком рассмотренной выше работы является отсутствие учета процессов протекания электрического тока через облако, связанных с атмосферными ионами. Так, используемая зависимость напряженности электрического поля от высоты (11) следует из закона сохранения плотности тока $j = \lambda E = \text{const}$, где λ — электрическая проводимость, экспоненциально возрастающая с высотой. Электрический ток проводимости, связывающий облако с вышележащими слоями атмосферы, должен протекать и через облако.

В принципе, это приводит к некоторому противоречию в модели, так как отсутствует граничное условие, связывающее плотность электрического тока в атмосфере и в облаке. Это противоречие частично преодолевается в работе Mansell et al. (2005), к рассмотрению которой мы сейчас переходим. Эта модель также содержит три блока: термогидродинамический, микрофизический и электризации.

Термогидродинамический блок представляет собой численную модель, которая основывается на системе уравнений, описанной в работе Klemp, Wilhelmson (1978), является негидростатической, полностью сжимаемой и включает уравнения для импульса, давления, потенциальной температуры и турбулентной кинетической энергии. Для адвекции импульса в модели используется численная схема, центрированная по времени, квадратичная (т.е. энергетическая), сохраняющая разностную схему для вертикального направления и локальную спектральную схему шестого порядка в горизонтальном направлении. В микрофизический блок входят уравнения сохранения для отношения смеси водяного пара и гидрометеоров, в блок электризации — уравнения для плотности электрических зарядов и концентрации токов, которые решаются совместно с уравнением Пуассона для определения потенциала и напряженности электрического поля.

Микрофизический блок представляется в виде множества категорий по одномоментной объемной схеме. В этом блоке жидкая

фаза подразделяется на две фракции: облачные капли и дождь. Лед подразделялся на десять фракций: два типа ледяных кристаллов (столбики и пластинки), обзерненный облачный лед, снег, крупа с тремя значениями плотности (300, 500, 700 кг/м³), замерзшие капли, град с двумя значениями размеров.

Предполагается, что облачные капли и ледяные кристаллы (столбики и пластинки) имеют моодисперсное распределение, а частицы осадков — распределение следующего типа:

$$n_x(D) = n_{0x} e^{-D/D_{n,x}}, \quad (12)$$

где $n_x(D)$ — концентрация частиц категории x и диаметром D (м), $D_{n,x}$ — характерный диаметр.

Каждый гидрометеорный компонент n имеет соответствующую объемную плотность электрического заряда ρ_n , который рассчитывается с помощью интегрирования уравнения непрерывности электрического заряда.

Предполагается, что переход заряда от одной фракции к другой может быть связан с соответствующим переходом массы. Например, когда часть массы крупы тает, превращаясь в дождь, одинаковая доля заряда крупы переносится в категорию дождя. Хотя закон сохранения заряда не нарушается, его количество внутри рассматриваемой области может меняться. Заряд может входить в область или покидать ее благодаря ионным токам, адвекции зарядов через боковые границы, молниевым разрядам облако—Земля или выпадению заряженных осадков.

Модель электризации учитывает также ионные процессы, связанные с присоединением ионов и точечным разрядом. Основные уравнения блока электризации имеют вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_n}{\partial t} &= -\nabla(\rho_n \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial z}(V_{T,n} \rho_n) + \nabla(K_h \nabla \rho_n) + S_n, \\ \Delta \Phi &= -4\pi \rho_i, \quad \rho_i = e(n_+ - n_-) + \sum_n \rho_n, \quad \vec{E} = -\nabla \Phi, \end{aligned} \quad (13)$$

где K_h — коэффициент турбулентной диффузии, $V_{T,n}$ — средняя скорость седиментации.

Для расчета напряженности электрического поля на основе уравнения Пуассона используются следующие граничные условия:

земная поверхность

$$\varphi = 0 \text{ при } z = 0,$$

боковые границы области интегрирования

$$E_n = \frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0,$$

верхняя граница области интегрирования

$$\frac{\partial \varphi}{\partial n} = E_{z,WF}, \quad (14)$$

где $E_{z,WF}$ — напряженность электрического поля хорошей погоды, характерная для безоблачной атмосферы; n — нормаль к соответствующей граничной поверхности.

Искусственная верхняя граница и боковые границы действуют как «зеркальные» плоскости, на которых заряд одинакового знака отражается. Влияние зеркальных зарядов уменьшается, когда границы удаляются от грозových зарядов, так что большая область интегрирования желательна для получения более точного решения.

С другой стороны, желательны также наименьшие области, необходимые для рассмотрения динамики и микрофизики, для того чтобы минимизировать вычислительные затраты. Компромисс в работе Mansell et al. (2005) состоит в использовании наименьшей динамической области для всех переменных и расширенной области для решения уравнения Пуассона. Эта область сосредоточена на динамической области и расширяется на боковых частях и наверх. Плотность электрического заряда в расширенных зонах допускается равной плотности электрического заряда атмосферы, характерного для хорошей погоды (безоблачная атмосфера). Этот подход допускает ненулевые нормальные составляющие напряженности электрического поля на границах

динамической области, так что ионные токи проводимости возможны через все границы. Уравнение Пуассона решается с помощью стандартного пакета программ (Adams, 1989).

Как и в работе Altarats et al. (2005), в рассматриваемой модели используется механизм электризации при столкновениях с отскоком ледяных кристаллов с частицами крупы. Модель включает пять параметризаций этого механизма. Первая параметризация основана на работах Takahashi (1978, 1984), вторая схема использует параметризацию из работы Ziegler et al. (1991), третья использует параметризацию из работ Helsdon et al. (2001) и Saunders et al. (1991), четвертая и пятая используют идею критической скорости аккреции, приводящей к обзвернению крупных ледяных частиц, которая определяет условия их положительного и отрицательного заряжения (Brook et al., 1997; Saunders, Peck, 1998).

В микрофизической части модели учитывается шесть фракций ледяных гидрометеоров (три категории крупы, два размера града и замерзшие капли), которые называются крупой в контексте разделения зарядов. При параметризации используются результаты лабораторных экспериментов, которые непосредственно применимы только к взаимодействию между обзверненными ледяными частицами осадков (т.е. крупы) с необзверненными ледяными кристаллами, которые растут за счет пара.

Общая формула для неиндуктивной скорости разделения зарядов $\frac{\partial \rho_{xy}}{\partial t}$ между категориями x и y ледяных гидрометеоров имеет вид

$$\frac{\partial \rho_{xy}}{\partial t} = \frac{\pi}{4} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \delta q'_{xy} (1 - E_{xy}) |V_x - V_y| x (D_x + D_y)^2 n_x(D_x) n_y(D_y) dD_x dD_y, \quad (15)$$

где D_x, D_y — диаметры сталкивающихся частиц; E_{xy} — эффективность захвата частиц; $|V_x - V_y|$ — относительная скорость падающих частиц; $n_x(D_x), n_y(D_y)$ — концентрации частиц, рассчитанные на единичный интервал диаметров (или функции распре-

деления частиц); $\delta q'_{xy}$ — заряд, разделяемый при одном столкновении с отскоком.

В общем случае $\delta q'_{xy}$ является функцией диаметра ледяного кристалла, скорости столкновения, водности и температуры в облаке.

Эффективность захвата E_{xy} является произведением эффективности столкновения E_{coll} , которая допускается равной единице, и вероятности прилипания при данном столкновении $\epsilon_{прил}$. В режиме мокрого роста (ледяная частица окружена пленкой воды) $E_{xy} = 1$, и разделения зарядов не происходит. Для взаимодействия между снегом или ледяными кристаллами и крупой в режиме сухого роста (отсутствие пленки воды на поверхности частиц) $E_{xy} = 0,01 \exp(0,1T_c)$, где T_c — температура ($^{\circ}\text{C}$). В целом в проблеме определения E_{xy} много неопределенностей, и необходимы дальнейшие исследования в этой области.

В общем задача расчета $\frac{\partial \rho_{xy}}{\partial t}$ по формуле (15), как указывают авторы этой модели, является довольно сложной, и в данной работе описывается приближенный метод вычисления интеграла (15). Для этого выражение (15) представляется в следующем виде:

$$\frac{\partial \rho_{xy}}{\partial t} = \beta \delta q_{xy} (1 - E_{xy}) E_{xy}^{-1} n_{xasy},$$

$$n_{xasy} = E_{xy} |\bar{V}_x - \bar{V}_y| \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} (D_x + D_y)^2 n_x n_y dD_x dD_y, \quad (16)$$

$$\beta = \begin{cases} 1 & \text{при } T > -30^{\circ}\text{C}, \\ 1 - \left[\frac{T + 30}{13} \right]^2 & \text{при } -43^{\circ}\text{C} < T < -30^{\circ}\text{C}, \\ 0 & \text{при } T < -43^{\circ}\text{C}, \end{cases}$$

где δq_{xy} — весовое среднее для разделения зарядов при столкновениях с отскоком; β — коэффициент, взятый из работы Saunderson, Peck (1998).

При расчете различных неиндукционных схем заряднения для ледяных кристаллов берется одно и то же значение диаметра D . Величина n_{xacy} рассчитывается для случаев, когда категория частиц с распределением (12) (x_e) взаимодействуют с частицами, обладающими монодисперсным распределением (y_m) (например, взаимодействие крупы с ледяными кристаллами). Расчет производится по следующей формуле:

$$n_{x_eacy_m} = \frac{\pi}{4} E_{xy} n_{0x} n_y \left| \bar{V}_x - \bar{V}_m \right| \left[\Gamma(3) D_{n,x}^2 + 2\Gamma(2) D_{n,x} D_y + \Gamma(1) D_y^2 \right], \quad (17a)$$

где $\Gamma(x)$ — гамма-функция.

Взаимодействие частиц с распределением (12) (x_e) с частицами с другим распределением того же вида (12) (y_e) (обзерненный лед или снег) описывается следующим выражением

$$n_{x_eacy_e} = \frac{\pi}{4} E_{xy} n_{0x} n_{0y} \left| \bar{V}_x - \bar{V}_y \right| \left[\Gamma(3)\Gamma(1) D_{n,x}^2 + \right. \\ \left. + 2\Gamma(2)\Gamma(2) D_{n,x} D_{n,y} + \Gamma(1)\Gamma(3) D_{n,y}^2 \right]. \quad (17b)$$

Как указывалось выше, в работе Mansell et al. (2005) было предложено пять схем параметризации электрического заряда δq_{xy} , которым обмениваются частицы при столкновениях с отскоком. В схеме Такахашии используется выражение (5) ($\delta Q \rightarrow \delta q_{xy}$); в схеме, рассматриваемой в работе Ziegler et al. (1991), — выражение

$$\delta q = 7,3 D_1^4 \left| \bar{V}_g - \bar{V}_e \right|^3 \delta L f(\tau), \\ \delta L = \begin{cases} CWC - CWC_{\text{crit}} & \text{при } T > T_r, \\ CWC & \text{при } T < T_r, \\ 0 & \text{при } q_c < 10^{-6}, \end{cases} \quad (18)$$

$$f(\tau) = -1,7 \cdot 10^{-5} \tau^3 - 0,003 \tau^2 - 0,05 \tau + 0,13,$$

$$\tau_r = -\frac{21}{T_r} (T - 273,16),$$

где \bar{V}_g, \bar{V}_e — усредненные по массе скорости седиментации для крупы и облачного льда или снега; D_1 — диаметр для конкретной категории облачного льда или снега, CWC — водность облака; T_r — температура реверса. Под температурой реверса подразумевается то значение температуры, при котором знак разделяемого заряда изменяется на противоположный. В модели Такахаши $T_r = -10$ °С, в модели Саундерса $T_r = -21$ °С). В ряде случаев используется значение $T_r = -15$ °С (Norville et al., 1991).

В схеме Саундерса можно использовать также выражение (8) ($\delta Q \rightarrow \delta q$). В двух оставшихся схемах вместо величины EW используется зависимость передаваемого заряда от скорости аккреции за счет обзрения ($RAR = EW \cdot v$, где v — средняя скорость седиментации крупы) (Brook et al., 1997; Saunders, Peck, 1998).

В этом случае средний заряд, разделяемый при столкновении с отскоком, рассчитывается по следующей формуле (Brook et al., 1997):

$$\begin{aligned} \delta q &= BD_{n,1}^a (\bar{V}_g - \bar{V}_1)^b q_{\pm}(RAR), \\ q_+(RAR) &= 6,4(RAR - RAR_{crit}), \quad RAR > RAR_{crit}, \\ q_-(RAR) &= 3,9(RAR_{crit} - 0,1) \left(4 \left[\frac{\left[\frac{RAR - (RAR_{crit} + 0,1)}{2} \right]^2}{(RAR - 0,1)} \right] - 1 \right), \\ 0,1 \text{ г/м}^3\text{с}^{-1} &< RAR < RAR_{crit} \end{aligned} \quad (19)$$

где B, a, b — постоянные, приведенные в табл. 1 работы Altarats et al. (2005); $q_+(RAR)$ и $q_-(RAR)$ — величина разделяемого заряда, соответствующая положительному и отрицательному заряджению крупы соответственно; $D_{n,1}$ — средний диаметр частиц облачного льда или снега. Величина RAR_{crit} определяется на основе работ Brook et al. (1997) и Saunders, Peck (1998).

На рис. 1—4 приведены графики параметризации δq для рассмотренных пяти схем.

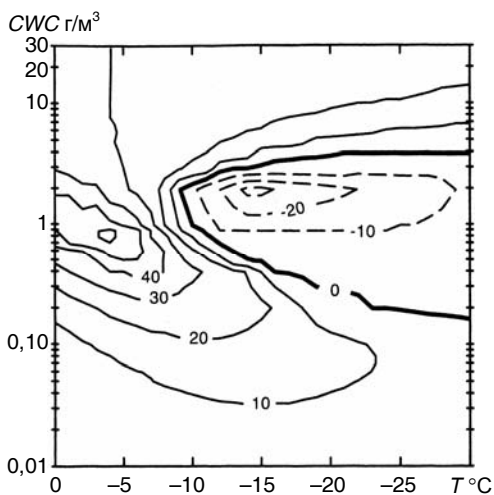


Рис. 1. Диаграмма заряжения крупных ледяных частиц в зависимости от температуры (T) и влажности облака (CWC) (Takahashi, 1978), построенная на основе данных, приведенных в работе Heldson et al. (2001).

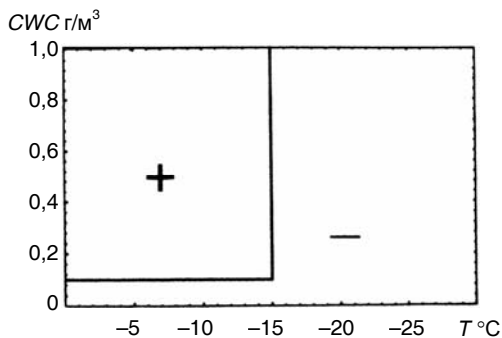


Рис. 2. Зоны заряжения крупных ледяных частиц при столкновении с ледяными кристаллами с разлетом по данным работы Ziegler et al. (1991).

Температура изменения знака заряда крупной частицы для $CWC > 0,1 \text{ г/м}^3$ равна $T_r = -15 \text{ }^\circ\text{C}$.

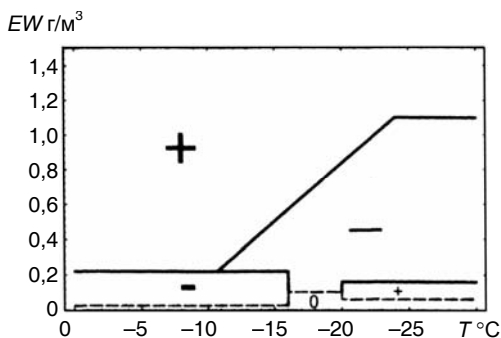


Рис. 3. Зоны заряжения крупных ледяных частиц при столкновении с ледяными кристаллами в зависимости от температуры (T) и эффективной влажности облака (EW) (Saunders et al., 1991).

Величина EW равна произведению влажности и эффективности захвата капелек крупой.

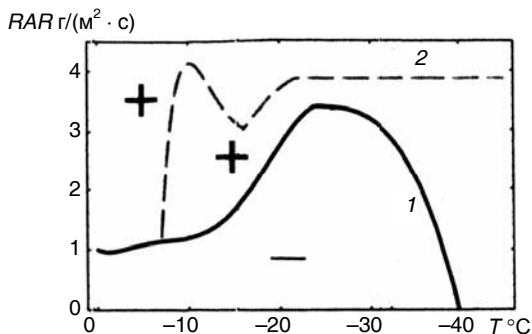


Рис. 4. Зависимость критической скорости аккреции при обзёрнении крупной ледяной частицы (RAR) от температуры для электризации лед—лед по данным работы Saunders, Peck (1998) (1) и Brook et al. (1997) (2).

Заряды крупной ледяной частицы положительны при скоростях аккреции выше кривой и отрицательны ниже кривой.

Наряду с неиндукционным зарядением рассмотрен также индукционный механизм зарядения, обусловленный столкновением крупы с облачными капельками при наличии электрического поля в режиме сухого роста крупы. Индукционное зарядение при столкновениях лед—лед не учитывается вследствие низкой проводимости льда и короткого времени контакта. Скорость зарядения записывается в виде, предложенном в работе Ziegler et al. (1991), в терминах характерных диаметров и средневзвешенных значений скорости:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \left(\frac{\pi^3}{8} \right) \frac{6,0 \bar{V}_g}{\Gamma(4,5)} E_{gc} E_r n_{e,c} n_{0,g} D_c^2 \times \quad (20)$$

$$\times \left[\pi \Gamma(3,5) \varepsilon \langle \cos \theta \rangle E_z D_{n,g}^2 - \Gamma(1,5) \frac{\rho_g}{3 n_{e,g}} \right],$$

где D_c — диаметр облачных капелек; E_{gc} — эффективность столкновений; E_r — эффективность отскока; $n_{e,c}$ и $n_{e,g}$ — общая концентрация облачной воды и крупы; \bar{V}_g — усредненная по массе средняя скорость падения крупы; $D_{n,g}$ — характерный диаметр крупы; E_z — вертикальная составляющая напряженности электрического поля в облаке; $\langle \cos \theta \rangle$ — средний косинус угла для отскакивающих столкновений; ε — диэлектрическая проницаемость воздуха.

Были приняты следующие значения E_r и $\langle \cos \theta \rangle$: при «умеренном» индукционном зарядении $E_r = 0,007$, $\langle \cos \theta \rangle = 0,2$, при «сильном» индукционном зарядении $E_r = 0,015$, $\langle \cos \theta \rangle = 0,45$. Это не противоречит экспериментальным данным, показывающим, что значения E_r составляют от 0,1 до 1 % величины E_{gc} .

Авторами было проведено тестирование модели с учетом только захвата ионов в электрическом поле, которое показало увеличение напряженности полей до 200 В/м (значения поля хорошей погоды), что находится в согласии с результатами работы Masuelli et al. (1997) и Helsdon et al. (2002), тестировавших конвективную теорию зарядения, в которой основным механизмом

заряжения облачных частиц и частиц осадков являлся диффузионный механизм, обусловленный ионами, переносимыми из приземного слоя. Тестирование модели с учетом только индукционного заряжения крупы—облачных капель также не привело к возникновению сильных электрических полей — максимум также составил около 200 В/м. Это согласуется с общепринятым мнением о том, что этот отдельно взятый механизм не может создавать сильные электрические поля в облаке.

Так же как и работа Altarats et al. (2005), работа Mansell et al. (2005) была направлена на исследование возможного использования неиндукционных механизмов для достижения в облаке предгрозовых электрических полей. Схема Такахаша дает обычную дипольную структуру, причем индукционное заряжение создает внизу облака область положительного заряда, которая играет существенную роль в создании молний облако—Земля. Схема Саундерса и остальные схемы параметризации дают инвертированный диполь. Такая структура часто наблюдается на территории США (штат Колорадо). Минимальная концентрация ледяных кристаллов составила $50 \text{ л}^{-1} = 50 \text{ дм}^{-3} = 5 \cdot 10^{-2} \text{ см}^{-3}$. Размеры вычислительной области составили $45 \times 45 \times 17 \text{ км}$ с шагом по горизонтали 500 м и по вертикали 200 м с поверхностным расширением к постоянной сетки 500 м выше 8,75 км. Концентрация облачных ядер конденсации составляла 10^9 м^{-3} . Конвекция иницировалась теплым сфероидом с центральным температурным возмущением 0,9 К и радиусами $5 \times 5 \times 15 \text{ км}$. Моделируемая гроза была многоячейковой и имела время жизни около 2 ч. В численном эксперименте наблюдалась серия импульсов восходящего потока (20, 30, 37, 52 и 65 мин). Численное моделирование выявило свойства, характерные для гроз в штате Колорадо.

В заключение необходимо отметить, что аналогичные выводы об электризации электроактивных зон в грозовом облаке на основе механизма электризации ледяной фазы следуют из работы Морозова (2006), где рассмотрена простая одномерная модель электроактивной зоны.

Параметризация микрофизических процессов электризации, которые могут быть введены в трехмерную численную модель осадкообразующего конвективного облака, рассматривалась также

в работах Веремея и др. (2006, 2007). Предварительные численные эксперименты на основе двумерной модели электризации конвективного облака в рамках подробной микрофизики, учитывающей столкновения водяных и ледяных частиц, обсуждались в работах Пачина (1984, 2002), где также показана необходимость учета в моделях контактного механизма электризации.

Таким образом, приведенный выше обзор позволяет сделать следующие выводы.

1. Электризацию в трехмерной модели необходимо рассматривать на основе столкновительного (контактного) механизма электризации, при котором важную роль играют столкновения с отскоком облачных частиц с частицами осадков как в жидкой, так и в ледяной фазе, с учетом как неиндукционной, так и индукционной передачи электрических зарядов при наличии электрического поля. При этом важную роль должны играть столкновения ледяных облачных кристаллов с крупными ледяными частицами осадков.

2. В связи с указанным механизмом необходимо решать задачу о возникновении и эволюции ледяных облачных частиц и ледяных частиц осадков в процессе образования и эволюции конвективного осадкообразующего облака. Эта задача на первом этапе может решаться в параметрическом виде, а на втором — на основе подробной микрофизики. Процесс электризации также на первом этапе может быть рассмотрен на основе параметрического описания, а затем — на основе подробной микрофизики.

3. На основе расчетов электризации, которые позволяют получить распределение плотности электрических зарядов облачных частиц и частиц осадков как в жидкой, так в ледяной фазе, необходимо на основе уравнения Пуассона рассмотреть задачу о распределении напряженности электрического поля в облаке.

4. В моделях необходим учет ионной составляющей атмосферы, на основе которой в облаке действует диффузионный механизм заряжения. Этот механизм следует рассматривать на стадии конденсационного и сублимационного роста облачных частиц. Его учет также важен при решении задачи об эволюции ионной составляющей атмосферы в облачной среде. Кроме того, необходимо учитывать атмосферные ионы при рассмотрении задачи об экра-

нирующих слоях в облаке и вне его, их также важно учитывать при моделировании электрической структуры грозового облака.

5. Необходимо развитие методики тестирования численной трехмерной модели электризации осадкообразующего конвективного облака на основе экспериментальных данных, полученных в работах зарубежных и российских исследователей (Михайловский, 2002; Довгалюк и др., 2009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Морозов В. Н., 2006. О параметризации микрофизических процессов в численных моделях грозовых облаков. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 5—18.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Морозов В. Н., 2007. О параметризации микрофизических процессов электризации в трехфазной модели конвективного облака. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 42—54.

Коган Е. Л., 1978. Трехмерная численная модель капельного кучевого облака, учитывающая микрофизические процессы. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 14, № 8, с. 876—886.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н., 1983. Трехмерная численная модель конвективного изолированного облака (предварительные результаты). — Труды ИПГ, вып. 45, с. 3—20.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н., 1983. Об одной экономичной конечно-разностной схеме для гидродинамической модели конвективного облака. — Труды ИПГ, вып. 45, с. 21—35.

Михайловский Ю. П., 2002. Эмпирическая модель электрически активных конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО), вып. 4 (552), с. 66—75.

Морозов В. Н., 2006. Расчет электрических зарядов и полей в электроактивной зоне грозового облака. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО), вып. 7(555), с. 35—50.

Пачин В. А., 1984. Численная схема расчета электризации коллектива частиц при их контактном взаимодействии. — Труды ГГО, вып. 474, с. 55—60.

Пачин В. А., 2002. Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО), вып. 4(552), с. 55—65.

Adams J., 1989. Mud Pack: Multigrid fortran software for efficient solution of linear elliptic partial differential equations. — Appl. Math. Comput., V. 34, p. 113—146.

Altaratz O., Reisin T., Levin Z., 2005. Simulation of the electrification of winter thundercloud using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulations. — J. Geophys. Res., V. 110, D 20205, doi: 10.1029/2004 JD005616.

Benetts D. A., Rawling F., 1981. Parameterization of the ice-phase in a model of mid-latitude cumulonimbus convection and its influence on the simulation of cloud development. — *Quar. J. Roy. Met. Soc.*, V. 107, No 453, p. 477—502.

Brook I. M., Saunders C.P.R., Mitzeva R. P., Peck S. L., 1997. The effect on thunderstorm charging of rate of rime accretion by graupel. — *Atm. Res.*, V. 43, No 3, p. 277—295.

Cotton W. R., Stephens M. A., Nehr Korn T., Tripoli G. J., 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale Model-1982. Part II: An ice phase parameterization. — *J.Rech. Atm.*, V. 16, No 4, p. 295—320.

Hall W. D., 1981. A Detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: model description and preliminary results. — *J. Atm. Sci.*, V. 37, No 10, p. 2486—2507.

Dye J. E. et al., 1986. Early electrification and precipitation development in small isolated montana cumulonimbus. — *J. Geophys. Res.*, V. 91, No D1, p. 1231—1247.

Helsdon J. H., Farley R. D., 1987. A numerical modeling study of a montana thunderstorm 2. Model results versus observations involving electrical aspects. — *J. Geophys. Res.*, V. 92, No D5, p. 5661—5675.

Helsdon J. H., Wojak W. A., Farley R. D., 2001. An examination of thunderstorm-charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model. — *J. Geophys. Res.*, V. 106, No D1, p. 1165—1192.

Helsdon J. H., Gattaleeradapan Jr. S., Farley R. D., Waits C. C., 2002. An examination of the convective charging hypothesis: Charge structure, electric fields and Maxwell currents. — *J. Geophys. Res.*, V. 107, No D22, 4630, doi: 1029/2001 JD001495.

Norville K., Baker M., Latham J., 1991. A numerical study of thunderstorm electrification: model development and case study. — *J. Geophys. Res.*, V. 96, No D4, p. 7463—7481.

Klemp J. B., Wilhelmson R. B., 1978. The simulations of three-dimensional convective storm dynamics. — *J. Atm. Sci.*, V. 35, No 6, p. 1070—1096.

Kogan Y. L., 1991. The simulation of a convective cloud in 3-d model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiment. — *J. Atm. Sci.*, V. 48, No 9, p. 1160—1189.

Mansell E. R., McGorman D. R., Ziegler C. L., Straka J. M., 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multisell thunderstorm. — *J. Geophys. Res.*, D 12101, doi: 10.1029/2004 JD005287.

Masuelli S., Scavuzzo C. M., Garanti G. M., 1997. Convective electrification of clouds: A numerical study. — *J. Geophys. Res.*, V. 102, No D10, p. 11.049—11.059.

Meyers M. P., Walko R. L., Harrington J. Y., Cotton W. R., 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. — *Atm. Res.*, V. 45, No 1, p. 3—29.

Miller M. J., 1974. On the use pressure as vertical co-ordinate in modeling convection. — *Quar. J. Roy. Met. Soc.*, V. 100, No 424, p. 155—162.

Miller M. J., Pearce R. P., 1974. A three-dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. — *Quar. J. Roy. Met. Soc.*, V. 100, No 424, p. 133—154.

Ogura Y., Philips N. A., 1962. Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. — *J. Atm. Sci.*, V. 19, No 1, p. 173—179.

Rawling F., 1982. A numerical study of thunderstorm electrification using a three dimensional model incorporating the ice phase. — *Quar. J. Roy. Met. Soc.*, V. 108, No 458, p. 779—800.

Saunders C.P.R., Keith W. D., Mitzeva R. P., 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging. — *J. Geophys. Res.*, V. 96, No D6, p. 11.007—11.017.

Saunders C.P.R., Peck S. L., 1998. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. — *J. Geophys. Res.*, V. 103, No D12, p. 13.949—13.956.

Scavuzzo C. M., Avila E. E., Garanti G. M., 1995. Cloud electrification by fracture in ice-ice collisions: a 3D-model. — *Atm. Res.*, V. 37, No 2, p. 325—342.

Scavuzzo C. M., Masuelli S., Garanti G. M., Williams E. R., 1998. A numerical study of thundercloud electrification by graupel-crystal collisions. — *J. Geophys. Res.*, V. 103, No D12, p. 13 963—13 973.

Swartauber D. N., Sweet R. A., 1973. Efficient Fortran subprogram for the solution of separable elliptic partial differential equations. — *J. Numer. Anal.*, V. 10, p. 900—920.

Takahashi T., 1978. Riming electrification as charge generation mechanisms in thunderstorms. — *J. Atm. Sci.*, V. 35, No 6, p. 1536—1548.

Takahashi T., 1979. Warm cloud electricity in a shallow axisymmetric cloud model. — *J. Atm. Sci.*, V. 36, No 11, p. 2236—2258.

Takahashi T., 1984. Thunderstorm electrification — a numerical study. — *J. Atm. Sci.*, V. 41, No 17, p. 2542—2558.

Tripoli G. J., Cotton W. R., 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud / mesoscale Model-1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. — *J. Rech. Atm.*, V. 16, No 3, p. 185—230.

Walko R. L., Cotton W. R., Meyers M. P., Harrington J. Y., 1995. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. — *J. Atm. Res.*, V. 38, No 1, p. 29—62.

Ziegler C. L., 1984. Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part I: Model development and preliminary testing. — *J. Atm. Sci.*, V. 42, No 14, p. 1487—1509.

Ziegler C. L., Ray R. S., McGorman D. R., 1986. Relations of kinematics microphysics and electrification in an isolated mountain thunderstorm. — *J. Atm. Sci.*, V. 43, No 19, p. 2098—2114.

Ziegler C. L., McGorman D. R., Dye J. E., Ray R. S., 1991. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. — *J. Geophys. Res.*, V. 96, No D7, p. 12 833—12 855.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА КОАГУЛЯЦИИ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ В ТУРБУЛЕНТНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

*М. А. Затевахин¹, А. А. Игнатъев¹, Р. Рамаросон²,
В. А. Говоркова³*

¹ ОАО «СПбАЭП», Санкт-Петербург
190005 Санкт-Петербург, 2-я Советская, д. 9/2а
e-mail: mike2404@yandex.ru

² ONERA, Франция
29, avenue de la division Leclerc, Châtillon Cedex, France
Richard.Ramaroson@onera.fr

³ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: veronika@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 01.10.2008, после доработки 28.11.2008

1. Введение

В условиях реальной атмосферы и в различных технологических установках процессы коагуляции происходят в турбулентных течениях, характеризующихся наличием перемешивания и пульсаций концентрации. Изучение процессов коагуляции в условиях турбулентности было предметом многих исследований (Волощук, 1984; Численное моделирование облаков, 1984). Проблема коагуляции облачных капель, движущихся под действием силы тяжести в турбулентном потоке, является центральной проблемой в микрофизике облаков и осадков.

Особенно интенсивно проблема турбулентной коагуляции изучается в последние годы. Основные направления этих исследований касаются эффектов, связанных с относительными движениями, возникающими под действием ускорения и сдвига потока, стремления инертных частиц концентрироваться внутри определенных областей турбулентного течения и т.п. (см., например, работы Pinsky и Khain (1997), Falkovich et al. (2002), Grits et al. (2006). Для учета стохастической природы коагуляции — коалес-

ценции в работе Wang et al. (2005) было предложено специальное стохастическое уравнение, содержащее корреляции между концентрациями частиц различных размеров. Однако большая часть работ связана с рассмотрением процессов, характерные масштабы которых меняются от колмогоровского (примерно 1 мм для типичных атмосферных условий) до сантиметрового, и результаты этих работ можно рассматривать по существу как уточнение эффективности захвата. В то же время турбулентность потока может оказывать влияние на условия протекания процессов коагуляции, не связанные непосредственно с эффективностью захвата.

В настоящей работе рассматриваются турбулентные процессы, масштаб которых много больше среднего расстояния между частицами и их инерционного пути пробегания. Влияние турбулентности может проявляться различным образом. Во-первых, процессы турбулентного перемешивания определяют массовые концентрации частиц разных размеров и, таким образом, скорость коагуляции в системе. Турбулентное перемешивание приводит к разбавлению коагулирующей системы, одновременно привнося в нее частицы новых размеров. Такую систему, очевидно, нельзя рассматривать как замкнутую. Уменьшение концентрации вследствие перемешивания приводит к «закалке» спектра (Сутугин (1987), Пискунов (2000)), при которой процессы коагуляции «замораживаются», спектры не меняются с течением времени. Расчеты эволюции спектров аэрозольных частиц вблизи источника, выполненные в работе Jacobson, Seinfeld (2004), показали, что уменьшение концентрации происходит в основном за счет разбавления, а процесс коагуляции дает весьма небольшой вклад. Особенности процесса коагуляции при наличии дополнительного источника рассматривались в работе Лушникова, Пискунова (1976).

С другой стороны, очевидно, что в силу нелинейности кинетического уравнения коагуляции осредненные характеристики реальных процессов не должны совпадать с характеристиками, рассчитанными на фоне осредненных значений параметров течения. Подобный эффект уже давно признан существенным для правильного описания химических процессов в турбулентных потоках. Так, например, в работе Herwehe et al. (2000) отмечается, что именно нелинейным взаимодействием турбулентности и

фотохимических процессов может быть объяснена структура наблюдаемых профилей многих атмосферных газовых примесей.

Первым неисчезающим приближением для исследования рассмотренных выше процессов является расчет турбулентного переноса на основе использования LES-метода (Large Eddy Simulation, «вихреразрешающее моделирование»). При таком подходе предполагается, что турбулентные процессы с масштабом, большим разрешения используемой сетки, описываются явно, а параметризуются лишь не разрешаемые («подсеточные») процессы. Этот метод в настоящее время широко используется для расчета атмосферных турбулентных течений, в том числе и с учетом микрофизических процессов (см., например, работы Chlond, Wolkau (2000), Neggers et al. (2003)), а в работе Khairoutdinov, Kogan (1999) этот метод использовался совместно с численным решением кинетических уравнений конденсации/коагуляции. В работе Meeder, Nieuwstadt (2000) приведены результаты расчетов распространения химически реагирующих газовых примесей в атмосферном пограничном слое, выполненные на основе использования «вихреразрешающего моделирования» с учетом подсеточных пульсаций концентрации методом, предложенным в работе Sykes et al. (1994). Полученные результаты продемонстрировали существенное уменьшение средних скоростей быстрых реакций по сравнению с идеализированным случаем полностью перемешанной системы.

Целью настоящей работы является исследование влияния турбулентного перемешивания на процессы коагуляции аэрозольных частиц. В п. 2 приведены результаты, полученные в автономных расчетах коагуляции в системах с переменным числом частиц. Эти результаты предназначены для иллюстрации основных закономерностей процессов, происходящих в условиях турбулентного перемешивания. В п. 3 приведены примеры численного решения кинетического уравнения коагуляции, интегрированного в гидродинамическую модель, позволяющую рассчитывать процессы турбулентного перемешивания на основе использования LES-метода. Рассматриваются частицы достаточно малых размеров, для которых эффективна только броуновская коагуляция, а остальные механизмы не эффективны.

2. Численное решение кинетического уравнения коагуляции

Для численного решения уравнения коагуляции использовалась полу неявная версия численной схемы, предложенной в работе Stankova, Zatevakhin (1996) (см. приложение). Схема обеспечивает точное сохранение суммарной массы частиц и неотрицательность решения при любой величине шага по времени. Методика была верифицирована на задаче, имеющей аналитическое решение, и по данным работы Zhang et al. (1999), в которой приведены результаты решения тестовой задачи с использованием различных методов решения кинетических уравнений.

Рассмотрим основные ситуации.

2.1. Система с разбавлением

Рассмотрим в качестве примера процесс коагуляции сажевых частиц, образующихся при пожарах. Обычно при горении зародыши сажевых частиц конденсируются в виде гексагональных кристаллов размером примерно 1—5 нм, которые по мере своего роста приобретают сфероидальную форму — размер сфероидов составляет примерно 100 нм (см., например, Stith et al. (1981)). Начальное распределение, использованное в ходе проведения настоящих расчетов, было принято моодисперсным с медианным радиусом 0,05 мкм. Начальная концентрация принята равной 10^{14} м^{-3} . Это значение примерно соответствует типичной концентрации непосредственно над мощным пожаром с интенсивностью генерации сажевых частиц $3,5 \cdot 10^{-4} \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ (см. работу Пискунова, Затевахина (1984)).

В рассматриваемом случае можно считать, что все концентрации изменяются синхронно, и учет их изменения в автономных расчетах можно, следуя работе Сутугина (1987), произвести следующим образом. На каждом шаге, соответствующем моменту времени t , значения масс аэрозольных частиц во всех спектральных интервалах умножаются на величину $\psi(t+\Delta t)/\psi(t)$, где Δt — величина шага по времени, а $\psi(t)$ — функция, описывающая изменение суммарной массовой концентрации — величины, которая в процессе турбулентного перемешивания может рассматриваться как консервативный скаляр. В настоящем пункте было принято $\psi(t) = (t + t_0)^{-2}$, что соответствует скорости турбулентного перемешивания в непосредственной близости от источника.

Все приведенные в настоящем параграфе результаты получены на сетке в пространстве масс, включающей 80 узлов. При этом решение можно считать практически сошедшимся. Действительно, контрольные расчеты, проведенные на сетке с 501 узлом, показали, что решения на этих сетках по своим интегральным параметрам (число частиц, средний радиус, время коагуляции) совпадают до трех значащих цифр. Однако в данной задаче есть одна существенная особенность: поскольку начальный спектр является монодисперсным, решение этой задачи, строго говоря, представляет собой решение дискретного уравнения Смолуховского. Однако, поскольку с увеличением числа мономеров в частице относительная разность масс соседних по спектру частиц стремится к нулю, асимптотически этот спектр переходит в непрерывный, а точность его представления определяется только возможностью используемой сетки.

Действительно, на сетке с 501 узлом отчетливо прослеживаются частицы, состоящие почти из 15 мономеров, причем которые вплоть до восьмичастичных кластеров распределения разделены между собой. На сетке с 80 узлами отчетливо виден лишь двухчастичный кластер и можно отметить трех- и четырехчастичные, а остальные представляются уже в виде непрерывного спектра. В связи с этим, говоря в дальнейшем о «спектре» частиц, будем помнить указанные здесь особенности. Попутно отметим, что в области «непрерывности» спектра результаты, полученные на указанных выше сетках, практически совпадают, что свидетельствует о достаточной точности результатов.

На рис. 1 приведены значения среднего радиуса R_{ave} и характерного времени коагуляции t_k , полученные при различных значениях параметра t_0 . Время коагуляции t_k определялось по формуле

$$t_k^{-1} = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} K(g, s) n(s) n(g) dg ds / \int_0^{\infty} n(g) dg,$$

где $n(m)$ — плотность распределения числа частиц (m — масса частицы), $K(m, g)$ — ядро коагуляции. Отметим, что для начального спектра $t_k = 6$ с.

Представленные результаты достаточно очевидны: в отсутствие разбавления средний радиус и время коагуляции монотонно возрастают. При учете разбавления спектры «замораживаются», а время коагуляции (на рисунке не показано) возрастает очень быстро.

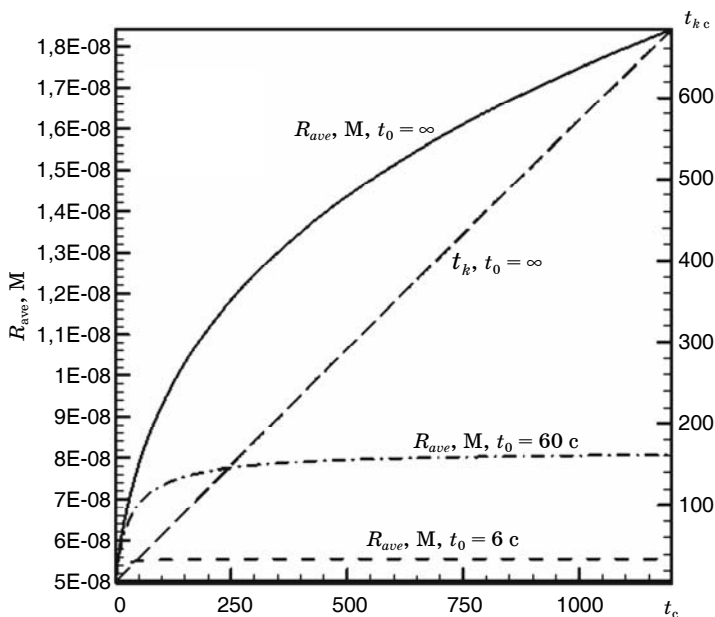


Рис. 1. Изменение среднего радиуса R_{ave} и времени коагуляции t_k .

Более интересны спектры, полученные в этих расчетах и представленные на рис. 2. В случае когда скорость разбавления примерно равна скорости коагуляции, практически вся масса сосредотачивается в двух- и трехчастичных кластерах. При замедлении разбавления начинается формирование «непрерывного» спектра, однако наиболее интересен результат, полученный при $t_0 = 60 c$: в этом случае абсолютная концентрация мелкодисперсной фракции почти в два раза больше, чем без разбавления (спектры на рис. 2 не нормированы на изменение массовой концентрации!). Таким образом, иногда разбавление, тормозящее образование крупнодисперсной фракции, достаточно быстро выводятся из системы, может приводить к абсолютному увеличению концентрации частиц по сравнению с неразбавленной системой.

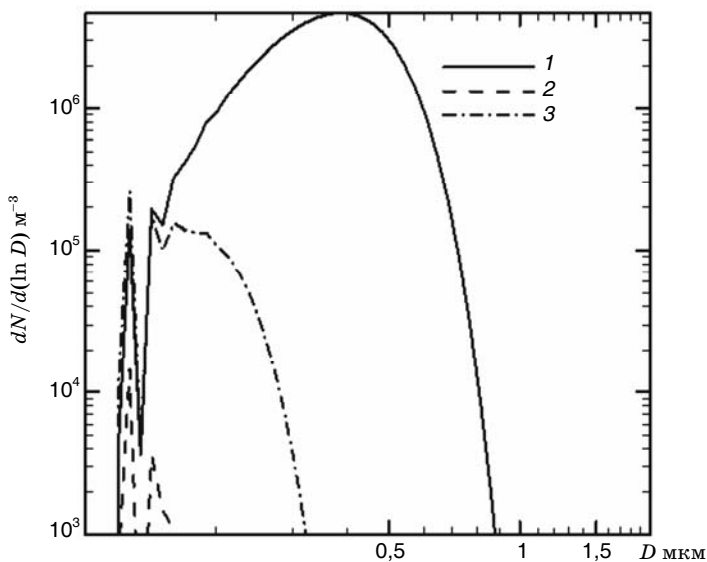


Рис. 2. Распределения частиц по размерам на момент времени 1200 с при различной скорости разбавления.

1) $t_0 \rightarrow \infty$, 2) $t_0 = 6$ с, 3) $t_0 = 60$ с.

2.2. Коагуляция в системе с внешним источником

Закономерности процессов коагуляции в системе с внешним источником были изучены на примере модельной задачи в работе Лушникова, Пискунова (1976). В указанной работе было показано, что в этом случае с течением времени в системе устанавливается баланс между поступлением частиц и коагуляцией. При этом характерный временной масштаб коагуляции пропорционален $J^{1/2}$, где J — массовая скорость поступления частиц, а число частиц асимптотически стремится к постоянному значению.

На рис. 3, 4 представлены результаты численного решения, полученные для случая источника частиц радиусом 0,05 мкм различной интенсивности dM/dt . Для каждого случая были выполнены расчеты в двух вариантах: с нулевой начальной концентрацией M_0 и начальной концентрацией, соответствующей рассмотренной в п. 2.1.

Из рис. 3 хорошо видно, что независимо от начальных условий решение достаточно быстро выходит на асимптотический режим. Характерные времена коагуляции при этом относятся как $(J_1/J_2)^{1/2}$. Поскольку число частиц стремится к постоянной величине, а суммарная масса системы возрастает, размер частиц должен увеличиваться со временем. Этим, очевидно, и объясняется некоторое убывание концентрации частиц со временем, связанное с тем, что в настоящих расчетах использовалось реальное ядро броуновской коагуляции, поэтому, по мере того как в процесс включались частицы больших размеров, эффективное значение диаметра ядра возрастало.

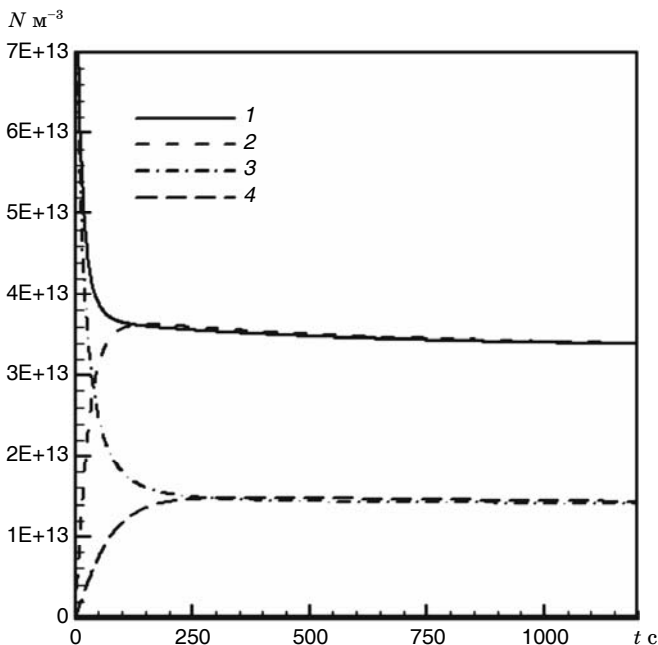


Рис. 3. Изменение числа частиц при различных условиях.

Кривая	1	2	3	4
$M_0 \text{ м}^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-6}$	0	$9,4 \cdot 10^{-6}$	0
$dM/dt \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$	$9,4 \cdot 10^{-7}$	$9,4 \cdot 10^{-7}$	$1,57 \cdot 10^{-7}$	$1,57 \cdot 10^{-7}$

Эволюция спектра со временем в варианте $M_0 = 0$, $dM/dt = 1,57 \cdot 10^{-7}$ кг/(м³ · с) показана на рис. 4. Из рисунка видно, что на асимптотической стадии мелкодисперсная часть спектра, формирующаяся за счет действия источника, не изменяется, и изменение массы компенсируется сдвигом крупнодисперсной части.

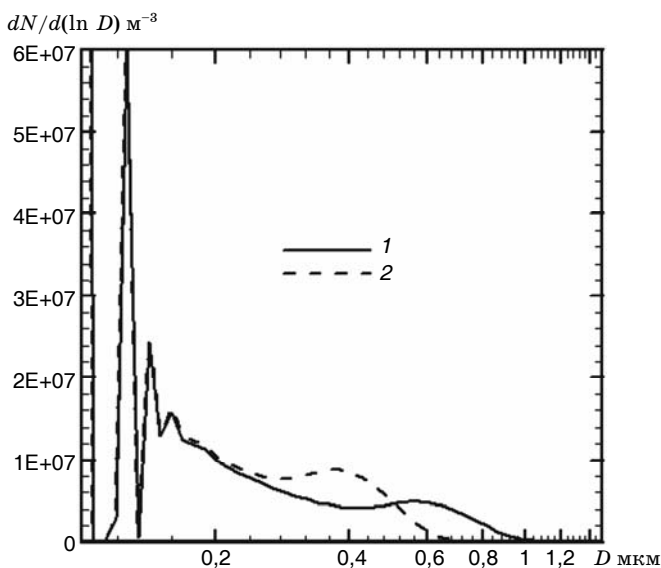


Рис. 4. Функция распределения числа частиц в различные моменты времени.
1) $t = 2400$ с, 2) $t = 1200$ с.

2.3. Пульсации концентрации

Рассмотрим простейший случай, когда объем, содержащий коагулирующую систему, пульсирует. Поскольку в этом случае удельные массовые концентрации частиц всех размеров не изменяются, то, применяя операцию осреднения к уравнению коагуляции, получим:

$$\begin{aligned}
\frac{d\langle m_{av}^{-1} \rangle}{dt} &= -\frac{1}{2M} \int_0^\infty \int_0^\infty K(m, k) \times \\
&\times [\langle n(m, t) \rangle \langle n(k, t) \rangle + \langle n'(m, t) n'(k, t) \rangle] dm dk = \\
&= -\left(1 + \frac{\langle \rho'^2 \rangle}{\langle \rho \rangle^2} \right) \frac{1}{2M} \int_0^\infty \int_0^\infty K(m, k) [\langle n(m, t) \rangle \langle n(k, t) \rangle] dm dk,
\end{aligned} \tag{1}$$

где $\langle \dots \rangle$ — операция осреднения; $f = \langle f \rangle + f'$; $m_{av} = M/N$ — средняя масса частицы; M и N — масса и число частиц в единице объема; ρ — плотность среды.

Из формулы (1) следует, что в этом случае средняя скорость коагуляции увеличивается на величину, пропорциональную квадрату пульсации плотности. Однако в этих условиях процесс коагуляции имеет и другие особенности, которые удобнее рассмотреть на примере коагуляции в полидисперсной системе. Для этого рассмотрим систему, начальное распределение массы частиц которой представляет собой сумму из трех логнормальных распределений: частицы Айткена, мода накопления и крупнодисперсная мода. Параметры этих распределений (медианные диаметры 0,038; 0,32 и 5,7 мкм, дисперсии 1,8; 2,16 и 2,21 и суммарные объемы 0,63; 38,4 и 30,8 мкм³ см⁻³) были заимствованы из работы Zhang et al. (1999). Суммарная массовая концентрация аэрозольных частиц составляет 126 мкг/м³, плотность частиц — 1,8 г/см³.

Пульсации плотности моделировались функцией $\psi(t) = 1 + A \cdot \sin(2\pi t/\tau)$, начальное время коагуляции составляло 353 с. В данном случае эффект коагуляции заключается в «вымывании» мелкодисперсных частиц.

Результаты, полученные при различных значениях A и τ , представлены на рис. 5. Эти результаты имеют ряд интересных особенностей. Прежде всего, процесс имеет ярко выраженный линейный характер: в конце каждого периода не только интегральные параметры распределений, но и сами функции распределения совпадают с высокой степенью точности. Это означает,

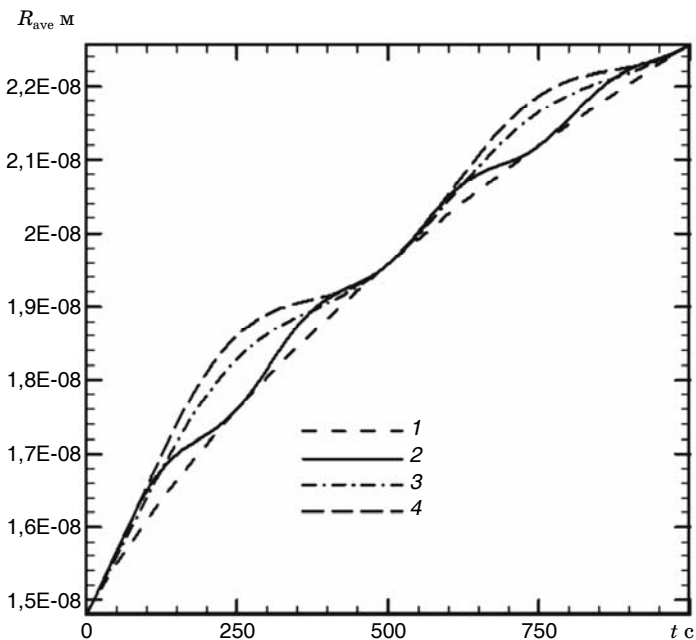


Рис. 5. Изменение среднего радиуса частиц при различных значениях A и τ .

Кривая	1	2	3	4
τ	∞	250	500	500
A	0	0,5	0,5	0,75

что основной вклад вносит коагуляция частиц разных размеров, поскольку ядро коагуляции имеет ярко выраженный минимум для частиц одинаковых размеров. Кроме того, изменение среднего радиуса при увеличении амплитуды пульсаций согласуется с формулой (1).

Однако самые существенные особенности связаны с очевидными свойствами процесса коагуляции: при любом изменении концентрации средний радиус частиц не убывает, и увеличение радиуса пропорционально периоду пульсаций. Это означает, что при осреднении по достаточно большому промежутку времени

увеличение размеров частиц будет тем больше, чем больше период пульсаций, укладываемых в этот промежуток.

В случае системы, рассмотренной в п. 2.1, 2.2, спектр достаточно быстро становится полидисперсным и общий характер поведения системы совпадает с описанным выше.

Однако в реальном турбулентном потоке ситуация несколько отличается от рассмотренного здесь модельного случая: в реальном течении флуктуации концентрации связаны в основном не с пульсациями объема, содержащего коагулирующую систему, а с существованием в потоке достаточно медленно перемешивающихся молей жидкости с различным составом аэрозольных частиц. Очевидно, что в этом случае средние по пространству (или осредненные по времени в одной точке пространства, через которую проходят различные моли жидкости) параметры распределений должны заметно отличаться от параметров, полученных для осредненного течения. Эта ситуация будет рассмотрена ниже.

3. Моделирование коагуляции аэрозоля в пограничном слое атмосферы

3.1. Динамическая модель

Для расчета динамики атмосферного пограничного слоя использовалось численное решение уравнений гидромеханики, процессы турбулентного переноса описывались на основе метода моделирования крупных вихрей (LES-модель). LES-модель основана на трехмерных уравнениях динамики несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска с учетом влияния силы Кориолиса. Для описания подсеточных процессов использовалась модель, представленная в работе Deardorff (1998). Для численного решения использовался метод расщепления (Kim, Moin, 1985). Уравнения движения решались с использованием схемы второго порядка (Piacsek, Williams, 1970), обеспечивающей сохранение кинетической энергии. Диффузионные слагаемые аппроксимировались центральными разностями.

Для обеспечения достаточно точного сохранения кинетической энергии интегрирование по времени проводилось с исполь-

зованием метода предиктор—корректор Адамса—Башфорта 4-го порядка точности. Уравнения переноса скалярных компонентов аппроксимировались с использованием схемы WENO 5-го порядка точности (Jiang, Shu, 1996). Для решения уравнения Пуассона применялся метод сопряженных градиентов с предобуславливателем. Для параметризации потоков на подстилающей поверхности использовались соотношения теории подобия Монина—Обухова (Jacobson, 1998).

Работоспособность модели была проверена на сравнении результатов расчета трехмерного вихревого течения Тэйлора—Грина (Green, Taylor, 1937) с аналитическими решениями; на сравнении с результатами LES-моделей других авторов, полученными при расчетах нейтрально стратифицированного пограничного слоя (Andren et al., 1994); на сравнении с результатами лабораторного исследования свободной конвекции (Deardorff et al., 1969) и на сравнении результатов расчетов переноса примеси в конвективном пограничном слое с приведенными в работе Атмосферная турбулентность (1985) данными.

3.2. Эффекты разбавления: перенос и коагуляция в нейтрально стратифицированном пограничном слое

Рассмотрим эволюцию аэрозольных частиц, распространяющихся из точечного источника в нейтрально стратифицированном пограничном слое. Численное моделирование было выполнено в прямоугольной области ($X_{\max} = 200$ м, $Y_{\max} = 200$ м) высотой $Z_{\max} = 100$ м. Были приняты следующие значения компонентов геострофического ветра и параметра Кориолиса: $U_x = 3$ м/с, $U_y = 0$ м/с и 10^{-4} с⁻¹ соответственно.

Источник логарифмически нормально распределенных частиц с массовым медианным радиусом 0,042 мкм и дисперсией 1,7 был помещен в точку с координатами $X_S = 0,03X_{\max}$, $Y_S = Y_{\max}/2$, $Z_S = Z_{\max}/2$. Использованное распределение соответствует параметрам выброса из авиационных двигателей (Döpelheuer, Wahl, 2000). Интенсивность источника была принята равной 0,002 кг/с. Это значение представляется несколько завышенным. Оно было использовано для того, чтобы продемонстрировать на выбранной

расчетной сетке эффекты коагуляции, обычно протекающей в ближнем следе.

Были использованы пространственная сетка, содержащая $100 \times 100 \times 50$ ячеек и сетка в пространстве масс, содержащая 21 ячейку в интервале размеров от $R_{\min} = 0,003$ мкм до $R_{\max} = 1$ мкм.

На рис. 6 представлены мгновенные (а) и осредненные по времени (б) изоповерхности массовой концентрации частиц, равной $3,6 \cdot 10^{-7}$ кг/м³. Отклонение траекторий частиц связано с взаимодействием сил трения и Кориолиса (спираль Экмана).

Были выполнены автономные расчеты коагуляции с использованием темпа разбавления, соответствующего осредненному значению вдоль оси струи, полученному в LES-модели. В расчетах использовалась сетка в пространстве масс, содержащая 80 ячеек. На рис. 7 и 8 представлено сравнение результатов автономных и LES-расчетов, соответствующих времени достижения струей границы расчетной области (~100 с), и изменение среднего радиуса частиц вдоль оси струи.

Сравнение полученных результатов показывает, что использование изложенного в п. 2.1 подхода позволяет хорошо описывать процессы разбавления.

3.3. Эффекты перемешивания: конвективный пограничный слой (КПС)

Моделировался турбулентный КПС над горизонтально однородной поверхностью при отсутствии ветра. Были выбраны условия, типичные для солнечного дня в Южной Германии, рассмотренные в работе Schmidt, Schumann (1989). Расчеты выполнялись в прямоугольной области 4000×4000 м высотой 2400 м. Кинематический поток тепла $Q_s = 0,06$ К м/с и поток аэрозольных частиц Q_w радиусом 0,05 мкм задавались на нижней границе. Было рассчитано четыре варианта (варианты СМ1—СМ4), в которых значения параметра Q_w составили $3,5 \cdot 10^{-3}$, $3,5 \cdot 10^{-4}$, $3,5 \cdot 10^{-5}$ и $3,5 \cdot 10^{-6}$ кг/(м² · с) соответственно. Отметим, что поток частиц интенсивностью $3,5 \cdot 10^{-4}$ кг/(м² · с) соответствует условиям сильного пожара (см. работу Пискунова, Затевахина (2004)).

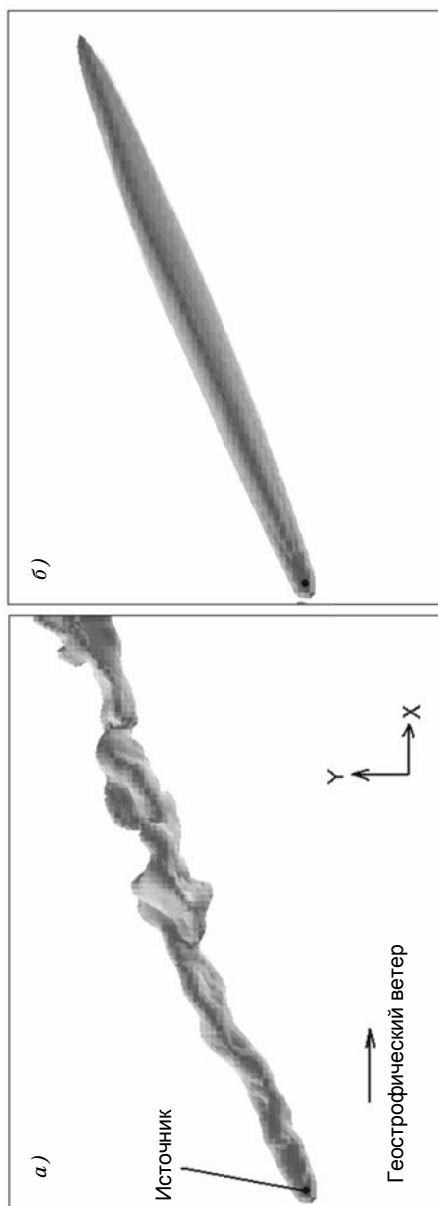


Рис. 6. Изоверхности мгновенных (а) и осредненных по времени (б) массовых концентраций аэрозольных частиц в нейтрально стратифицированном пограничном слое.

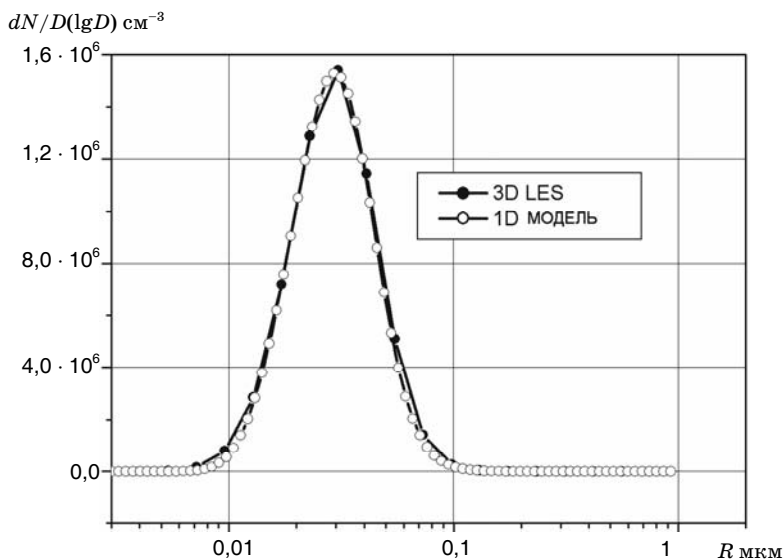


Рис. 7. Распределения числа частиц на момент времени 100 с.

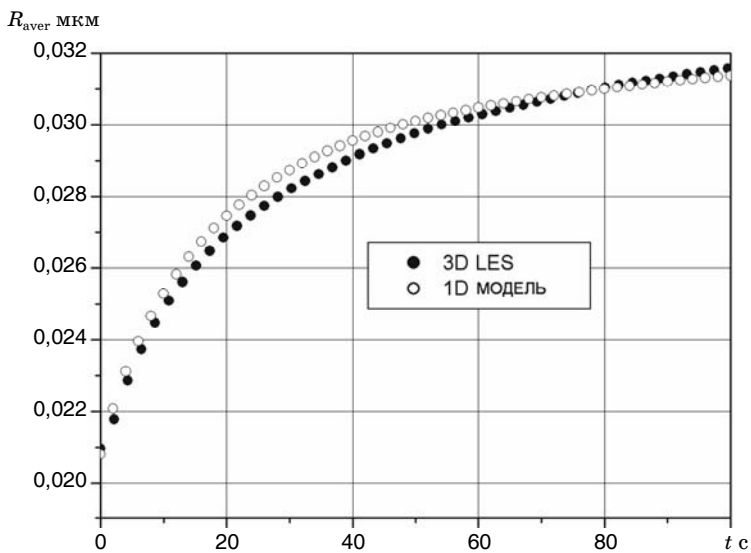


Рис. 8. Средний радиус частиц вдоль оси следа.
 t — время полета частицы вдоль траектории.

На боковых границах расчетной области задавались периодические граничные условия. Начальный профиль потенциальной температуры состоял из участка с постоянной температурой $\theta = 26,6$ °C ($z = 0 \dots 1350$ м) и расположенного выше участка с положительным градиентом $0,003$ К/м. Определяющими масштабами для конвективного пограничного слоя являются высота инверсии z_i (высота, на которой поток тепла достигает минимума) и масштабы скорости, температуры и времени, определяемые следующим образом:

$$w_* = (\beta g z_{i0} Q_s)^{1/3}, \quad \theta_* = \frac{Q_s}{w_*}, \quad t_* = \frac{z_{i0}}{w_*},$$

где z_{i0} — начальная высота слоя смешения, $\beta = 1/T$. В рассматриваемом случае $z_{i0} = 1600$ м, $w_* = 1,46$ м/с, $\theta_* = 0,041$ К и $t_* = 1095$ с.

Расчеты выполнялись до момента времени $12t_* = 13\,140$ с, из которых первые $4t_* = 4380$ с использовались для выхода на квазистационарный режим, и затем включался поверхностный источник частиц.

Использовались пространственные сетки с $67 \times 67 \times 42 = 188\,538$ (I пространственная сетка) и $92 \times 92 \times 58 = 490\,912$ (II пространственная сетка) ячейками. При решении кинетического уравнения также использовались две сетки: первая содержала 21 интервал в диапазоне размеров $0,05$ — $2,5$ мкм (I массовая сетка), вторая — 31 интервал в диапазоне размеров $0,05$ — 4 мкм (II массовая сетка).

С целью выяснения особенностей процесса коагуляции были проведены расчеты по двум моделям. В первой перенос частиц рассчитывался с использованием LES-модели. Вторая была основана на решении одномерного уравнения диффузии (модель 1DD):

$$\frac{\partial M_j}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_D(z, t) \frac{\partial M_j}{\partial z} + Q_j, \quad \sum_j Q_j = 0,$$

где M_j — концентрация частиц в j -м интервале; Q_j — источниковый член, описывающий процесс коагуляции частиц; $K_D(z, t)$ —

осредненный кинематический коэффициент турбулентной диффузии, определяемый по результатам LES моделирования следующим образом:

$$K_D(z, t) = \frac{\left\langle u'_z M'_\Sigma - K_{DSGS} \frac{\partial M_\Sigma}{\partial z} \right\rangle}{\partial \langle M_\Sigma \rangle / \partial z},$$

где $\langle \dots \rangle$ — оператор горизонтального осреднения на высоте z в момент времени t , $M_\Sigma = \sum_j M_j$ и u'_z, M'_Σ — пульсации скорости и

суммарной массовой концентрации частиц, K_{DSGS} — коэффициент подсеточной диффузии в LES-модели.

На рис. 9—11 представлены вертикальные распределения массовой и счетной концентрации частиц и среднего радиуса на момент окончания расчета для варианта СМ4.

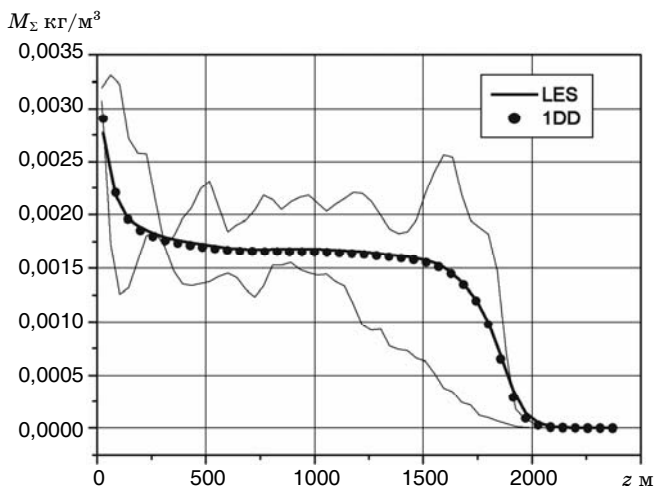


Рис. 9. Вертикальное распределение суммарной массовой концентрации. Вариант СМ4.

Тонкие линии — мгновенные профили в различных точках.

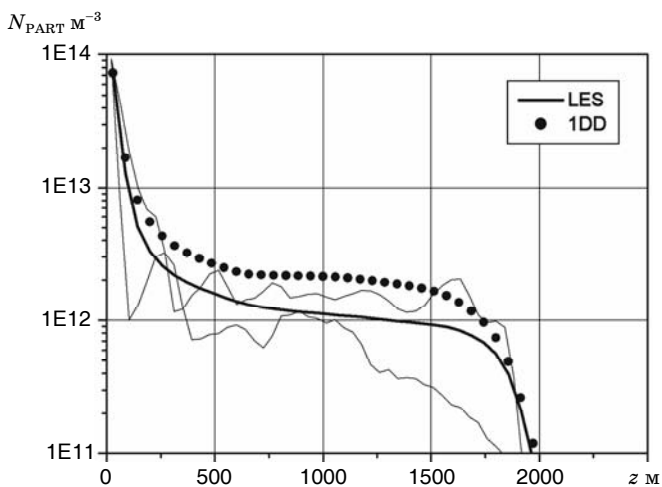


Рис. 10. Вертикальное распределение суммарной счетной концентрации. Вариант СМ4.

Тонкие линии — мгновенные профили в различных точках.

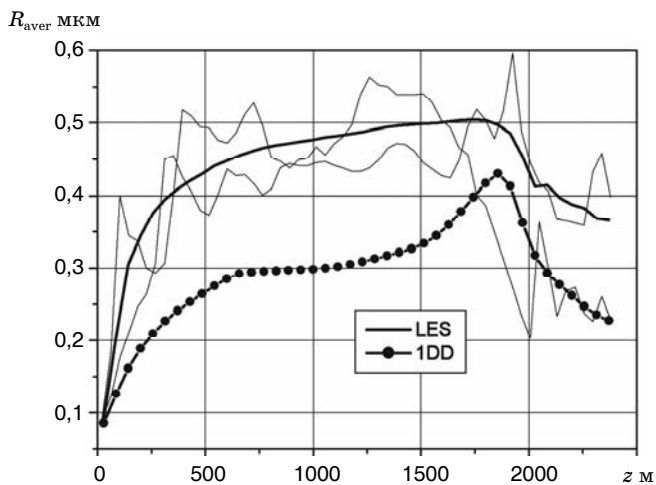


Рис. 11. Вертикальное распределение среднего радиуса частиц. Вариант СМ4.

Тонкие линии — мгновенные профили в различных точках.

Из рисунков видно, что в пограничном слое можно выделить два характерных участка: первый участок (нижняя, меньшая по высоте часть слоя), где все параметры довольно быстро изменяются, и второй, основной участок, где все параметры приблизительно постоянны вследствие интенсивного перемешивания. Хорошо видно, что обе модели дают одинаковые (в среднем) вертикальные распределения суммарных массовых концентраций (см. рис. 9), что свидетельствует о достаточной точности определения коэффициента K_D . Однако использование LES-модели приводит к образованию более крупных частиц (большому среднему радиусу, см. рис. 11) и соответственно к меньшей счетной концентрации (см. рис. 10), чем одномерная диффузная модель.

На рис. 12, 13 показаны изменения во времени горизонтально осредненных параметров, полученные в вариантах СМ3, СМ4 на разных сетках. На обоих рисунках время отсчитывается от $4t_* = 4380$ с, все значения приведены для середины высоты слоя смешения ($Z = Z_{oi}/2$).

В табл. 1 и 2 приведены основные полученные результаты. Величина J , которая представляет собой среднюю интенсивность «эффективного» объемного источника в точке $Z = Z_{oi}/2$, определялась по скорости изменения массовой концентрации в этой точке.

На рис. 14 приведены функции распределения частиц по размерам на высоте $Z = Z_{oi}/2$. При обработке данных, полученных по LES-модели, результаты расчетов осреднялись по всей плоскости $Z = Z_{oi}/2$.

Рассмотрим полученные результаты. Во-первых, отметим, что результаты, полученные на разных сетках, близки, и это свидетельствует о достаточной точности расчетов. Различие массовых концентраций, полученных в варианте СМ3 на разных сетках, по-видимому, связано с недостаточной удаленностью правой границы расчетного интервала в пространстве масс на грубой сетке, что приводило к потере массы. Массовая концентрация возрастает во времени примерно линейно, причем величина этой концентрации пропорциональна мощности источника. Счетная концентрация частиц и время коагуляции выходят на некоторые постоянные значения, как и должно быть в системе с постоянно действующим источником, рассмотренной в п. 2.2.

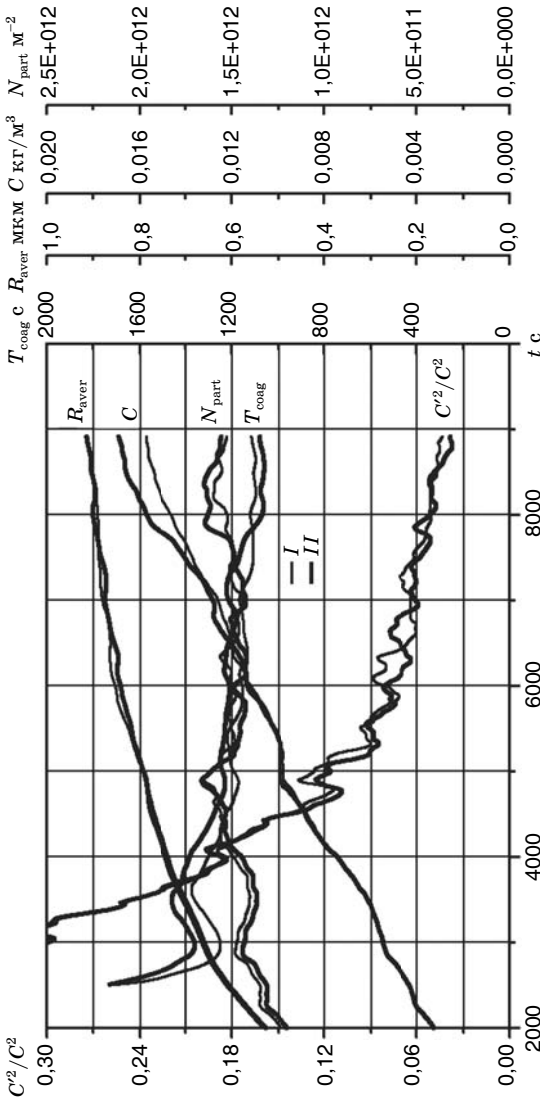


Рис. 12. Эволюция горизонтально осредненных параметров частиц при $z = Z_{0i}/2$. Вариант СМЗ.
 I — массовая сетка I, II — массовая сетка II.
 T_{coag} — время коагуляции, R_{aver} — средний радиус частиц, C — массовая концентрация частиц, C' — пульсации массовой концентрации частиц, N_{part} — счетная концентрация частиц.

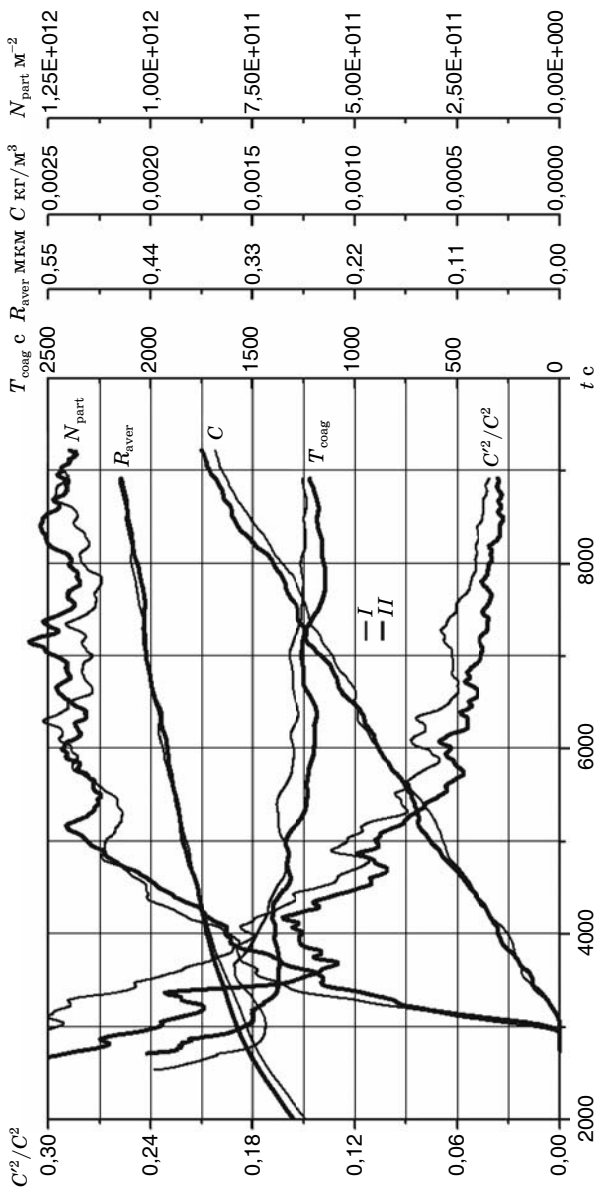


Рис. 13. Эволюция горизонтально усредненных параметров частиц при $z = Z_0/2$. Вариант СМ4.
Усл. обозначения см. рис. 12.

Таблица 1

Основные результаты, полученные с использованием LES-модели

Вариант	Q_w кг/(м ² · с)	$J (Z = Z_{oi}/2)$ кг/(м ³ · с)	N_{LES} м ⁻³	$\frac{Q_w}{J}$ м	$T_{соаг}$ с
СМ3	3,5E-3	1,8E-6	1,5E12	1900	1100
СМ4	3,5E-4	2,0E-7	1,2E12	1800	1250
СМ5	3,5E-5	2,1E-8	9,0E11	1700	1300
СМ6	3,5E-6	2,1E-9	6,1E11	1700	1500

Таблица 2

Основные результаты, полученные с использованием 1DD-модели

Вариант	Q_w кг/(м ² · с)	$J (Z = Z_{oi}/2)$ кг/(м ³ · с)	N_{1DD} м ⁻³	$\frac{Q_w}{J}$ м	$T_{соаг}$ с
СМ3	3,5E-3	1,8E-6	3,3E12	2000	250
СМ4	3,5E-4	1,9E-7	2,4E12	1800	300
СМ5	3,5E-5	2,0E-8	1,6E12	1800	400
СМ6	3,5E-6	1,9E-9	0,9E12	1900	700

Интересно, что характерное время коагуляции в вариантах СМ3—СМ5 очень близко к t_* , примерно равному временному масштабу турбулентности в конвективном пограничном слое, однако это совпадение может быть случайным.

Характерное время турбулентной диффузии определяется величиной t_* , тогда как характерное время коагуляции вблизи поверхности зависит от интенсивности источника, которая изменялась в рассматриваемых вариантах на три порядка. В связи с этим время выхода решения на квазистационарный режим для разных вариантов может существенно различаться. По крайней мере, для варианта СМ6 такой режим, по-видимому, достигнут не был.

Наибольший интерес представляет анализ влияния турбулентных пульсаций. Сравним результаты, полученные по LES- и 1DD-моделям. Данные, приведенные в табл. 1 и 2 и на рис. 9—11, показывают, что хотя 1DD-модель позволяет хорошо предсказывать перенос массы, однако остальные параметры распределений аэрозольных частиц различаются достаточно заметно (например,

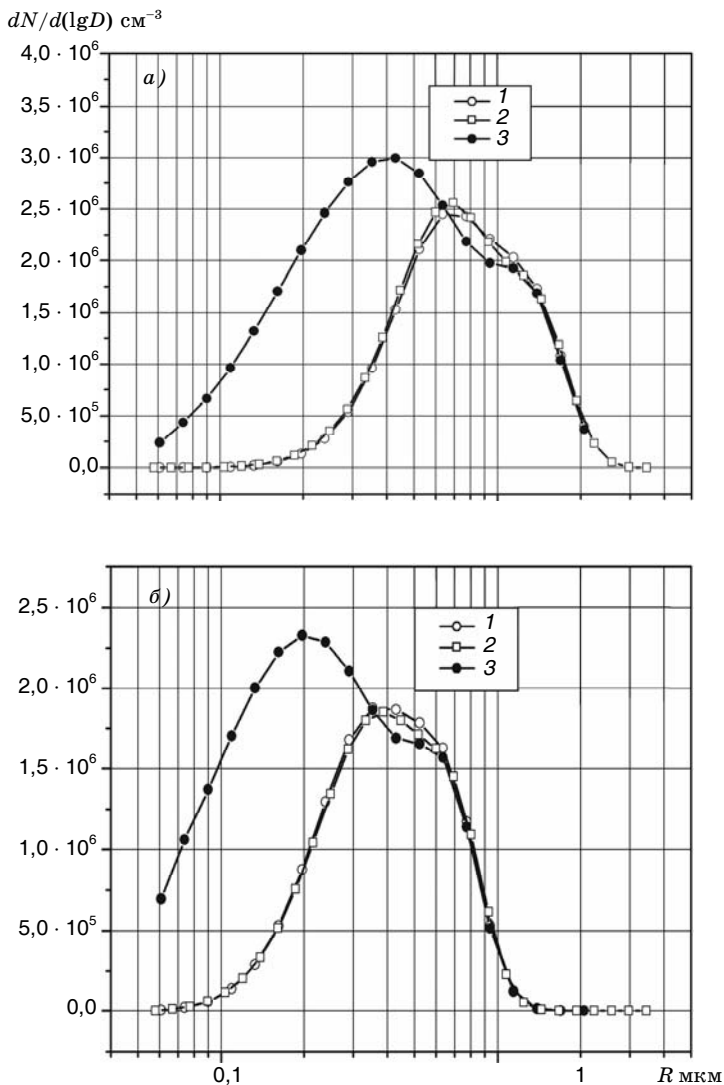


Рис. 14. Плотность распределения числа частиц.
 а — вариант СМ3, б — вариант СМ4, в — вариант СМ5.
 1 и 2 — LES-модель, I (1) и II (2) сетка масс; 3 — 1DD-модель, I сетка масс.

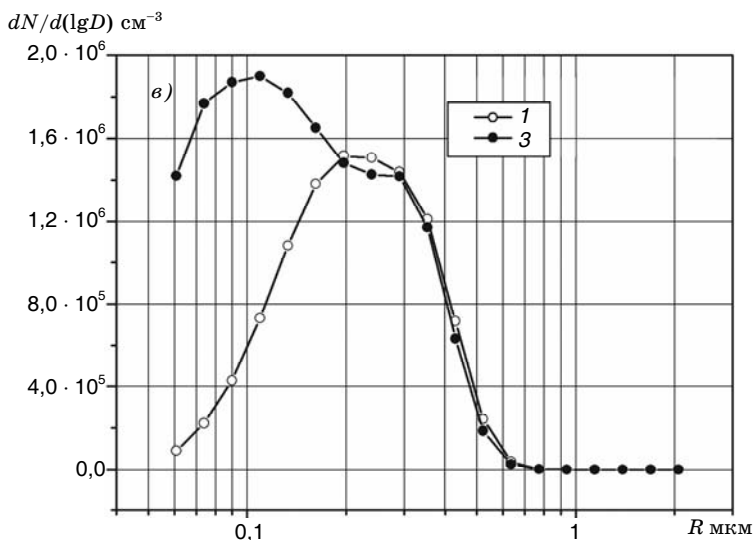


Рис. 14. Продолжение.

средние радиусы частиц различаются почти в два раза). Анализ распределений, приведенных на рис. 14, показывает, что одномерная диффузная модель существенно завышает концентрации мелкодисперсной фракции. Таким образом, использование простого диффузионного описания процесса турбулентного переноса может привести к резкому занижению эффективности вымывания тонкодисперсных аэрозолей.

4. Заключение

Разработана модель для расчета процессов переноса и коагуляции в турбулентных потоках, основанная на численном решении кинетического уравнения коагуляции, интегрированного с гидродинамической моделью переноса, основанной на методе моделирования крупных вихрей. Модель была использована для исследования влияния турбулентности на характер процесса коагуляции. Показано, что кинетика коагуляции в полидисперсных системах с разбавлением вполне удовлетворительно описывается

с использованием достаточно простых предположений о динамике массовых концентраций. Случай турбулентного смешения масс с различным составом аэрозольных частиц не поддается описанию в рамках простых моделей диффузионного типа. Такие модели, широко применяемые для расчета распространения примесей, строго говоря, не пригодны для моделирования коагуляции частиц в этих условиях. Только использование развитых методов моделирования турбулентности, позволяет адекватно воспроизводить особенности этих процессов.

Полученные результаты продемонстрировали возможность изучения влияния турбулентности на процессы коагуляции на основе численного решения уравнений гидродинамики. Вопросы моделирования процессов «подсеточной» коагуляции требуют отдельного рассмотрения. Для этого необходимо существенно более высокое пространственное разрешение, которое в настоящее время может быть реализовано только для статистически однородных пространственных систем.

Работа выполнена в рамках проекта МНТЦ 2834 «Численное моделирование и оценка распределения взвешенных тонкодисперсных частиц и газов от наземных источников в условиях города».

Численное решение уравнения коагуляции

Кинетическое уравнение коагуляции описывает временную эволюцию функции распределения числа частиц $n(m, t)$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(m, t)}{\partial t} = & \frac{1}{2} \int_0^m K(m-k, k) n(k, t) n(m-k, t) dk - \\ & - n(m, t) \int_0^\infty K(m, k) n(k, t) dk, \end{aligned} \quad (\text{П.1})$$

где $K(m, k)$ — ядро коагуляции, m — масса частицы.

Пусть $m_j, j = 0, 1, \dots, N_p$, — узлы сетки, расположенные вдоль оси m ; $m_0 = 0$. Рассмотрим значения M_j , представляющие собой массы частиц в интервале

$$\left[m_{j-1/2}, m_{j+1/2} \right]: M_j = \int_{m_{j-1/2}}^{m_{j+1/2}} mn(m) dm.$$

Тогда

$$\begin{aligned} \frac{dM_j}{dt} = & \frac{1}{2} \int_{m_{j-1/2}}^{m_{j+1/2}} m \int_0^\infty K(m-k, k) n(k, t) n(m-k, t) dk dm - \\ & - \int_{m_{j-1/2}}^{m_{j+1/2}} mn(m, t) \int_0^\infty K(m, k) n(k, t) dk dm, \end{aligned} \quad (\text{П.2})$$

где

$$\begin{aligned} \frac{dM_j}{dt} = & \int_{m_{j-1/2}}^{m_{j+1/2}} \frac{\partial mn(m, t)}{\partial t} dm = \frac{\partial}{\partial t} \int_{m_{j-1/2}}^{m_{j+1/2}} mn(m, t) dm \approx m_j \Delta m_j \frac{\partial n(m_j)}{\partial t}, \\ \Delta m_j = & \left(m_{j+1/2} - m_{j-1/2} \right). \end{aligned}$$

Обозначив интегралы в правой части уравнения (П.2) S_j^+ , S_j^- , можно записать следующий алгоритм решения уравнения (П.2) (Stankova, Zatevakhin, 1996):

$$\frac{dM_j}{dt} = S_j^+ - S_j^-, \quad (\text{П.3})$$

где

$$S_j^- = \sum_{l=1}^{N_p-1} S_{jl}^-, \quad S_{jl}^- = K(m_j, m_l) \frac{M_j M_l}{m_l}, \quad S_g^+ = \sum_{i,l} S_{gil}^+, \quad S_{gil}^+ = \alpha_{gil} S_{jl}^-, \quad (\text{П.4})$$

$$\alpha_{gil} = \begin{cases} \frac{m_{g+1} - m_j - m_l}{m_{g+1} - m_g} & \text{при } m_g < m_j + m_l \leq m_{g+1}, \\ \frac{m_j + m_l - m_{g-1}}{m_g - m_{g-1}} & \text{при } m_{g-1} < m_j + m_l \leq m_g, \\ 0 & \text{в других случаях.} \end{cases} \quad (\text{П.5})$$

Очевидно, что данный метод обеспечивает сохранение массы с точностью до ошибок округления. Полуявная версия может быть записана следующим образом. На первом шаге решается уравнение

$$\frac{M_j^{n+1/2} - M_j^n}{\Delta t} = -S_j^-, \quad (\text{П.6})$$

где

$$S_{jl}^- = K(m_j, m_l) \frac{M_j^{n+1/2} M_l^n}{m_l}. \quad (\text{П.7})$$

Решение уравнения (П.6) имеет вид

$$M_j^{n+1/2} = \frac{M_j^n}{1 + \Delta t \sum_{l=1}^{N_p-1} K(m_j, m_l) M_l^n / m_l}. \quad (\text{П.8})$$

Дальнейший расчет проводится с использованием формул (П.3)—(П.5). Очевидно, что решение на $(n + 1)$ -м временном слое положительно при любом Δt . Слагаемое, определяющие прирост массы в данном спектральном интервале, не выписывается явно, а вычисляется путем перераспределения уходящих масс по формулам (П.4)—(П.5). С учетом того что коэффициенты α_{gil} для любой сетки могут быть вычислены только однажды и по существу являются сеточным представлением δ -функции, вычисление S_j^+ требует только однократного, а не двойного суммирования. Это позволяет построить очень эффективный вычислительный алгоритм, действительно требующий только $O(N_p)$ операций для вычисления M_j^{n+1} в одном узле (в программной реализации не требуется организации вложенных циклов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей, 1985. — Л.: Гидрометеоздат. — 352 с.

Волощук В. М., 1984. Кинетическая теория коагуляции. — Л.: Гидрометеоздат. — 283 с.

Лушников А. А., Пискунов В. Н., 1976. Коагуляция в присутствии внешних источников. — Доклады АН СССР, т. 231, № 6, с. 1403—1406.

Пискунов В. Н., Затевахин М. А., 2004. Численное моделирование динамики формирования аэрозольных частиц при больших пожарах. — Тезисы докладов и сообщений. V Минский международный форум по тепло- и массообмену, 24—28 мая 2004 г. Том 1. — Минск, с. 208—210. (<http://www.itmo.by/forum/mif5/S02/2-40.PDF>)

Пискунов В. Н., 2000. Теоретические модели кинетики формирования аэрозолей. — Саров, РФЯЦ-ВНИИЭФ. — 209 с.

Сутугин А. Г., 1987. Законы броуновской коагуляции в системе с переменной концентрацией дисперсной фазы. — Доклады АН СССР, т. 293, № 2, с. 332—335.

Численное моделирование облаков, 1984. / Под ред. И. П. Мазина, Б. Н. Сергеева. — М.: Гидрометеоздат. — 279 с.

Andren A. et al., 1994. Large-eddy simulation of a neutrally stratified boundary layer: A comparison of four computer codes. — Q.J.Roy. Met. Soc., V. 120, p. 1457—1484.

Chlond A., Wolkau A., 2000. Large-eddy simulation of a nocturnal stratocumulus-topped marine atmospheric boundary layer: an uncertainty analysis. — Boundary-Layer Met., V. 95, p. 31—55.

Deardorff J. W., 1980. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. — Boundary-Layer Met., V. 18, p. 495—527.

- Deardorff J. W., Willis G. E., Lilly D. K., 1969. Laboratory investigation of non-steady penetrative convection. — *J. Fluid Mech.*, V. 35, part 1, p. 7—31.
- Döpelheuer A., Wahl C., 2000. Determination of quantities and properties of aircraft engine generated soot. — Institut für Antriebstechnik, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt.
- Falkovich G., Fouxon A., Stepanov M. G., 2002. Acceleration of rain initiation by cloud turbulence. — *Nature*, V. 419, No. 12, p. 151—154.
- Green A. E., Taylor G. I., 1937. Mechanism of the production of small eddies from large ones. — *Proc. Royal Soc., ser. A*, V. 158, p. 499—521.
- Grits B., Pinsky M., Khain A., 2006. Investigation of small-scale droplet concentration inhomogeneities in a turbulent flow. — *Met. and Atm. Physics*, V. 92, No. 3—4, p. 191—204.
- Herwehe J. A., McNider R. T., Newchurch M. J., 2000. A numerical study of the effects of large eddies on photochemistry in the convective boundary layer. — In: *Proc. 14th Symposium on Boundary Layer and Turbulence*, 7—11 August 2000, Aspen, CO, p. 235—238.
- Jacobson M. Z., Seinfeld J. H., 2004. Evolution of nanoparticle size and mixing state near the point of emission. — *Atm. Environ.*, V. 38, p. 1839—1850.
- Jacobson M. Z., 1998. *Fundamentals of atmospheric modeling*. — Cambridge University Press, New York.
- Jiang G., Shu C., 1996. Efficient implementation of weighted ENO schemes. — *J. Comp. Phys.*, V. 126, p. 202—228.
- Khairoutdinov M. E., Kogan Y. L., 1999. Large-eddy simulation model with explicit microphysics: validation against aircraft observations of a stratocumulus-topped boundary layer. — *J. Atm. Sci.*, V. 56, p. 2115—2131.
- Kim J., Moin P., 1985. Application of fractional-step method to incompressible Navier-Stokes equations. — *J. Comp. Phys.*, V. 59, p. 308—323.
- Meeder J. P., Nieuwstadt F.T.M., 2000. Large-eddy simulation of the turbulent dispersion of a reactive plume from a point source into a neutral atmospheric boundary layer. — *Atm. Environ.*, V. 34, p. 3563—3573.
- Neggens R.A.J., Jonker H.J.J., Siebesma A. P., 2003. Size statistics of cumulus cloud populations in large-eddy simulations. — *J. Atm. Sci.*, V. 60, p. 1060—1074.
- Pinsky M. B., Khain A. P., 1997. Turbulence effects on droplet growth and size distribution in clouds (a review). — *J. Aerosol Sci.*, V. 28 (7), p. 1177—1214.
- Piacsek S. A., Williams G. P., 1970. Conservation properties of convection difference schemes. — *J. Comp. Phys.*, V. 6, p. 392—405.
- Sykes R. I., Parker S. F., Henn D. S., Lewellen W. S., 1994. Turbulent mixing with chemical reaction in the planetary boundary layer. — *J. Appl. Met.*, V. 33, p. 825—834.
- Stankova E. N., Zatevakhin M. A., 1996. The modified Kovetz and Olund method for the numerical solution of stochastic coalescence equation. — In: *Proc. 12th International Conference on Clouds and Precipitation*, Zurich, 19—23 August 1996, p. 921—923.

Stith J. L., Radke L. F., Hobbs P. V., 1981. Particle emissions and the production of ozone and nitrogen oxides from the burning of forest slash. — *Atm. Environ.*, V. 15, p. 73—82.

Schmidt H., Schumann U., 1989. Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations. — *J. Fluid Mech.*, V. 200, p. 511—562.

Wang L.-P., Xue Y., Ayala O., Grabowski W. W., 2005. Effects of stochastic coalescence and air turbulence on the size distribution of cloud droplets. — Submitted to *Atmospheric Research*.

Zhang Y., Seigneur C., Seinfeld J. H., Jacobson M. Z., Binkowski F. S., 1999. Simulation of aerosol dynamics: a comparative review of algorithms used in air quality models. — *Aerosol Sci. and Technol.*, V. 31, p. 487—514.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ КОМПЕНСИРУЮЩЕГО
НИСХОДЯЩЕГО ПОТОКА НА ЖИЗНЕННЫЙ ЦИКЛ ОБЛАКА
С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННОЙ ПОЛУТОРАМЕРНОЙ МОДЕЛИ
С ДВУМЯ ЦИЛИНДРАМИ**

Н. О. Раба, Е. Н. Станкова

Санкт-Петербургский государственный университет
199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7-9
e-mail: no13@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.10.2008, после доработки 13.11.2008

1. Введение

Механизм переноса тепла и формирования осадков в конвективных облаках является интересной и важной проблемой как с научной, так и с практической точки зрения, поскольку именно с развитием конвективных облаков связаны такие опасные природные явления, как гроза, град, шквал, смерч. Прогноз возникновения и эволюции этих явлений — одна из важнейших задач, стоящих перед исследователями. Одним из наиболее эффективных инструментов изучения конвективных облаков является численное моделирование. Существует множество моделей развития конвективных облаков, различающихся как размерностью, так и степенью детализации описания микрофизических процессов (Довгалюк и др., 2007; Веремей и др., 2007; Веремей и др., 2008; Asai et al., 1967; Khain et al., 2004; Ogura et al., 1972; Seifert et al., 2008; Shiino, 1978).

Для научных исследований, направленных, прежде всего, на детальное изучение динамических и микрофизических процессов в облаке и их взаимосвязи, очевидно, необходимо использовать модели, наиболее полно отражающие природные процессы, т.е. двух- и трехмерные модели с подробным описанием микрофизических процессов (Веремей и др., 2007; Khain et al., 2004; Seifert et al., 2008). Однако для целей оперативного прогноза, например в метеорологических центрах аэропортов, необходимы более про-

стые модели, не требующие больших вычислительных ресурсов, но способные, однако, воспроизводить те характеристики облака (высоту верхней и нижней границы, максимальные значения водности, перегрева, скорости восходящего потока и т. п.), которые могут стать предикторами для существующих методов прогноза опасных конвективных явлений, практически в режиме реального времени. Наилучшими, с этой точки зрения, являются полуторамерные модели (Довгалюк и др., 2007; Веремей и др., 2007; Веремей и др., 2008; Asai et al., 1967; Ogura et al., 1972; Shiino, 1978), опыт применения которых для расчетов характеристик реальных облаков уже дает положительные результаты (Веремей и др., 2008).

Однако тот же опыт показал, что при некоторых данных (реальных и модельных) радиозондирования атмосферы полуторамерная модель не может адекватно воспроизвести все стадии жизни облака, в частности стадию диссипации. При этом облако проходит стадию развития, затем фактически стабилизируется: ни динамические, ни микрофизические характеристики не претерпевают существенных изменений. Причиной такого рода явлений служит, по нашему мнению, отсутствие в большинстве полуторамерных моделей учета нисходящего потока, который должен компенсировать развитие восходящего потока в облаке. Как правило, в такого рода моделях (Довгалюк и др., 2007; Ogura et al., 1972; Shiino, 1978) все параметры (скорость, температура, давление, плотность, содержание пара, облачных капель, дождевых капель, града) усредняются по сечению цилиндра. Вокруг цилиндра — (неподвижная) атмосфера с постоянными параметрами.

Однако еще в работе Шишкина (1964) проводилось изучение нисходящих компенсирующих движений и указывалась их роль в развитии конвекции. Кроме того, первая из описанных в литературе полуторамерных моделей — модель Асаи и Касахары (Asai et al., 1967) — содержала механизм компенсации восходящего потока путем добавления дополнительного внешнего цилиндра. Внутренний цилиндр соответствовал области с восходящим потоком (в этом цилиндре и развивается облако), внешний — области с компенсирующим нисходящим движением. Однако эта модель содержала достаточно упрощенный микрофизический блок и не описывалось образование осадков и ледяной фазы.

Поскольку моделирование реального жизненного цикла облака, включая определение момента его перехода из одной стадии жизни в другую, является весьма важной задачей, например, для определения наиболее благоприятного момента воздействия на облако (Довгалюк и др., 1989), мы попытались ее решить путем модификации полуторамерной модели. Нами была разработана модель конвективного облака, которая имеет преимущества модели Асаи и Касахары, т. е. учитывая нисходящие потоки, связанные с восходящими, содержит микрофизический блок, описывающий образование и эволюцию ледяной фазы. С помощью этой модели мы попытались проанализировать влияние компенсирующего нисходящего потока на эволюцию модельного конвективного облака и получили достаточно интересные результаты.

2. Описание модели

Разработанная авторами модель представляет собой полуторамерную модель конвективного облака с параметризацией микрофизических процессов для жидкой и твердой фаз.

Область конвективных течений моделируется двумя концентрическими цилиндрами. Внутренний цилиндр соответствует области с восходящими потоками (облачная область), внешний цилиндр — окружающей области с нисходящими потоками (безоблачная область). Все характеристики облака (скорость, температура, давление, плотность, содержание пара, облачных капель, дождевых капель, града) усредняются по сечению цилиндров.

В предложенной в работе Asai et al. (1967) модели с двумя цилиндрами использовалась значительно упрощенная микрофизика (не учитывалось наличие ледяной фазы и осадков). В представленной в настоящей работе модели основные уравнения динамики и микрофизики заимствованы из модели Shiino (1978) и модифицированы с учетом двух цилиндров.

2.1. Основные уравнения динамики

Предполагается, что облако имеет цилиндрическую форму (радиус a не меняется со временем и не зависит от высоты) и компенсирующий нисходящий поток происходит во внешнем кольцевидном цилиндре радиусом b (рис. 1). Отношение площади

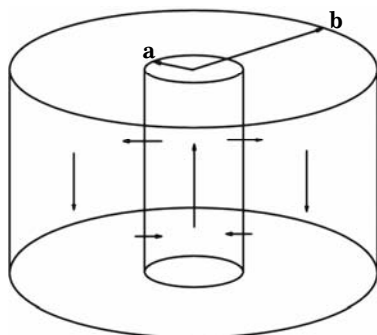


Рис. 1. Схема восходящих и нисходящих потоков.

сечения внутреннего цилиндра к площади сечения внешнего описывается формулой

$$K_{ab} = a^2/(b^2 - a^2),$$

а отношение площади сечения внутреннего цилиндра ко всей площади, охваченной вертикальными движениями, — формулой

$$\sigma^2 = a^2/b^2.$$

Все уравнения записаны в цилиндрических координатах. Все переменные в облаке представляют собой средние значения (усреднение производится по горизонтальному сечению цилиндра). Для учета влияния компенсирующего нисходящего потока были модифицированы уравнения из работы Shiino (1978) и добавлены парные уравнения для параметров во внешнем цилиндре. Изменения в модифицированных уравнениях ниже выделены жирным шрифтом. Различия в уравнениях для параметров во внешнем и внутреннем цилиндрах также выделены.

Уравнение для вертикального компонента скорости w имеет вид

$$\begin{aligned} \partial w_{in}/\partial t = & -w_{in}(\partial w_{in}/\partial z) - (2a^2/a)|w_{in} - w_{out}|(w_{in} - w_{out}) + \\ & + (2/a)u_a^-(w_{in} - w_a^-) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial w_{in}/\partial z)/\partial z + \\ & + g(T_{v in} - T_{v mean})/T_{v mean} - g(Q_{c in} + Q_{r in} + Q_{i in}), \\ & w_{out} = -K_{ab} w_{in}, \end{aligned}$$

где u — радиальная составляющая скорости (положительное направление от центра); α^2 — коэффициент бокового турбулентного перемешивания; g — ускорение свободного падения, ρ_a — плотность воздуха; T_v — виртуальная температура; $T_{v\ mean} = \sigma^2 T_{v\ in} + (1 - \sigma^2) T_{v\ out}$ — виртуальная температура, усредненная по сечению обоих цилиндров; K_v — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии; Q_c , Q_r , Q_i — отношение смеси облачной воды, дождя и града соответственно. Индекс a (во всех случаях, кроме ρ_a) соответствует значениям параметров на границе облака (на расстоянии a от центра облака), индекс 0 — в окружающей среде, индекс in — внутри облака (во внутреннем цилиндре), индекс out — во внешнем кольцевидном цилиндре. Тильдой обозначены средние значения переменных на границе облака. Величина $u_a \sim$ определяется уравнением неразрывности (в предположении несжимаемости):

$$(2/a)u_a \sim + (1/\rho_{a0}) \partial(\rho_{a0}w_{in})/\partial z = 0.$$

Разумно предположить, что

$$A_a \sim = A_{out} \text{ при } u_a \sim < 0,$$

$$A_a \sim = A_{in} \text{ при } u_a \sim \geq 0,$$

где вместо A можно поставить любой параметр.

Уравнения для температуры имеют вид

$$\begin{aligned} \partial T_{in}/\partial t &= -w_{in}(\partial T_{in}/\partial z + \Gamma_d) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|(T_{in} - T_{out}) + \\ &+ (2/a)u_a \sim (T_{in} - T_a \sim) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial T_{in}/\partial z)/\partial z + F_{T\ in}, \\ \partial T_{out}/\partial t &= -w_{out}(\partial T_{out}/\partial z + \Gamma_d) - (2\alpha^2/a)K_{ab}|w_{in} - w_{out}|(T_{out} - T_{in}) - \\ &- (2/a)u_a \sim K_{ab}(T_{out} - T_a \sim) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial T_{out}/\partial z)/\partial z + F_{T\ out}, \end{aligned}$$

где Γ_d — сухоадиабатический градиент температуры, F_T — микрофизическая часть.

Уравнения баланса для отношения смеси пара, облачных капель, дождя, града имеют вид

$$\begin{aligned} \partial Q_{v\ in}/\partial t &= -w_{in}(\partial Q_{v\ in}/\partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|(Q_{v\ in} - Q_{v\ out}) + \\ &+ (2/a)u_a \sim (Q_{v\ in} - Q_{va \sim}) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial Q_{v\ in}/\partial z)/\partial z + F_{v\ in}, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\partial Q_{c\ in} / \partial t &= -w_{in}(\partial Q_{c\ in} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|(Q_{c\ in} - Q_{c\ out}) + \\
&+ (2/a)u_a^-(Q_{c\ in} - Q_{ca}^-) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial Q_{c\ in} / \partial z) / \partial z + F_{c\ in}, \\
\partial Q_{r\ in} / \partial t &= -(w_{in} - V_{r\ in})(\partial Q_{r\ in} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|(Q_{r\ in} - Q_{r\ out}) + \\
&+ (2/a)u_a^-(Q_{r\ in} - Q_{ra}^-) + (Q_{r\ in} / \rho_{a0}) \partial(\rho_{a0} V_{r\ in}) / \partial z + F_{r\ in}, \\
\partial Q_{i\ in} / \partial t &= -(w_{in} - V_{i\ in})(\partial Q_{i\ in} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|(Q_{i\ in} - Q_{i\ out}) + \\
&+ (2/a)u_a^-(Q_{i\ in} - Q_{ia}^-) + (Q_{i\ in} / \rho_{a0}) \partial(\rho_{a0} V_{i\ in}) / \partial z + F_{i\ in}, \\
\partial Q_{v\ out} / \partial t &= -w_{out}(\partial Q_{v\ out} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|K_{ab}(Q_{v\ out} - Q_{v\ in}) - \\
&- (2/a)u_a^- K_{ab}(Q_{v\ out} - Q_{va}^-) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial Q_{v\ out} / \partial z) / \partial z + F_{v\ out}, \\
\partial Q_{c\ out} / \partial t &= -w_{out}(\partial Q_{c\ out} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|K_{ab}(Q_{c\ out} - Q_{c\ in}) - \\
&- (2/a)u_a^- K_{ab}(Q_{c\ out} - Q_{ca}^-) + (1/\rho_{a0}) \partial(K_v \partial Q_{c\ out} / \partial z) / \partial z + F_{c\ out}, \\
\partial Q_{r\ out} / \partial t &= -(w_{out} - V_{r\ out})(\partial Q_{r\ out} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|K_{ab}(Q_{r\ out} - \\
&- Q_{r\ in}) - (2/a)u_a^- K_{ab}(Q_{r\ out} - Q_{ra}^-) + (Q_{r\ out} / \rho_{a0}) \partial(\rho_{a0} V_{r\ out}) / \partial z + F_{r\ out}, \\
\partial Q_{i\ out} / \partial t &= -(w_{out} - V_{i\ out})(\partial Q_{i\ out} / \partial z) - (2\alpha^2/a)|w_{in} - w_{out}|K_{ab}(Q_{i\ out} - \\
&- Q_{i\ in}) - (2/a)u_a^- K_{ab}(Q_{i\ out} - Q_{ia}^-) + (Q_{i\ out} / \rho_{a0}) \partial(\rho_{a0} V_{i\ out}) / \partial z + F_{i\ out}.
\end{aligned}$$

Здесь F_v , F_c , F_r , F_i — микрофизические процессы в облаке, V_r и V_i — средние скорости падения дождевых капель и града:

$$V_r = 1/6 \pi^{-1/8} \Gamma(9/2) \rho_w^{-1/8} v_0 n_0^{-1/8} (\rho_a Q_r)^{1/8},$$

$$V_i = 1/6 \pi^{-1/8} \Gamma(9/2) \rho_i^{-1/8} v_0 n_{oi}^{-1/8} (\rho_a Q_i)^{1/8} f_0,$$

где f_0 — отношение скорости падения града к скорости падения дождевой капли того же диаметра ($= 0,75$).

В приведенных выше уравнениях не учитывается взаимодействие компенсирующего нисходящего потока во внешнем цилиндре с окружающей атмосферой, так как оно мало по сравнению со взаимодействием с восходящим потоком во внутреннем цилиндре. В нашей модели радиус внешнего цилиндра b выбирается в несколько раз больше радиуса внутреннего цилиндра a , а чем больше отношение b/a , тем меньше взаимодействие нисходящего потока с окружающей атмосферой по сравнению с взаимодействием с восходящим потоком. При дальнейшем развитии модели

предполагается модификация уравнений для учета взаимодействия с окружающей атмосферой.

2.2. Микрофизика

Микрофизическая часть модели представлена в соответствии с работой Shiino (1978).



Рис. 2. Схема микрофизических процессов.

Учитываются следующие процессы: конденсация ($P1$), автоконверсия ($P2_{auto}$) и коагуляция ($P2_{coll}$), гетерогенное замерзание дождевых капель ($P3$), сублимация ($P4$), таяние ($P5$), испарение облачных капель ($P6$), испарение дождевых капель ($P7$), испарение ледяных кристаллов ($P8$), испарение тающих ледяных кристаллов ($P9$), обзернение ($P10$). $P1, \dots, P10$ — скорости соответствующих процессов ($P2 = P2_{auto} + P2_{coll}$). Таким образом, можно записать:

$$\begin{aligned}
 F_T &= (L_v/c_p)(P1 - P6 - P7 - P9) + (L_s/c_p)(P4 - P8) + \\
 &\quad + (L_f/c_p)(P3 + P10 - P5), \\
 F_v &= -P1 + P6 + P7 + P8 - P4 + P9, \\
 F_c &= P1 - P2 - P6 - P10, \\
 F_r &= P2 - P3 + P5 - P7, \\
 F_i &= P3 + P4 - P5 - P8 - P9 + P10,
 \end{aligned}$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; L_v , L_s и L_f — теплота испарения, сублимации и таяния соответственно.

2.3. Численное решение уравнений

Для решения приведенной системы уравнений применен метод расщепления по физическим процессам. На первом этапе учитываются только динамические процессы. Уравнения численно интегрируются с помощью метода конечных разностей. Используется схема «вперед по времени, вверх по потоку». Вертикальная компонента скорости w усредняется по двум узлам сетки (дополнительно берется узел ниже текущего, если $w \geq 0$, или выше, если $w < 0$). На втором этапе рассчитываются окончательные значения с учетом микрофизических процессов. Шаг по времени Δt был выбран равным 1 с, шаг по высоте Δz — 200 м.

2.4. Параметры окружающей среды, начальные и граничные условия, константы

Высота цилиндра составляет 15 километров, температура на поверхности — 298 К. До высоты 2 км градиент температуры равен 9,8 К/км, в слое 2—10 км — 6,3 К/км, выше 10 км температура постоянная. Относительная влажность, равная 100 % у поверхности, убывает со скоростью 5 % на километр до вершины цилиндра. Результаты зондирования приведены на рис. 3.

Величины Q_{co} , Q_{r0} , Q_{i0} равны нулю на любой высоте. У поверхности (на нижней границе) и в верхней точке (на верхней границе) горизонтальная и вертикальная составляющие скорости равны нулю. Величина Q_c также равна нулю на верхней и нижней границе, Q_r и Q_i равны нулю на верхней границе.

Начальное возмущение вертикального компонента скорости ниже уровня 2 км (во внутреннем цилиндре) описывается выражением

$$w = \Delta w z(2 - z),$$

где Δw берется равным 1 м/с. Коэффициент бокового турбулентного перемешивания составляет 0,1, коэффициент вертикальной

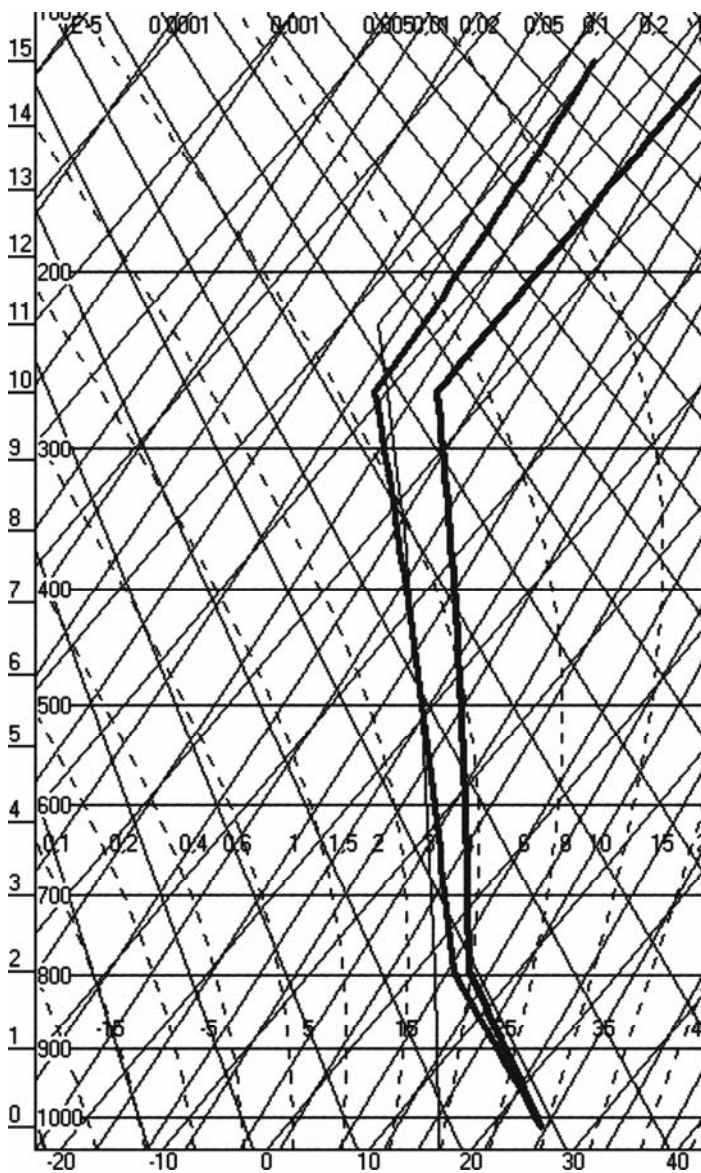


Рис. 3. Результаты зондирования, использованные при расчетах.

турбулентности $100 \text{ м}^2/\text{с}$, порог автоконверсии $5\text{E}-4 \text{ кг}/\text{м}^3$, коэффициент автоконверсии $0,01 \text{ с}^{-1}$.

3. Результаты

Было проведено исследование зависимости развития облаков от радиуса внутреннего цилиндра a (0,5; 1; 2; 3; 5; 10 км) и отношения площадей сечения внутреннего и внешнего цилиндров K_{ab} (1/3, 1/8, 1/24, 1/48, 1/99, 1/399) и сравнение с моделью с одним цилиндром. Обозначим модель с одним цилиндром М1Ц, модель с двумя цилиндрами — М2Ц. В обеих моделях использовались одинаковые начальные и граничные условия и константы.

В данном эксперименте в М1Ц облако переходило в стационарное состояние (т. е. не диссипировало и не меняло форму со временем) приблизительно на 30-й минуте при любом радиусе, в М2Ц облако диссипировало. Чем меньше было значение K_{ab} (т. е. фактически чем больше было отношение площадей сечения внешнего и внутреннего цилиндров), тем позднее происходила диссипация (рис. 4), выше располагалась верхняя граница облака (рис. 5), больше были максимальная вертикальная скорость в облаке (рис. 6) и отношение смеси облачных капель (рис. 7). При самых маленьких значениях K_{ab} (т. е. когда радиус внешнего цилиндра можно было считать бесконечным) высота верхней границы облака в М2Ц приближалась к высоте верхней границы в М1Ц, а при малых радиусах облака (500 м и 1 км) даже ее превосходила. Максимальная вертикальная скорость в М2Ц при малых K_{ab} ненамного превосходила максимальную вертикальную скорость в М1Ц, отношение смеси облачных капель в М2Ц при малых K_{ab} совпадало с отношением смеси в М1Ц.

Если перечисленные выше параметры (время диссипации, высота верхней границы, максимальная вертикальная скорость, отношение смеси облачных капель) увеличивались с уменьшением K_{ab} , то максимальные значения отношения смеси дождевых капель и града достигались при определенных значениях K_{ab} (1/48, 1/99) и превышали соответствующие значения в М1Ц (рис. 8 и 9).

При увеличении радиуса облака увеличивались значения всех параметров (кроме времени жизни облака) как в М1Ц, так и в М2Ц. В М1Ц при увеличении радиуса немного раньше происходило стационарирование, а в М2Ц уменьшалось время жизни облака.

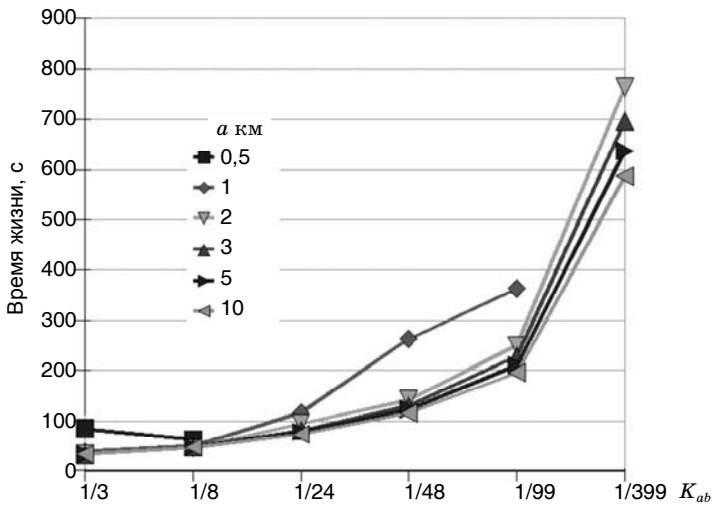


Рис. 4. Зависимость времени жизни облака от отношения площадей сечения внутреннего и внешнего цилиндров (K_{ab}) для различных радиусов облака.

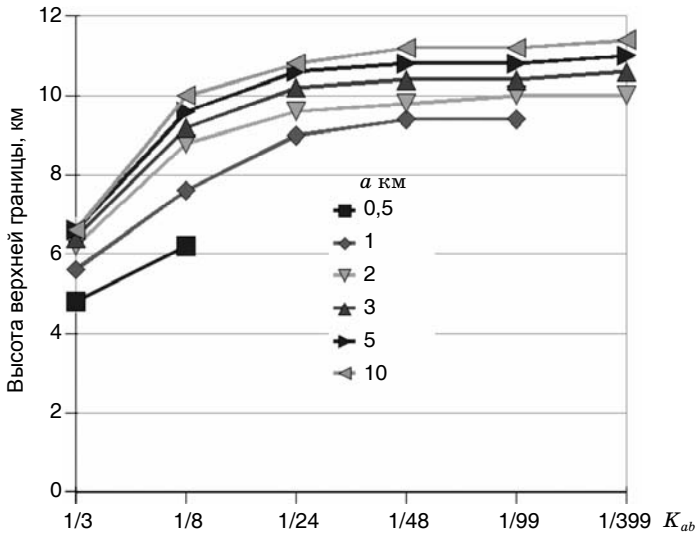


Рис. 5. Зависимость высоты верхней границы облака от K_{ab} для различных радиусов облака.

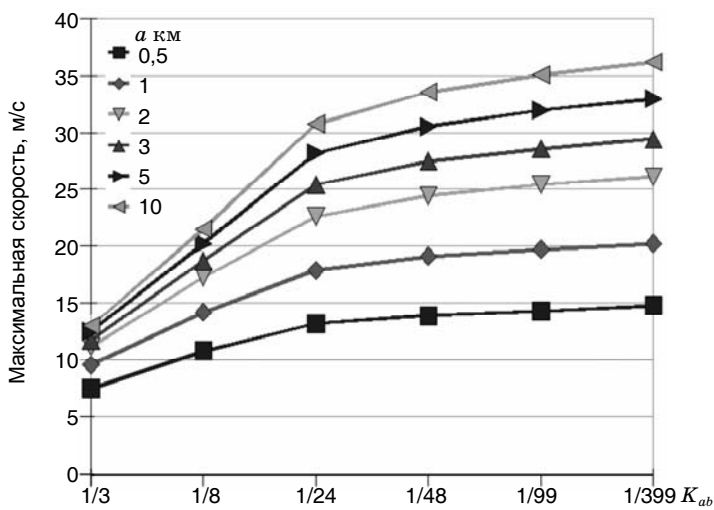


Рис. 6. Зависимость максимальной вертикальной скорости от K_{ab} для различных радиусов облака.

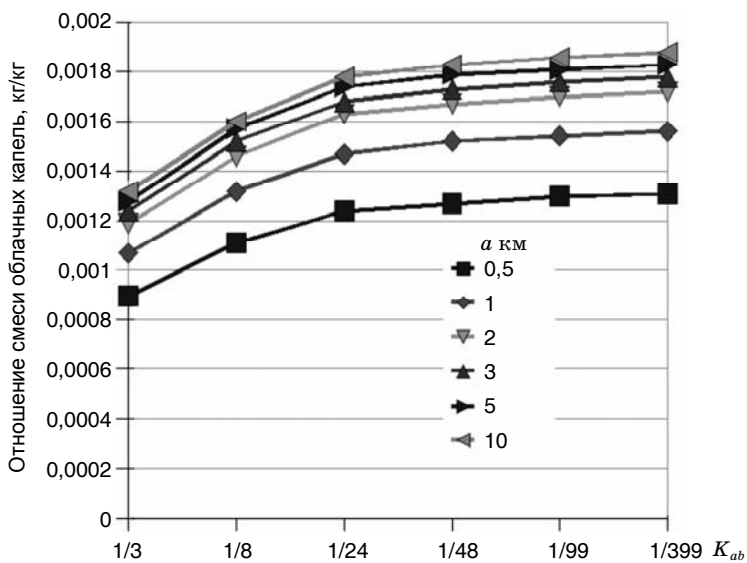


Рис. 7. Зависимость максимального отношения смеси облачных капель от K_{ab} для различных радиусов облака.

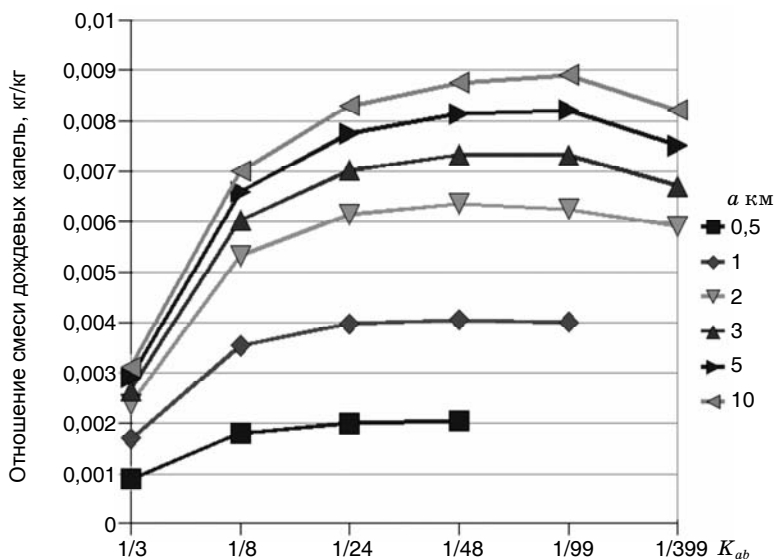


Рис. 8. Зависимость максимального отношения смеси дождевых капель от K_{ab} для различных радиусов облака.

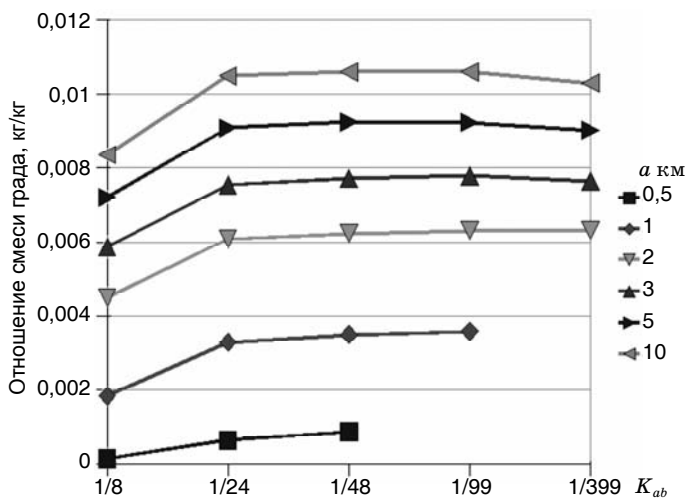


Рис. 9. Зависимость максимального отношения смеси града от K_{ab} для различных радиусов облака.

Присутствие внешнего цилиндра существенно влияет на динамику развития облака. Так, на рис. 10 представлена эволюция во времени отношения смеси облачных капель для М1Ц с радиусом цилиндра 2 км, а на рис. 11—13 — для М2Ц с внутренним радиусом a , равным 2 км, и внешними радиусами b , равным 10, 14 и 20 км (K_{ab} равно 1/24, 1/48, 1/99 соответственно). На этих

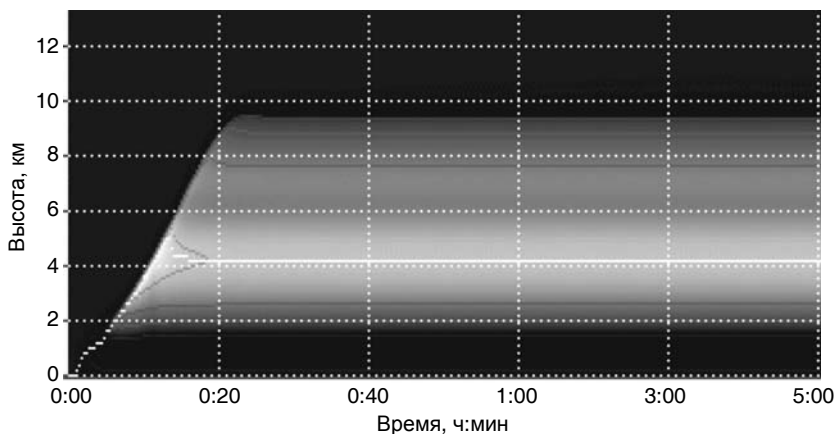


Рис. 10. Отношение смеси облачных капель для М1Ц.

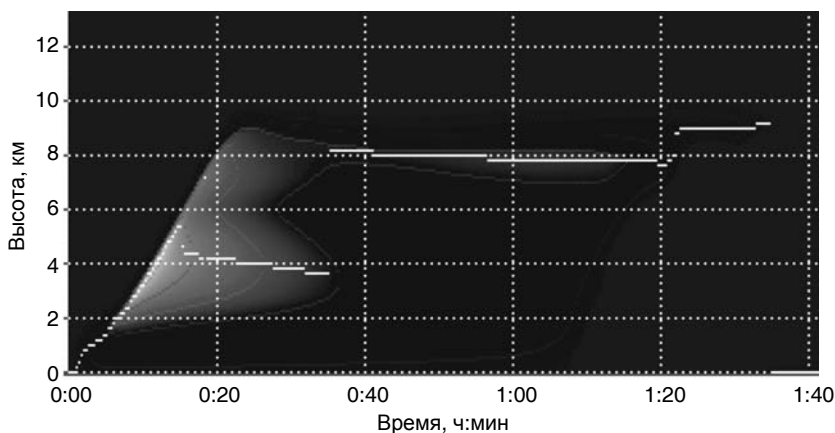


Рис. 11. Отношение смеси облачных капель для М2Ц, $b = 10$ км.

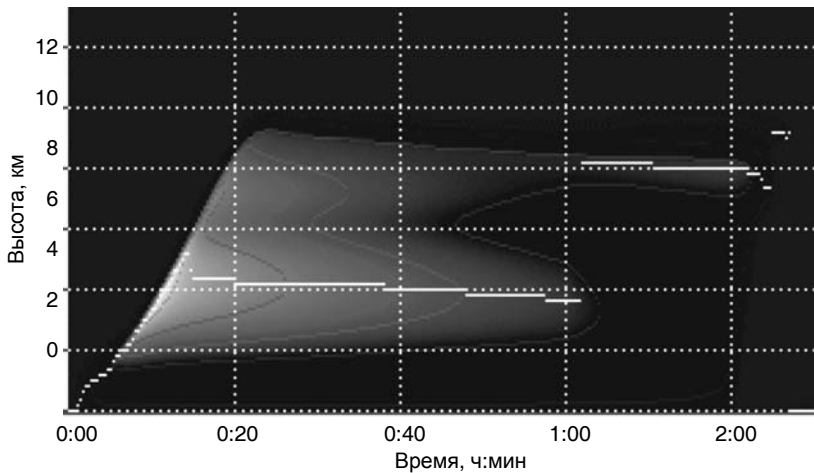


Рис. 12. Отношение смеси облачных капель для М2Ц, $b = 14$ км.

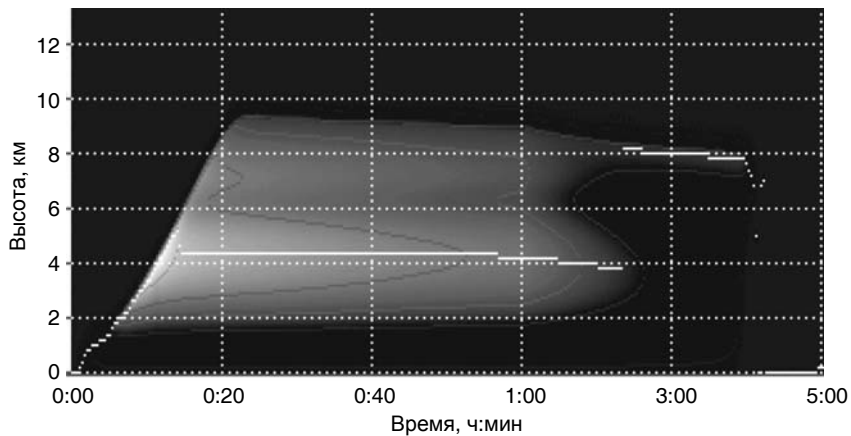


Рис. 13. Отношение смеси облачных капель для М2Ц, $b = 20$ км.

рисунках чем больше отношение смеси облачных капель, тем светлее точка. Белой линией показана высота максимума. Чтобы показать больший промежуток времени, на рисунках 10, 12 и 13 масштаб по времени был уменьшен после точки 1 час.

Из сравнения рисунков видно, что модель с двумя цилиндрами дает более реалистичную картину жизненного цикла облака, где присутствуют все характерные стадии его развития: (развития, зрелости и диссипации), в то время как модель с одним цилиндром воспроизводит только две первые стадии, а далее стационарирует.

В общем случае на основе данных численных расчетов можно сделать вывод о том, что чем меньше радиус внешнего цилиндра, тем меньше высота верхней границы облака, время жизни облака и максимальная вертикальная составляющая скорости. Это вызвано тем, что при меньшем радиусе внешнего цилиндра скорость нисходящего потока больше, и он сильнее препятствует развитию облака.

В дальнейшем авторы предполагают провести серию численных экспериментов с использованием реальных данных радиозондирования и сравнить результаты моделирования параметров облака с реально наблюдаемыми. Это позволит осуществить так называемую «настройку модели» (т. е. приведение расчетных данных в соответствие с результатами натурных экспериментов путем подбора соответствующих констант и коэффициентов модели) не только по обычно используемым параметрам (радиус, порог автоконверсии, коэффициент турбулентности), но также подбором соотношения внешнего и внутреннего радиусов.

4. Заключение

Разработана полуторамерная нестационарная модель конвективного облака с параметризованным описанием микрофизических процессов, отличительной особенностью которой является представление конвективного облака и его ближайшего окружения в виде двух концентрических цилиндров. Внутренний цилиндр соответствует области с восходящими потоками (в этой области развивается облако), внешний, кольцевидный цилиндр — окружающей области с нисходящими потоками.

Результаты численных экспериментов, проведенных по модельным данным радиозондирования, показали, что модель с двумя цилиндрами дает более реалистичную картину жизненного цикла облака, воспроизводя все характерные стадии его развития

(включая стадию диссипации, которую не воспроизводила модель с одним цилиндром).

Присутствие внешнего цилиндра существенно влияет на динамику развития облака. Чем меньше отношение площадей сечения внутреннего и внешнего цилиндров (K_{ab}), тем больше высота верхней границы облака, время жизни облака и максимальная вертикальная составляющая скорости. Так, например, при радиусе внутреннего цилиндра a , равном 2 км, и отношении K_{ab} , равном 1/3, 1/8, 1/24, 1/48 и 1/99, высота верхней границы облака равна 6,2; 8,8; 9,6; 9,8 и 10 км соответственно, время жизни составляет 34 мин, 46 мин, 1 ч 35 мин, 2 ч 22 мин и 4 ч 10 мин соответственно, максимальная скорость восходящего потока равна 11, 17, 23, 24 и 25 м/с соответственно. Для сравнения в модели с одним цилиндром (с таким же радиусом 2 км) высота верхней границы 10 км, максимальная скорость 25 м/с, диссипации не происходит. Видно, что при стремлении к нулю отношения K_{ab} (т. е. при стремлении радиуса внешнего цилиндра b к бесконечности) поведение модели с двумя цилиндрами приближается к поведению модели с одним цилиндром.

Коэффициент, определяющий соотношение радиусов внешнего и внутреннего цилиндров, можно использовать в качестве настроечного параметра для приведения расчетных данных в соответствие с результатами натуральных экспериментов.

В дальнейшем предполагается усовершенствовать микрофизическую часть модели: ввести распределение капель и кристаллов по размерам (для кристаллов можно дополнительно определить несколько классов). Также предполагается модифицировать и динамическую часть для учета взаимодействия нисходящего потока с окружающей атмосферой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., 2008. О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений. — Вопросы физики облаков. Сборник избранных статей. — СПб., с. 104—116.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н., 2007. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар). — Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 6, с. 792—806.

Довгальук Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., 2007. Использование полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — СПб.: Гидрометеоиздат.

Довгальук Ю. А., Станкова Е. Н., 1989. Динамический аспект стадий жизни кучево-дождевого облака. — Труды ВГИ, вып. 76 с. 15—20.

Шишкин Н. С., 1964. Облака, осадки и грозное электричество. 2-е изд. — Л.: Гидрометеоиздат. — 401 с.

Asai T., Kasahara A., 1967. A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds. — *J. Atm. Sci.*, V. 24, p. 487—497.

Khain A., Pokrovsky A., Pinsky M., 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications. — *J. Atm. Sci.*, V. 61, p. 2963—2982.

Ogura Y., Takahashi T., 1972. The development of warm rain in a cumulus model. — *J. Atm. Sci.*, V. 30, p. 262—277.

Seifert A., Baldauf M., Stephan K., Blahak U., Beheng K., 2008. The challenge of convective-scale quantitative precipitation forecasting. — *Proc. 15th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP2008)*.

Shiino J., 1978. A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. *Papers in Meteorology and Geophysics*, V. 29, № 4, p. 157—194.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОДОЗАПАСОВ ЗИМНИХ ОБЛАКОВ МЕТОДАМИ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

А. В. Колдаев¹, Г. Г. Щукин²

¹Центральная аэрологическая обсерватория
141700 Московская обл. Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
e-mail: avk425@rambler.ru

² Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: shchukin@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 16.06.2008, после доработки 21.11.2008

1. Введение

Облачный покров земного шара играет ключевую роль в формировании всех синоптических и климатических процессов, происходящих во всех слоях атмосферы.

Настоящая работа посвящена исследованиям параметров водозапаса зимних облаков, т. е. тех облаков, которые существуют в тропосфере при температуре воздуха у Земли ≤ 0 °С, и является продолжением работ, начатых в ЦАО в 1985 г. под руководством профессора А. А. Черникова. Облачный покров Антарктиды смело можно отнести к зимним облакам в течение всего года. Такие облака наблюдаются в Северном полушарии (севернее 30° с. ш.) от трех до восьми месяцев в году, принося от 30 до 80 % годовой нормы осадков (Мазин, Шметер, 1983). Все больше подтверждений получает тот факт, что глобальное потепление реализуется за счет аномального потепления именно в зимний период. Наиболее существенное изменение режима осадков наблюдается именно зимой. Зимние снежные штормы, включая грозовую активность, приносят наиболее существенные экономические потери.

Кроме глобальных проблем планетарного характера, зимние облака представляют существенную опасность для авиации, вызывая обледенение самолетов на взлете и при посадке. Другим важным практическим аспектом является тот факт, что в ряде регионов Северного полушария зимние облака обеспечивают бо-

лее 50 % годовой нормы осадков, а значит, являются перспективным объектом для искусственных воздействий с целью увеличения или перераспределения осадков по площади.

Микроструктурные характеристики зимних облаков описаны в сотнях статей и ряде монографий. Мезоструктурные параметры, к которым относится водозапас, представлены существенно хуже, так как до недавнего времени получение экспериментальных данных осуществлялось путем контактных измерений с самолета. Рассчитывать на статистически обеспеченный экспериментальный материал в этом смысле не приходится. Лишь с появлением стабильных в течение длительного времени ($\sim 10^3$ ч) микроволновых приборов стало возможно дистанционно с поверхности Земли получать данные о водозапасе облаков в течение целых сезонов (Hogg et al., 1983).

Тем не менее микроволновое зондирование зимних облаков имеет ряд особенностей, которые в значительной мере упрощают методические задачи интерпретации результатов измерений, обусловленных жидкими осадками в летний период времени. Однако при зимних измерениях возникает ряд специфических задач, без решения которых невозможно получение физической информации о мезомасштабных процессах, происходящих в облаках — это следующие задачи, которые имеют как технический, так и принципиально физический характер:

1) разработка микроволновой системы, обеспечивающей прием излучения атмосферы в условиях твердых и смешанных осадков и при переходе приземной температуры через 0°C в короткие интервалы времени (метеозащита);

2) обеспечение однозначности интерпретации результатов микроволновых измерений в условиях многократного рассеяния собственного излучения облаков на частицах твердых и смешанных осадков (многократное рассеяние);

3) реализация автоматической подкалибровки СВЧ-радиометра в условиях долгосрочных сезонных измерений для получения статистически однородного ряда данных измерений (долгосрочная стабильность);

4) проведения микроволновых СВЧ-радиометрических измерений, позволяющих получать оценки высотного распределения капельной влаги в облаках.

Частично поставленные вопросы освещены в настоящей работе, а также в других работах авторов [1, 6, 7]. Основное внимание в данной работе обращено на обсуждение результатов, полученных с помощью микроволнового зондирования облаков в районе Великих Озер (провинция Онтарио, Канада) в трех зимних сезонах начиная с зимнего сезона 1996-97 г.

2. Алгоритм определения водозапаса и средней температуры капельных зон зимних облаков

Поскольку физические основы, равно как и алгоритмы дистанционного определения водозапаса облаков, хорошо известны и описаны в работе Степаненко и др. (1987), то мы уделили основное внимание описанию алгоритма определения средней температуры водного слоя. Действительно, при наличии априорной информации о профиле температуры воздуха эта информация позволяет оценить высоту, на которой локализована капельная влага.

Физическая идея микроволнового дистанционного определения средней температуры капельных зон облаков основана на результатах Дебая (1931). Им впервые было показано, что коэффициент поглощения СВЧ-излучения во влаге должен сильно зависеть от температуры. Яркостная температура облаков $T_{я\lambda}$, измеренная наземной радиометрической системой из зенитного направления на длине волны λ , в отсутствие жидких осадков может быть описана следующим уравнением (Степаненко и др., 1987):

$$T_{я\lambda} = T_c [1 - \exp(-\tau_\lambda)]. \quad (1)$$

Здесь T_c — средняя температура атмосферы, которая с хорошей точностью может быть принята равной приземной температуре, уменьшенной на 5 °С;

$$T_c = \frac{\int_0^H T(h)\chi(h) \exp\left(-\int_0^h \chi(h') dh'\right) dh}{\int_0^H \chi(h) \exp\left(-\int_0^h \chi(h') dh'\right) dh};$$

τ_λ — оптическая толщина атмосферы на длине волны λ :

$$\tau_\lambda = \int_0^H \chi(h) dh.$$

На «крыльях» резонансных линий поглощение атмосферных газов τ_λ может быть представлено как сумма значений оптической толщины кислорода, водяного пара и жидкокапельной влаги облаков:

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \chi_{O_2}(h) dh + \int_0^\infty c_\lambda q(h) dh + \int_0^\infty b_\lambda(T) \int_0^{r_{\max}} \frac{4}{3} \pi r^3 n(r, h) dr dh, \quad (2)$$

где $\chi_{O_2}(h)$ — высотный профиль поглощения в кислороде; c_λ — коэффициент поглощения в водяном паре, зависящий только от длины волны излучения вдалеке от линий резонансного поглощения водяного пара; $q(h)$ — профиль абсолютной влажности атмосферы; $b_\lambda(T)$ — коэффициент поглощения в капельной влаге, который для данной длины волны λ зависит только от температуры; $n(r, h)$ — функция распределения капель по размерам на различных высотах вдоль луча зондирования.

Легко видеть, что

$$\int_0^{r_{\max}} \frac{4}{3} \pi r^3 \rho n(r, h) dr = \varpi(h), \quad (3)$$

где $\varpi(h)$ вертикальный профиль водности облаков.

Принимая во внимание то, что

$$\int_0^{H_{\max}} q(h) dh = Q, \quad \int_0^{H_{\max}} \varpi(h) dh = W, \quad \int_0^{H_{\max}} \chi_{O_2}(h) dh = \tau_{O_2},$$

где W — водозапас атмосферы, а Q — влагозапас атмосферы, выражение (2) можно переписать в следующем виде:

$$\tau_\lambda = \tau_{O_2} + c_\lambda Q + b_\lambda(T)W, \quad (4)$$

где $\lambda = 1, 2$.

В нашем случае основной задачей СВЧ-радиометрических измерений на двух длинах волн являлось получение временных рядов водозапаса $W(t)$ и температуры облаков $T(t)$. Однако в соответствии с уравнением (4) мы имеем три неизвестных в двух уравнениях. Для того чтобы доопределить систему, примем во внимание тот факт, что в облаках справедливо неравенство:

$$\frac{\partial W(t)}{\partial t} \gg \max \left\{ \frac{\partial Q(t)}{\partial t}, \frac{\partial T(t)}{\partial t} \right\}. \quad (5)$$

Физически это означает, что временные (пространственные) изменения водозапаса облаков гораздо больше, чем изменения влагозапаса и средней температуры облаков. Более того, для зимних облаков можно положить, что на масштабах до нескольких километров изменения влагозапаса и средней температуры облачного слоя вообще незначительны (Мазин, Шметер, 1983).

С учетом сказанного задача ставится в следующем виде: определить $W(x)$, $Q(x)$, $T(x)$ по экспериментальным значениям $\tau_1(x)$, $\tau_2(x)$ на основании системы, получаемой из двух уравнений (4) при измерении на двух длинах волн. Здесь x — текущий параметр (время или координата), $x \in [a, b]$, а индексы 1 и 2 соответствуют измерениям на первой и второй длинах волн.

Используемые предположения формализуются кусочно постоянными функциями

$$\left. \frac{\partial T(x)}{\partial x} \right|_{x \in [x_i, x_{i+1}]} = 0, \quad T(x_{i-1}) \neq T(x_i), \quad (6)$$

и

$$\left. \frac{\partial Q(x)}{\partial x} \right|_{x \in [x_i, x_{i+1}]} = 0, \quad Q(x_{i-1}) \neq Q(x_i), \quad (7)$$

где $|x_{i+1} - x_i| = \rho_i$ и $(b - a) = \sum_{i=1}^N \rho_i$ — некоторое разбиение всей области изменения параметра x .

Поскольку измерительные приборы обладают конечной постоянной времени, то, естественно, независимыми измерениями можно считать такие, для которых $|x' - x''| \geq \Delta_k x$, где $\Delta_k x$ — интервал корреляции измерений. Следовательно,

$$\max\{N\} = \frac{|b - a|}{\Delta_k x}. \quad (8)$$

Для простоты понимания рассмотрим сначала разбиение для $i = 1$: $x_i = a$, $x_{i+1} = b$. В прямой задаче, т. е. если бы мы знали $W(x)$, T и $Q(x)$, график в координатах τ_1 , τ_2 представлял бы собой прямую линию с тангенсом угла наклона β , равным $b_2(T)/b_1(T)$, проходящую через точку, радиус-вектор которой

$$\bar{r}_{\tau_0} = (\tau_1, \tau_2). \quad (9)$$

В обратной задаче в соответствии с выражением (4) необходимо предположить, что

$$\bar{\tau}_{1,2}(x) = \tau_{1,2}(x) + \Delta\tau_{1,2}(x) = f_{1,2}(x, W(x), T(x), Q(x), \bar{\xi}(x)), \quad (10)$$

где $\tau_{1,2}(x)$ — регулярная величина; $\Delta\tau_{1,2}(x)$ — случайная ошибка; $\bar{\xi}(x)$ — вектор параметров, включающих ошибки; $\xi_1(x) = T_{я1,2}(x)$, $\xi_2(x) = T_c(x)$ и т. д.

Поскольку интервал корреляции $\Delta_k x$ конечен, экспериментальную функцию $f_{1,2}$ в τ_1 , τ_2 можно представить множеством точек $\{x_j\}$, где $j = 1, L$ и $L = \frac{|b - a|}{\Delta_k x}$. Прямая, проведенная через это множество точек, должна иметь тот же наклон, что и в прямой задаче. Следовательно,

$$\frac{b_2(T)}{b_1(T)} = \text{tg} \bar{\beta}. \quad (11)$$

Прямая, проведенная через ансамбль $\{\tau_1(x_j), \tau_2(x_j)\}$ по методу наименьших квадратов, будет описываться выражением

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{\tau_2 \equiv \tau_1 - \tilde{\tau}_2 \tilde{\tau}_1}{\tilde{\tau}_2^2 - \tilde{\tau}_1^2}, \quad (12)$$

где

$$\begin{cases} \tilde{\tau}_i = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L \tau_i(x_j), & i = 1, 2, \\ \tau_2 \equiv \tau_1 = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L \tau_2(x_j) \tau_1(x_j), & i \neq j, \\ \tilde{\tau}_i^2 = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^L \tau_i^2(x_j), & i = 1, 2. \end{cases} \quad (13)$$

Уравнение (11) после подстановки (12) и (13) с учетом (10) представляет собой уравнение относительно одного неизвестного параметра T — температуры водной зоны. Для доказательства того, что решение уравнения (11) приводит к регулярным значениям определяемой температуры, выясним, каким образом ошибки определения $\tilde{\tau}_{1,2}$ влияют на точность решения.

Для этого преобразуем (12) к более удобному виду:

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{\tilde{c}_{\tau_1 \tau_2}}{\tilde{D}_{\tau_1}^2} = \frac{\tilde{\rho}_{\tau_1 \tau_2} \tilde{D}_{\tau_1} \tilde{D}_{\tau_2}}{\tilde{D}_{\tau_1}^2} = \tilde{\rho}_{\tau_1 \tau_2} \frac{\tilde{D}_{\tau_2}}{\tilde{D}_{\tau_1}},$$

где $\tilde{c}_{\tau_1 \tau_2} = \tau_2 \equiv \tau_1 - \tilde{\tau}_2 \tilde{\tau}_1$ — ковариация поглощений, $\tilde{D}_{\tau_i}^2 = \tilde{\tau}_i^2 - \tilde{\tau}_i^2$ ($i = 1, 2$) — среднеквадратичное отклонение величины τ_i от своего среднего значения, $\tilde{\rho}_{\tau_1 \tau_2} = \frac{\tilde{c}_{\tau_1 \tau_2}}{\tilde{D}_{\tau_1} \tilde{D}_{\tau_2}}$ — коэффициент корреляции.

Волнистая черта над всеми величинами, определенными выше, означает, что мы имеем дело не с действительно средними, среднеквадратичными параметрами, с дисперсией и ковариацией, а согласно (13) с их выборочными средними. Используя тео-

рию статистического оценивания по конечным выборкам и выражение (10), можно показать, что

$$\tilde{\tau}_i = \bar{\tau}_i + \frac{\delta\tau_i}{\sqrt{2}}, \quad i = 1, 2, \quad (14)$$

$$\tilde{D}_{\tau_i}^2 = D_{\tau_i}^2 + \delta^2\tau_i, \quad i = 1, 2, \quad (15)$$

где $\delta\tau_i$ — среднееквadraticное значение ошибки:

$$\delta\tau_i = \sqrt{\frac{1}{L} \sum_{j=1}^L \Delta\tau_i^2(x_j)}, \quad i = 1, 2. \quad (16)$$

Отметим также, что величину $D_{\tau_i}^2$ можно рассматривать как некую меру динамического диапазона изменения величины τ_i .

Со сделанными замечаниями ошибку определения температуры по формуле (11) можно представить в виде

$$\Delta T = \left[\frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{b_2(T)}{b_1(T)} \right) \right]^{-1} \rho_{\tau_1\tau_2} \left[\left(\frac{D_{\tau_2}^2 + \delta^2\tau_2}{D_{\tau_1}^2 + \delta^2\tau_1} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{D_{\tau_2}}{D_{\tau_1}} \right]. \quad (17)$$

Выражение (17) устанавливает общую связь между ошибками в определении поглощения в облаках и определении температуры. Очевидно, если динамический диапазон изменения поглощения будет много больше среднееквadraticных ошибок, т. е.

$$D_{\tau_2}^2 \gg \delta^2\tau_2, \quad D_{\tau_1}^2 \gg \delta^2\tau_1.$$

Тогда (17) можно упростить:

$$\begin{aligned} \left(\frac{D_{\tau_2}^2 + \delta^2\tau_2}{D_{\tau_1}^2 + \delta^2\tau_1} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{D_{\tau_2}}{D_{\tau_1}} &\cong \frac{D_{\tau_2}}{D_{\tau_1}} \left[\left(1 + \frac{1}{2} \frac{\delta^2\tau_2}{D_{\tau_2}^2} \right) \left(1 - \frac{1}{2} \frac{\delta^2\tau_1}{D_{\tau_1}^2} \right) - 1 \right] \cong \\ &\cong \frac{1}{2} \frac{D_{\tau_2}}{D_{\tau_1}} \left[\frac{\delta^2\tau_2}{D_{\tau_2}^2} - \frac{\delta^2\tau_1}{D_{\tau_1}^2} \right] \leq \frac{1}{2} \frac{\delta^2\tau_2}{D_{\tau_1}}, \end{aligned} \quad (18)$$

откуда

$$|\Delta T| < \left| \frac{\left[\frac{\partial \left(\frac{b_2(T)}{b_1(T)} \right)}{\partial T} \right]^{-1}}{2D_{\tau_1}} \right| \delta^2 \tau_2. \quad (19)$$

В выражении (19) коэффициент передачи ошибки выписан в явном виде (здесь было учтено, что $|\tilde{\rho}_{\tau_1 \tau_2}| \leq 1$), и очевидно, что подбором динамического диапазона он может быть приближен к единице, что доказывает устойчивость регуляризирующей процедуры.

Используя среднюю температуру водной зоны по описанной выше методике, задачу (4) можно решить простым обращением линейной системы. При этом выражение (19) позволяет оценить точность определения средней температуры облаков. Так, при абсолютной точности определения $T_{ял}$ порядка 1 К точность определения средней температуры капельной зоны будет равна ± 1 °С. Что касается точности определения водозапаса, то в соответствии с работой Степаненко и др. (1987) для слоистых облаков при известной средней температуре капельного слоя абсолютная погрешность составляет 0,04—0,055 кг/м². В связи с этим в качестве реперного нами было принято значение 0,05 кг/м², и водозапасы ниже этого уровня принимались равными нулю.

3. Аппаратура и технология измерений

В измерениях использовались СВЧ-радиометры модуляционного типа диапазона 37 и 85 ГГц. Параметры СВЧ-приемников представлены в табл. 1.

Особенность микроволновой системы состояла в полной автономности и способности работать в непрерывном круглосуточном режиме в течение нескольких месяцев. Подробно конструкция системы описана в работе Koldaev et al. (2000). Тем не менее повторим здесь ключевые моменты описания, позволяющие оценить качество технических решений.

Параметры СВЧ-приемников

Параметр	Значение	
Рабочая частота	37 ГГц	85 ГГц
Частота модуляции	2кГц	
Диаграмма антенны	4,5°	
Чувствительность	0,1 К	
Потребление	12 В × 2 А	
Масса	1,5 кг	
Диапазон сигнала	5 К/310 К	

Система, обеспечивающая защиту СВЧ-радиометров от влияния метеофакторов, выполнена в виде стационарного корпуса с двумя вращающимися цилиндрами в противоположных сторонах. В стационарной части установлены микроволновые радиометры с рупорно-линзовыми антеннами, система термостабилизации, два шаговых мотора, плата микропроцессора (одноплатный компьютер) и набор датчиков. Во вращающихся цилиндрах установлены плоские металлические рефлекторы, обеспечивающие угломерные измерения путем двух шаговых двигателей, под ними — лотки с поглощающим материалом, внутри лотков — датчики температуры, а на наружной поверхности — датчики осадков.

В комплексе использована двухуровневая система термостабилизации: первый уровень обеспечивает внутреннюю термостабилизацию СВЧ-компонентов микроволновых радиометров, а второй включает внешний корпус радиометра и рупорно-линзовую антенну. Система термостабилизации состоит из набора термодатчиков, элементов Пельтье, нагревателей и вентиляторов. Такое техническое решение обеспечивает поддержание стабильной температуры внутри радиометра $\pm 0,1$ К и внутри антенны ± 1 °С в диапазоне внешней температуры ± 40 °С. Выходные сигналы с радиометров оцифровываются на плате микропроцессора и по протоколу RS232 передаются на регистрирующий персональный компьютер. Эта же плата микропроцессора обеспечивает управление системой термостабилизации и управляет всеми четырьмя шаговыми двигателями. Существует два сценария работы платы микропроцессора: 1) работа по фиксированному ал-

горитму, записанному на флэш-памяти платы; 2) работа по гибкому алгоритму от регистрирующего компьютера.

Вращающиеся цилиндры представляют собой 3-миллиметровый тефлон, натянутый на алюминиевый каркас. Внутри цилиндров находятся рефлекторы, шаговые двигатели и лотки с поглотителем, объем теплоизолирован от стационарного корпуса. Это позволяет избежать следующих негативных явлений, связанных с перепадом внутренней и внешней температур:

1) лоток с поглотителем находится всегда при уличной температуре, что исключает образование конденсата и изморози;

2) твердые осадки, падающие на поверхности тефлона, не тают и не образуют сильно поглощающий слой, препятствующий приему излучения от атмосферы;

3) система термостабилизации радиометров и антенн не испытывает перегрузки за счет необходимости стабилизировать большой дополнительный объем.

В то же время такое решение позволяет относительно просто организовать автоматическую калибровку радиометров. Действительно, лотки с поглощающим материалом в течение суток испытывают перепад температур до 20 °С. Таким образом, периодический поворот плоских отражателей на 180° обеспечивает оценку тренда параметров калибровки.

В заключение следует сказать о системе автоматической очистки от осадков. Действительно, мокрый снег или дождь могут образовать на поверхности тефлона поглощающий и отражающий слои, что приводит к сильным искажениям в данных. Во избежание этого вращающиеся цилиндры оборачиваются на 360° с частотой, зависящей от интенсивности осадков. Под вращающимися цилиндрами к стационарному корпусу жестко прикреплены два стационарных автомобильных дворника, которые обеспечивают очистку тефлона. Внешний вид двухволновой необслуживаемой радиометрической системы представлен на рис. 1.

Измерения с помощью описанной микроволновой системы проводились в течение трех полных зимних сезонов в провинциях Онтарио и Квебек, Канада: сезон 1996-97 г. — в г. Кинг-сити, Онтарио; сезон 1997-98 г. — в г. Оттава, Онтарио; сезон 1999—2000 г. — в г. Монреаль, Квебек.



Рис 1. Внешний вид прибора.

Технология измерений сводилась к тому, что запуск прибора осуществлялся с компьютера и затем в автоматическом режиме обрабатывал те сценарии, которые описаны выше. Периодически при наличии осадков, при переходе приземной температуры воздуха через 0°C и т. п. наблюдатель сравнивал реальные действия системы с тем, что от нее ожидалось в соответствии с алгоритмом. В случае существенных расхождений выяснялась их природа (ошибка алгоритма, ошибка датчика, ошибка интерпретации сигнала с датчика), и эти расхождения служили основанием либо для отбраковки данных, либо для повторной обработки с устранением источника погрешностей.

В результате этих измерений данные были получены за период более 1000 ч в каждом сезоне с временным шагом 30 с. Обработка накопленного массива позволила получить статистически обоснованные оценки различных параметров водозапаса зимних облаков.

4. Статистические распределения параметров водозапаса зимних облаков

Район проведения измерений по климатическим условиям очень похож на среднюю полосу России, и в течение зимнего сезона весьма велика повторяемость оттепелей, быстрых переходов приземной температуры через 0 °С в сторону как повышения, так и понижения. Так, при приземной температуре ниже 0 °С практически все измерения водозапаса можно интерпретировать как переохлажденную жидкокапельную влагу. При приземной температуре 10 °С возможно, что регистрируемый водозапас обусловлен каплями жидких осадков.

Таким образом, перед нами встала серьезная задача сортировки всего массива данных в зависимости от приземной температуры. Для решения этой задачи был предложен подход, который мы назвали 3-D сезонным распределением. Для расчета этих распределений были созданы общие таблицы, включающие синхронные временные ряды всех параметров, которые определялись в результате обработки данных двухволновых СВЧ-радиометрических измерений, как было описано выше. Из общей таблицы выбирались следующие пары столбцов: водозапас — приземная температура, средняя температура водной зоны — приземная температура, протяженность водной зоны — приземная температура. Каждый из параметров выбранных пар рассматривался как независимая случайная величина, и для пары этих величин строилось совместное распределение вероятности. Затем эти распределения строились в координатах двух этих величин. Таким образом, строилась трехмерная функция совместной плотности вероятности двух независимых величин. Норма

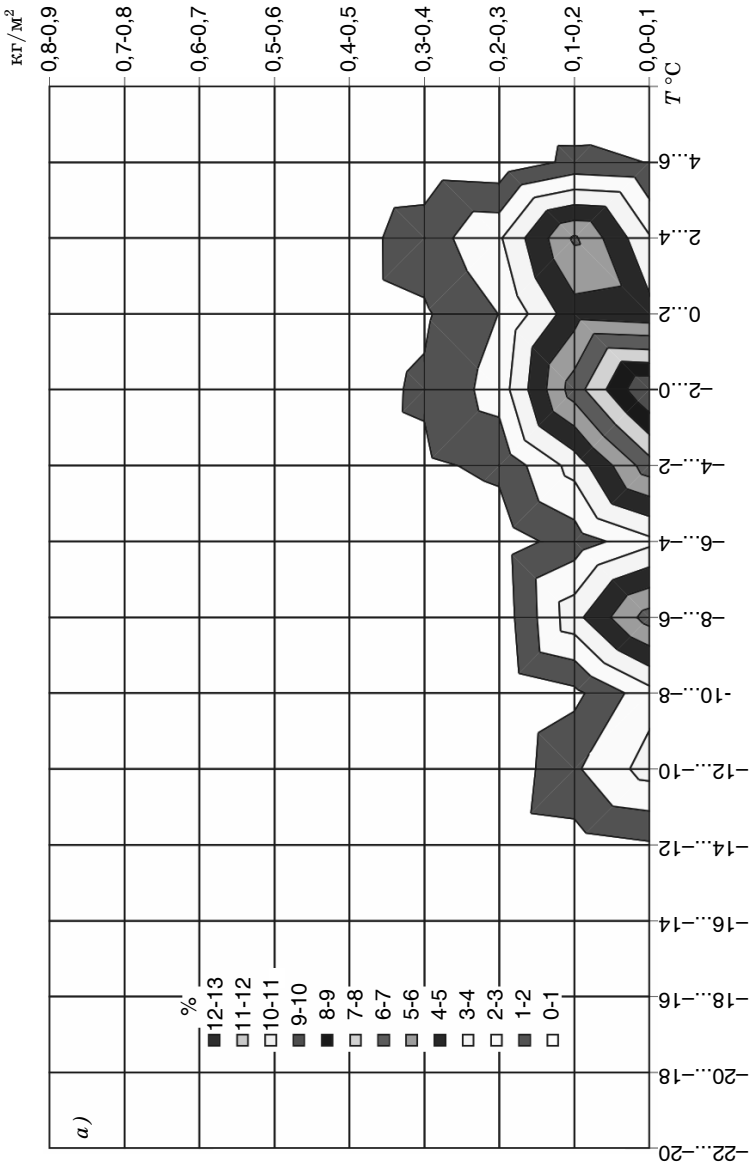
этого распределения вычислялась как двойной интеграл по каждому из параметров, и результат его приравнялся к 100 %.

Удобство такого представления состоит в том, что любое другое частное распределение можно получить из совместного распределения путем интегрирования вдоль соответствующей оси по выбранному интервалу. Например, если интересует плотность распределения водозапаса облаков только при отрицательной приземной температуре, то трехмерное распределение интегрируется вдоль оси температуры от $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до t_{\min} , и результатом является график, где по оси абсцисс отложена вероятность, а по оси ординат — водозапас.

4.1. Водные ресурсы зимних облаков — распределение водозапаса

Трехмерные распределения водозапаса облаков, полученные для трех зимних сезонов, приведены на рис. 2.

На 3-D распределениях видна близость распределений в двух последовательных сезонах 1996-97 г. (см. рис. 2 а) и 1997-98 г. (см. рис. 2 б), и лишь приблизительное их сходство с распределением 1999—2000 г. (см. рис. 2 в). Для исследования этого различия нами были построены распределения вероятности наблюдения той или иной приземной температуры в течение сезона наблюдений. В результате было обнаружено, что эти распределения для зим 1996-97 г. и 1997-98 г. очень похожи, в то время как зима 1999—2000 г. сильно отличалась по температурному режиму. Поскольку распределения на рис. 2 с математической точки зрения являются произведениями распределений водозапаса и приземной температуры, то, безусловно, различия в распределении приземных температур сказались на характере 3-D распределений. Для того чтобы сравнить водные ресурсы зимних облаков и избежать влияния приземной температуры, распределения на рис. 2 были проинтегрированы вдоль оси приземной температуры для всего сезона, а также для отрицательных и положительных температур отдельно. Полученные в результате интегральные распределения водозапаса зимних облаков представлены на рис. 3.



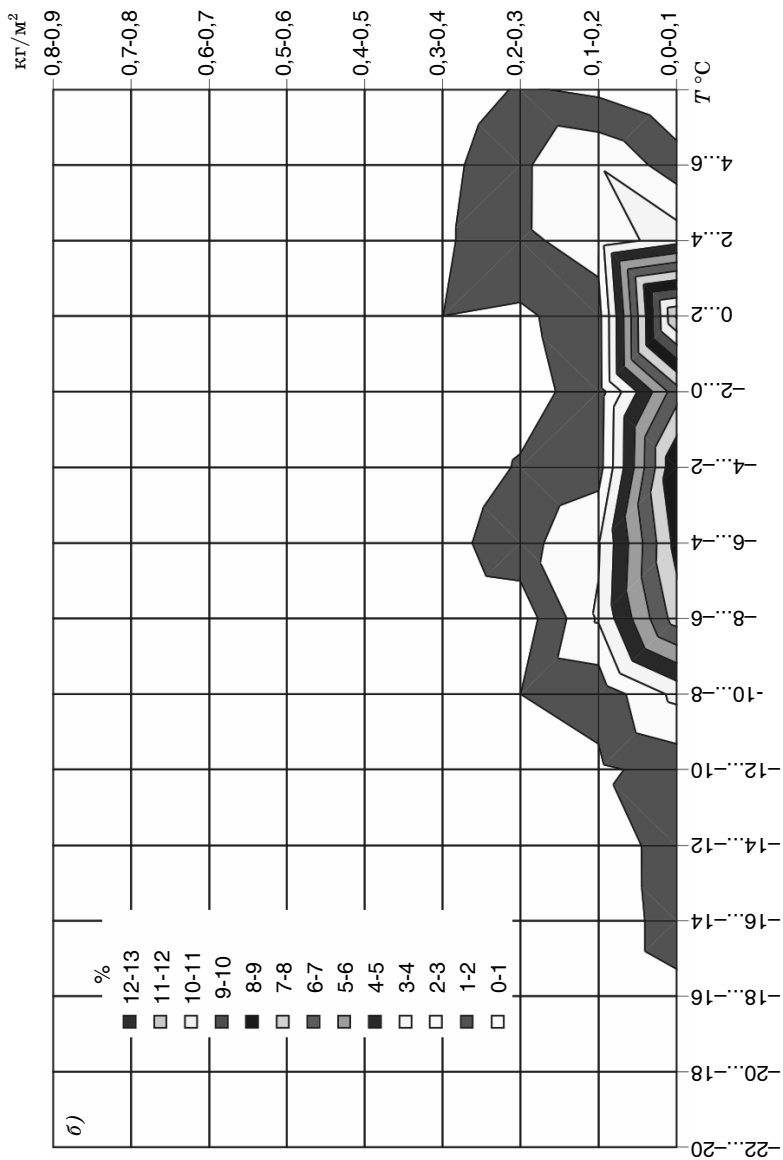


Рис. 2. Трехмерные распределения водозапаса (кг/м²) зимних облаков.
а) 1996-97 г., б) 1997-98 г., в) 1999-2000 г.

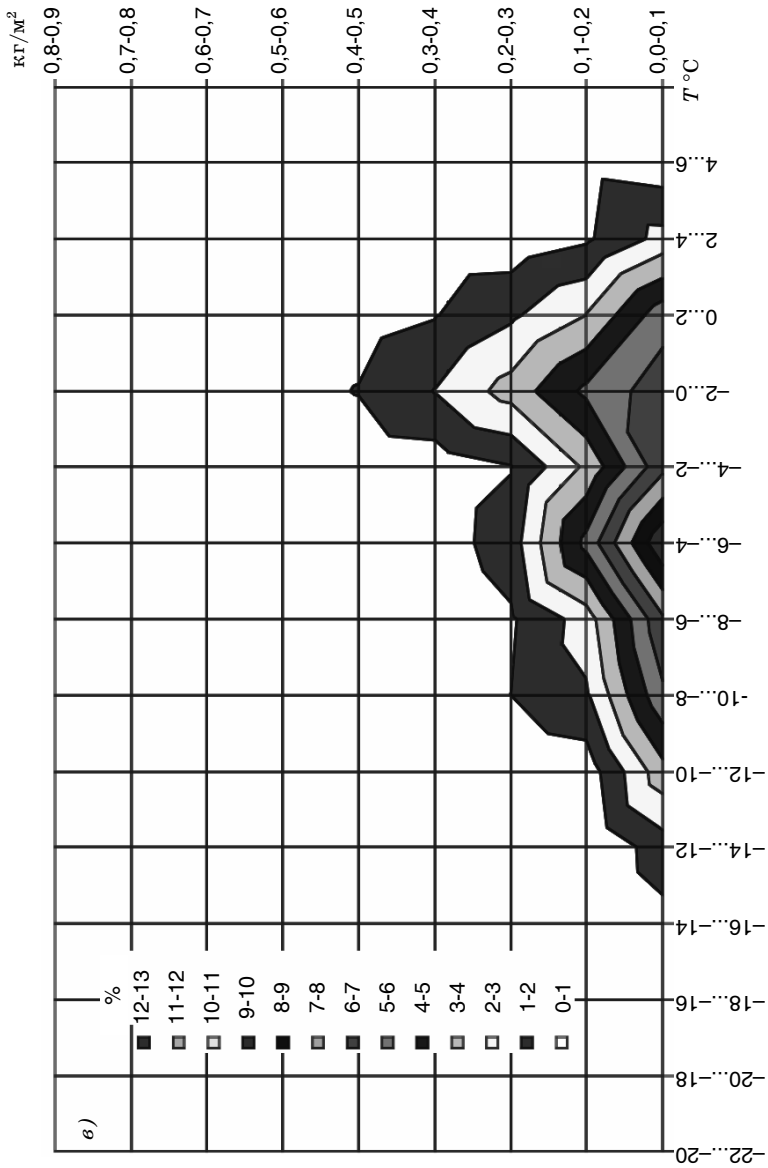


Рис. 2. Продолжение.

На основании рис. 3 можно сделать вывод, что сезонные распределения водозапасов являются устойчивой геофизической характеристикой зимних облаков, так как они мало отличаются друг от друга в течение нескольких зимних сезонов. Более того, оценка водного ресурса зимних облаков в Онтарио, сделанная по методике, впервые предложенной в (Азаров А.С. и др., 1987) показывает, что она очень близка к полученной в цитируемой работе для зимних облаков Центральной части России.

4.2. Средние температуры капельных зон зимних облаков

Как и в случае исследования водозапасов, для средней температуры жидкокапельных зон облаков были построены 3-D распределения. Однако ввиду различий температурного режима трех измерительных сезонов эти распределения имели специфические особенности по причинам, упомянутым выше. Поэтому на рис. 4 приводятся сразу интегральные распределения средней температуры водных зон для всех трех сезонов в виде отдельных гистограмм — для приземной температуры выше и ниже 0 °С.

Как следует из представленных графиков, сезон 1996-97 г. (см. рис. 4 а) и сезон 1997-98 г. (рис. 4 б) очень похожи между собой. Оба имеют модальное распределение как для положительной, так и для отрицательной температуры. Однако наблюдается постоянный сдвиг на 2—4 °С между парой распределений первого и парой распределений второго сезона, который в точности соответствует сдвигу среднесезонной приземной температуры. Распределение же для сезона 1999—2000 г. (см. рис. 4 в) не соответствует двум предыдущим. Тем не менее, если сравнить распределение приземной температуры за этот сезон с двумя предыдущими, разница будет очевидной — вместо модального мы имеем почти равномерное распределение приземной температуры. В то же время совместный анализ приземной температуры и средней температуры капельного слоя показал, что разница между ними находится в диапазоне 8—10 °С для всех трех сезонов. Если этот вывод статистически оправдан, то средние значения высоты капельных зон должны находиться в интервале 1,4—1,7 км при среднем градиенте температуры $\gamma = -6$ °С/км.

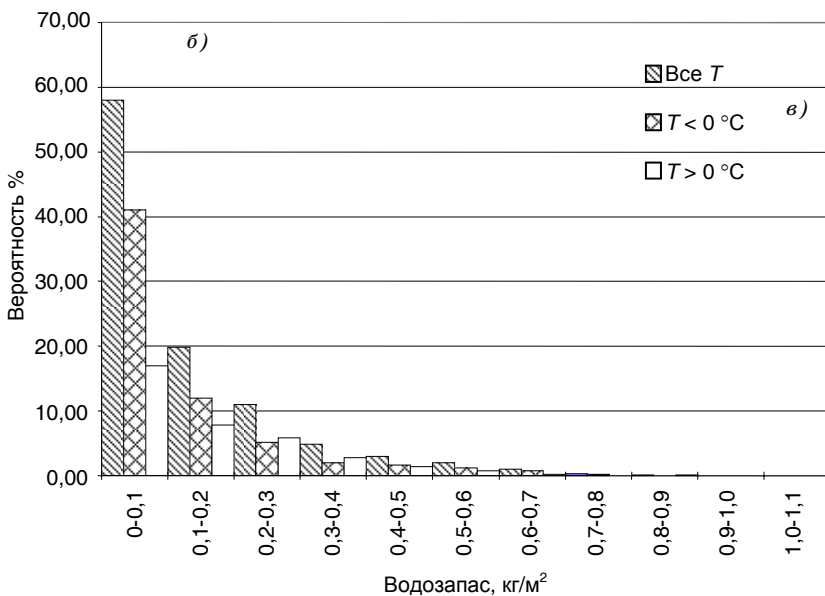
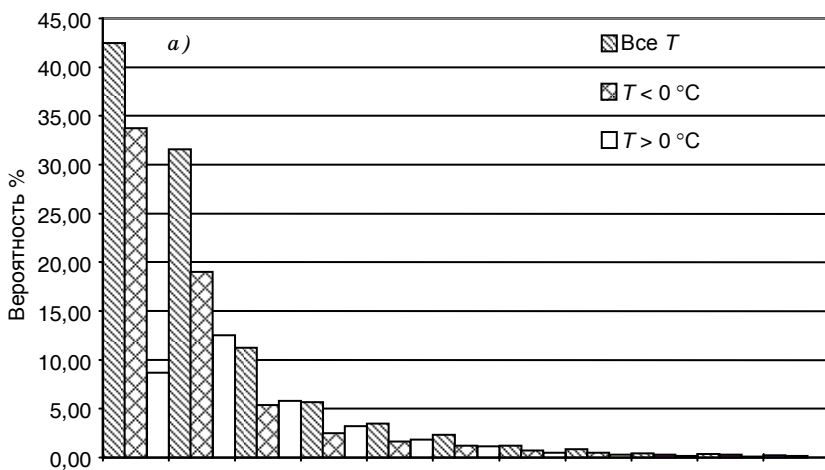


Рис. 3. Интегральные распределения водозапаса ($\text{кг}/\text{м}^3$) зимних облаков.
 а) 1996-97 г., б) 1997-98 г., в) 1999-2000 г.

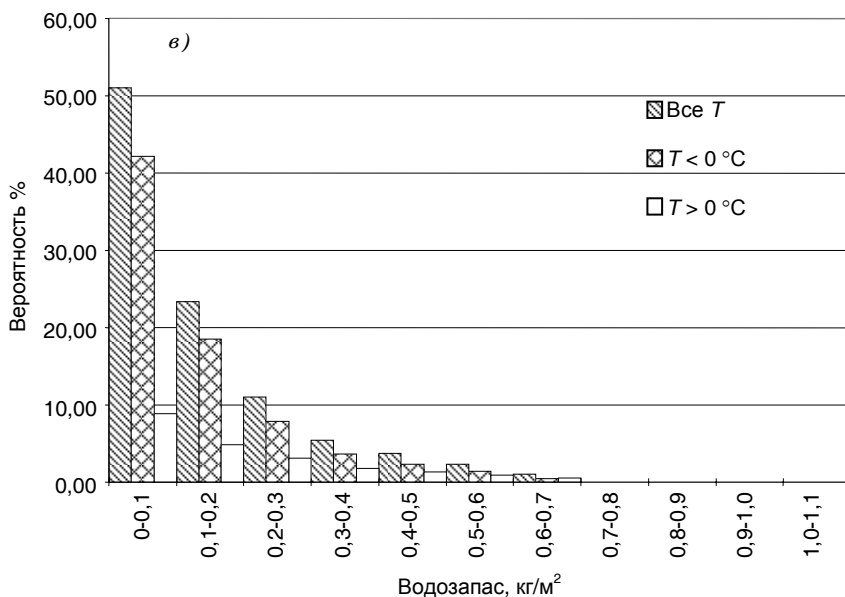


Рис. 3. Продолжение.

Для проверки этой гипотезы с использованием данных радиозондирования все распределения, представленные на рис. 4, были пересчитаны в распределения наиболее вероятных высот капельных зон. Эти распределения представлены на рис. 5. При этом технология определения высоты капельной зоны сводилась к тому, что брались данные ближайшего по времени радиозондирования (максимальный дискрет по времени 1 ч, так как во время экспериментов проводился учащенный выпуск радиозондов). По этим данным строился вертикальный профиль температуры. По данным о температуре водной зоны определялась соответствующая высота, и она то и интерпретировалась как высота водной зоны.

Естественный вопрос о вертикальной мощности водной зоны в данной методике не имеет однозначного ответа. Однако сама физическая сущность понятия «средняя температура капельной зоны» была прояснена путем прямого сравнения этой температуры с температурой уровней конденсации, полученной по данным радиозондирования. В результате этих сравнений было показано,

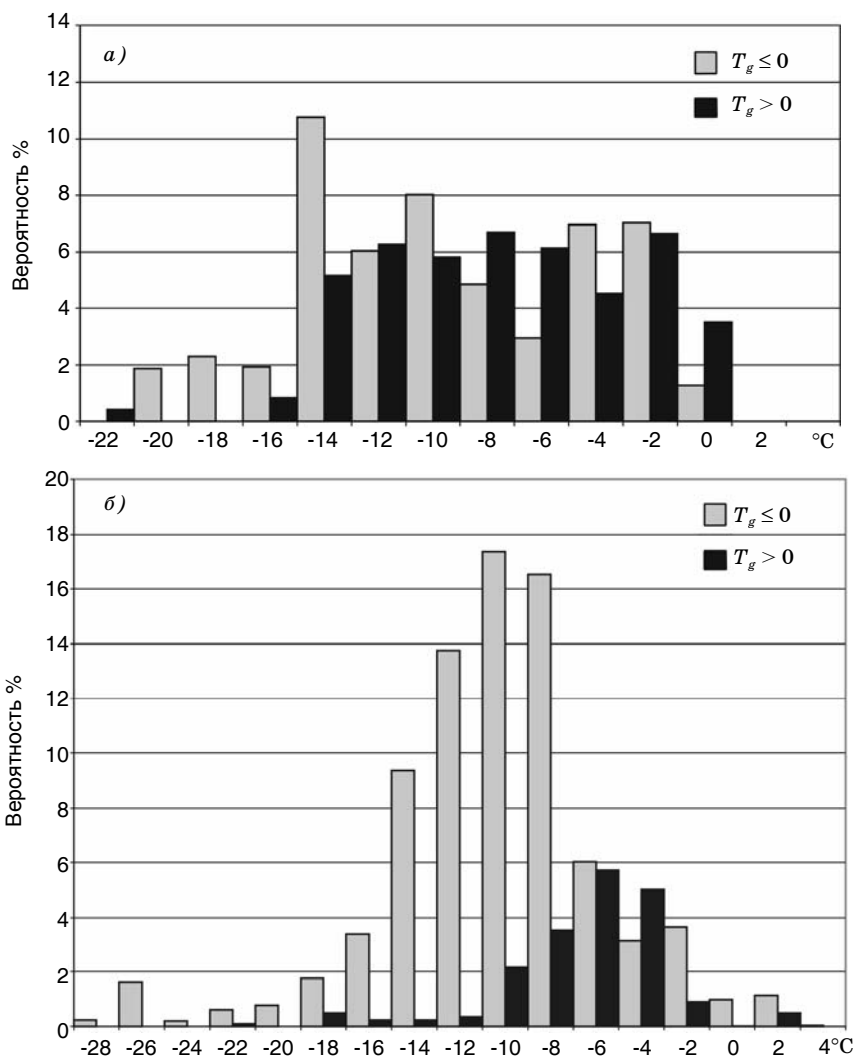


Рис. 4. Интегральные распределения средней температуры (°C) жидко-капельных зон зимних облаков для приземных температур выше 0 °C ($T_g > 0$) и ниже 0 °C ($T_g \leq 0$).

a) 1996-97 г., *б)* 1997-98 г., *в)* 1999-2000 г.

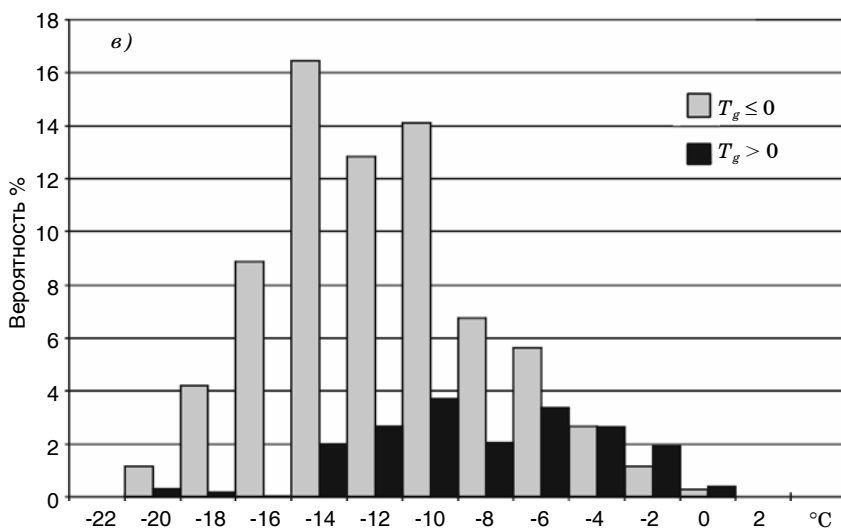


Рис. 4. Продолжение.

что в более чем 80 % случаев температура капельной зоны на 2 °C ниже температуры уровня конденсации.

Рисунок 5 однозначно подтверждает высказанную ранее гипотезу о связи приземной температуры и средней температуры зоны капельной влаги и доказывает, что наиболее вероятная высота обнаружения жидкокапельной влаги в заданном регионе в зимний период, так же как и водные ресурсы, является устойчивой геофизической характеристикой.

4.3. Средняя продолжительность существования (протяженность) зон капельной влаги в зимних облаках

Средняя протяженность зон капельной влаги в зимних облаках является третьей важнейшей характеристикой водозапаса. Действительно, наряду с плотностью распределения водозапаса и его распределением по высоте, горизонтальные размеры капельных зон входят в число важнейших характеристик водозапаса зимних облаков.

Продолжительность существования капельных зон определялась временным интервалом, внутри которого $W \geq 0,05$ кг/м².

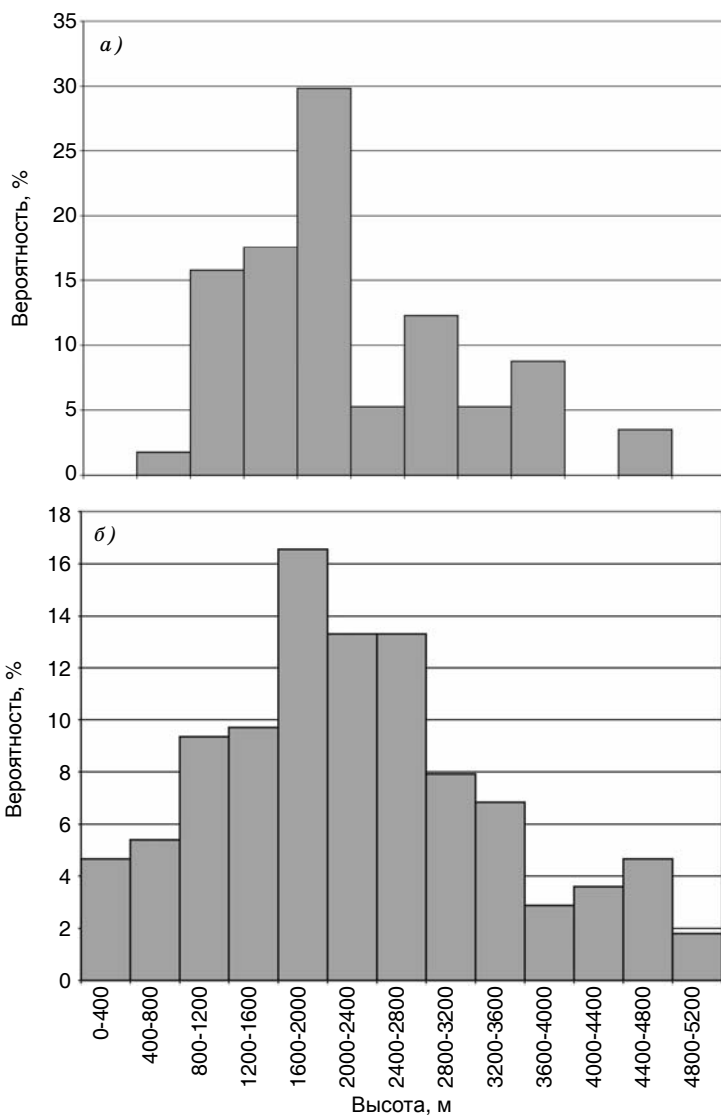


Рис. 5. Распределения вероятной высоты жидкокапельных зон зимних облаков.

а) 1996-97 г., б) 1997-98 г.

Очевидно, что, используя среднюю скорость переноса облаков ≈ 10 м/с, легко перейти от продолжительности к оценке горизонтальных масштабов водных зон. На рис. 6 приведены распределения вероятностей продолжительности существования водных зон для двух сезонов: 1996-97 г. и 1997-98 г.

Очевидно, что эти распределения схожи по форме с максимальной разницей 8 % для самых коротких зон. Эта разница не превосходит 5 % для зон продолжительностью суммирования 1 ч и полностью нивелируется при большей продолжительности. По результатам расчета средняя продолжительность существования водных зон для сезона 1996-97 г. составила примерно 2 ч, для сезона 1997-98 г. — порядка 1,7 ч. Таким образом, средняя продолжительность существования зон капельной воды в зимних облаках также является весьма устойчивой геофизической характеристикой.

Приведенные оценки продолжительности существования водных зон в зимних облаках позволяют сделать вывод о том, что средняя их протяженность составляет 54—72 км.

5. Заключение

На основании анализа результатов микроволновых измерений водозапаса зимних облаков в течение трех сезонов можно сделать следующие выводы.

1. Водные ресурсы зимних облаков являются устойчивой геофизической характеристикой, т. е. мало меняются от одного зимнего сезона к другому. Кроме того, величина потенциального увеличения слоя осадков за счет жидкокапельной влаги облаков (водный ресурс облаков) примерно одинакова для района Великих Озер (Канада) и для Центральной России и составляет 15—20 % сезонной суммы осадков.

2. Средняя температура капельных зон облаков также является устойчивой геофизической характеристикой и в совокупности с приземной температурой позволяет оценить среднюю высоту локализации жидкокапельной влаги облаков, которая составляет 1,6—2 км.

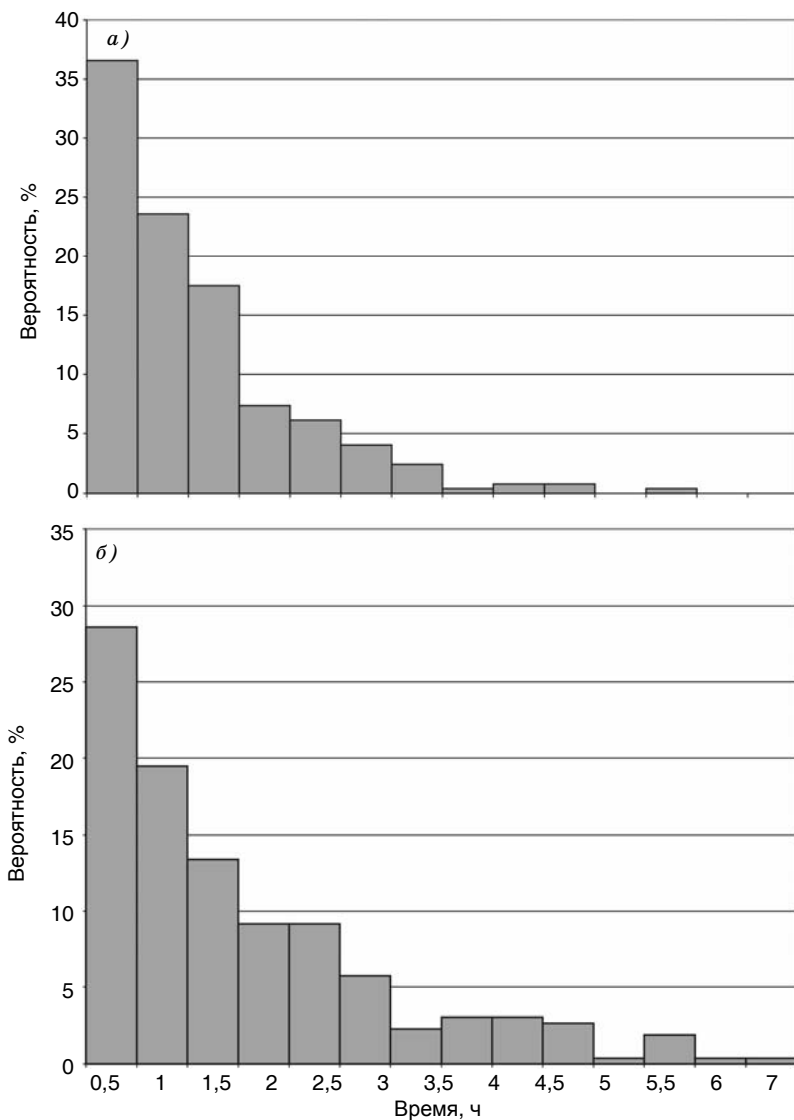


Рис. 6. Распределения вероятности времени существования жидкокапельных зон зимних облаков.

a) 1996-97 г., *б)* 1997-98 г., *в)* 1999-2000 г.

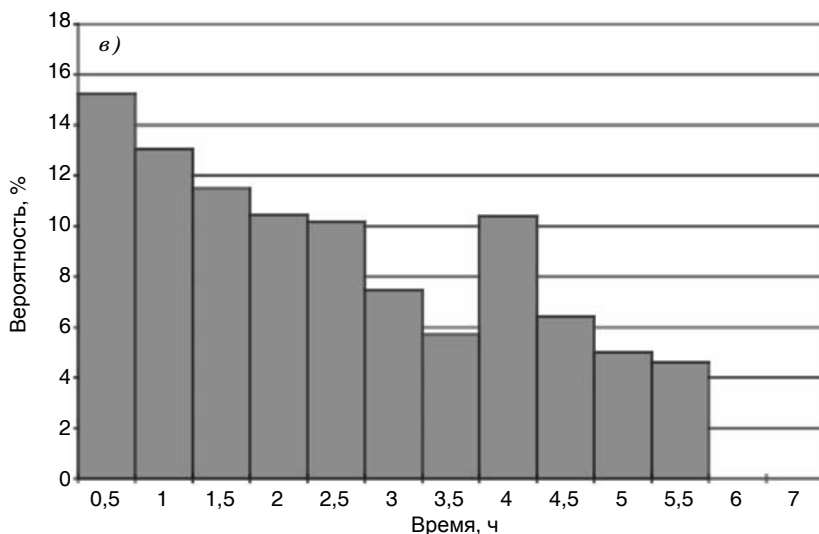


Рис. 6. Продолжение.

3. Средняя продолжительность существования капельных зон по результатам трех сезонов зимних измерений составила 1,5—2 ч, что соответствует средней горизонтальной протяженности зон примерно 54—72 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азаров А. С., Буранбаев Н. Ф., Колдаев А. В., Черников А. А., 1987. Определение водных ресурсов зимних облаков радиолокационно-радиометрическим методом. *Метеорология и гидрология*, № 7.
2. Дебай П., 1931. Полярные молекулы / Пер. с англ. — Изд. ГОНТИ.
3. Мазин И. П., Шметер С. М., 1983. Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат. — 280 с.
4. Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю., 1987. Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат.
5. Hogg D. C. et al., 1983. A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and liquid in the troposphere. — *J. Climate Appl. Met.*, 22.
6. Khaikin M. N., Koldaev A. V., 1994. Remote sensing of aircraft icing zones parameters. *ТЕСО-94. — WMO/TD -N588 Report N 57*, p. 413—417.
7. Koldaev A., Kadygrov E., Mironov A., 2000. Microwave ground-based unattended system for clouds parameters monitoring. — *In: Microwave*

radiometry and remote sensing of the Earth's surface and atmosphere. VSP, Utrecht, Boston, Koln, Tokio.

8. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., 1981. Microwave remote sensing. Active and Passive. Fundamentals and radiometry. — Addison /Wesley Publishing Comp.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ИСПЫТАНИЙ РЕГИСТРАТОРА ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИО-1

А. Б. Куров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: sinkev@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 01.09.2008, после доработки 29.09.2008

Введение

Ежегодно в зимний период различные сооружения и конструкции испытывают дополнительные нагрузки, связанные с образованием на них гололедно-изморозевых отложений (ГИО), а также оседанием мокрого снега. Результатом этого является увеличение веса элементов конструкций, на которых происходит отложение, а также изменение их аэродинамических свойств и как следствие увеличение ветровой нагрузки. Это приводит, в частности, к обламыванию ветвей деревьев; пляске, скручиванию и обрыву проводов воздушных линий электропередач и линий связи, а также поломке опор, на которых крепятся провода; искажению показаний метеоприборов; осложнению дорожной ситуации и прочее. Таким образом, очевидна необходимость проведения регулярных наблюдений за ГИО с целью предотвращения подобных опасных ситуаций и разработки методов их прогнозирования.

На территории РФ наблюдения за ГИО проводятся в соответствии с Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам (Наставление, 1986). Основным средством измерения при этом выступает гололедный станок, позволяющий вести наблюдения за размерами отложения, их видом и массой. Станок представляет собой две пары металлических проводов длиной 90 см, установленных перпендикулярно друг другу на высоте 2 м. К сожалению, измерения с помощью гололедного станка производятся вручную, что наряду с его достаточно большими размерами сильно ограничивает число мест наблюдений и их точность.

Для замены морально устаревшего гололедного станка новым средством измерений в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова был разработан и создан макет регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1, позволяющий производить наблюдения в автоматическом режиме.

Известно, что ГИО образуются в результате трех основных процессов (Бучинский, 1966):

- сублимации водяного пара,
- кристаллизации капель воды,
- кристаллизации отложений мокрого снега.

Интенсивность процесса обледенения во многом зависит от географического положения места наблюдения. В ходе проведения натурных испытаний макета регистратора ИО-1 на территории Ленинградской области удалось зафиксировать образование ГИО всеми тремя указанными выше способами.

Целью настоящей работы является описание разработанного макета регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1 и оценка результатов работы созданного макета в натурных условиях.

Принцип действия и конструкция прибора

В основу работы прибора положен оптический метод измерения гололедно-изморозевых отложений на измерительных стержнях. Измерение размеров отложений производится на основе анализа изображений измерительных стержней, получаемых с помощью фоторегистратора, расположенного на некотором расстоянии от них. Схематичное изображение макета прибора представлено на рис. 1.

Элементами конструкции прибора, на которых происходит образование ГИО, являются два взаимно перпендикулярных металлических стержня диаметром 10 мм (1 и 2). Оба стержня находятся в поле зрения объектива фоторегистратора (3), расположенного внутри блока (4), защищающего фоторегистратор от внешних воздействий. Для работы прибора в темное время суток предусмотрена система освещения (5). Для того чтобы измерительные стержни были легко отличимы от внешнего фона, в конструкцию прибора добавлен специальный экран (6). Все элементы крепятся на единой раме (7).

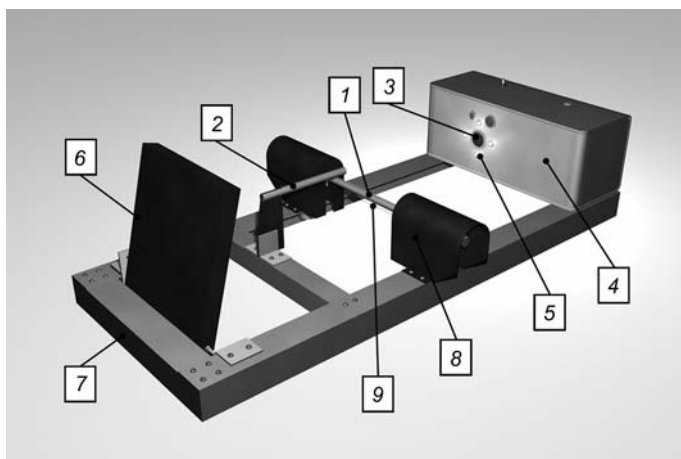


Рис. 1. Макет регистратора ИО-1.

1 — первый измерительный стержень, 2 — второй измерительный стержень, 3 — окно объектива фоторегистратора, 4 — блок фоторегистратора, 5 — система освещения, 6 — экран, 7 — несущая рама, 8 — динамометрические стойки, 9 — контрольная нить.

Наряду с размерами отложений регистратор позволяет определять их массу. Для этого первый измерительный стержень крепится на динамометрических стойках (8), благодаря чему обеспечивается возможность его смещения по вертикали под тяжестью осевших ГИО. Величина смещения, оцениваемая по контрольной нити (9), позволяет судить о массе отложений.

Расчеты всех характеристик слоя ГИО производятся на основе обработки и анализа получаемых фоторегистратором изображений с помощью персонального компьютера (ПК). Для этого был разработан специальный алгоритм. На первом этапе производится фиксация изображений измерительных стержней в компьютере с заданной частотой. Далее осуществляется предварительная обработка полученных снимков — повышение контрастности, бинаризация, удаление шумов и прочее. Последующий анализ каждого обработанного таким образом изображения позволяет рассчитывать размеры и массу отложений в момент съемки. Сравнение же изображений в различные моменты времени позволяет получать информацию о времени начала и конца процес-

са обледенения, его интенсивности, а также интенсивности таяния/испарения.

Вид отложений на данном этапе разработки определяется визуально пользователем, однако в будущем это планируется делать в полностью автоматическом режиме.

Более подробное описание регистратора ИО-1 представлено в работе Курова и др. (2007).

Натурные испытания

Натурные испытания прибора проводились в период с 24 января по 08 апреля 2008 г. на метеоплощадке Научно-исследовательского центра дистанционного зондирования атмосферы ГГО. Регистратор был установлен на крыше павильона на высоте около 10 м над поверхностью Земли в пос. Воейково. В ходе работы производились измерения размеров отложений и определение их вида, а также измерение основных сопутствующих метеопараметров.

Метеорологические условия при проведении испытаний

Зима 2007-08 г. оказалась для Петербурга и его окрестностей самой теплой за всю историю регулярных метеонаблюдений, начавшихся в 1881 г. В январе и феврале средняя температура превысила климатическую норму более чем на 6 °С. Количество влаги, выпавшей зимой, также превысило норму. В марте — начале апреля сохранялась аналогичная тенденция.

По данным сетевых средств наблюдений, установленных в пос. Воейково, среднемесячная температура в ходе проведения испытаний составила: в январе $-3,1$ °С, в феврале $-1,3$ °С, в марте $-0,7$ °С, в апреле $6,7$ °С. Минимальная температура воздуха равнялась $-11,5$ °С (16 февраля), а максимальная 14 °С (6 апреля). Максимальная скорость ветра составила 11 м/с, преимущественное направление ветра — юго-западное. Минимальное значение относительной влажности воздуха было зафиксировано 2 апреля и составило 26 %. Наибольшее число дней с высокой относительной влажностью отмечалось в феврале. Давление в период испытаний колебалось от 720,5 до 770,5 мм рт. ст.

В связи со сложившимися погодными условиями удалось получить данные только о достаточно слабых случаях обледенения, когда средняя толщина стенки гололеда не превышала нескольких миллиметров. Исключением стало обледенение, наблюдавшееся 26 марта 2008 г. при выпадении переохлажденных капель дождя, которое привело к образованию плотного слоя льда на измерительных стержнях толщиной до 7 мм. Необходимо отметить, что именно в этот день было зафиксировано минимальное давление за весь период проведения испытаний (720,5 мм рт. ст.).

Результаты испытаний

Съем данных с регистратора в ходе эксперимента осуществлялся с интервалом в 1 ч непрерывно в течение всего периода испытаний, исключая ряд дней в феврале и марте, когда наблюдались перебои с электроснабжением. За время проведения полевых испытаний было получено и обработано 1266 изображений измерительных стержней.

Испытания прибора показали, что он способен уверенно определять размеры большинства видов отложений. Однако в ходе работы было выявлено занижение толщины слоя гололеда, так как он имеет прозрачную структуру, что затрудняет обнаружение границ отложения. Выходом из сложившейся ситуации является доработка системы освещения измерительных стержней.

В табл. 1 представлены данные о числе полученных снимков с различными видами отложений. Из таблицы видно, что отложения, связанные с атмосферными осадками, наблюдались в 28,5 % случаев, а ГИО — в 6,2 % случаев. В остальных случаях отложение на измерительных стержнях отсутствовало.

На рис. 2 приведены примеры полученных регистратором ИО-1 изображений измерительных стержней с различными видами отложений.

Из всех видов ГИО, наблюдавшихся во время проведения эксперимента, наиболее часто образовывалась изморозь либо как одиночное отложение, либо в составе сложных отложений. На рис. 3 представлена гистограмма скорости роста слоя изморози на первом измерительном стержне для всех наблюдавшихся случаев. Из рисунка видно, что в большинстве случаев скорость роста слоя изморози не превышала 0,4 мм/ч. Максимальное значе-

Таблица 1

Число обработанных изображений с различными видами отложений, полученных в ходе проведения натуральных испытаний

Вид отложения	Число изображений
Капли воды	191 (15 %)
Снег	171 (13,5 %)
Гололед	30 (2,4 %)
Изморозь	14 (1,1 %)
Сложное отложение	34 (2,7 %)
Общее число	440 (34,7 %)

ние скорости составило 1,4 мм/ч. В 80 % случаев скорость роста изморози не превосходила 0,2 мм/ч.

Для нашего региона установлены предельные размеры отложений, позволяющие считать гололед, сложное отложение, изморозь и налипший мокрый снег по данным гололедного станка не опасными метеорологическими образованиями (Руководящий документ, 1996):

- диаметр отложения льда до 20 мм,
- диаметр сложного отложения и/или налипания мокрого снега до 35 мм,
- диаметр изморози до 50 мм.

В проведенных экспериментах с использованием регистратора ИО-1 (с учетом пересчета значений с провода диаметром 5 мм в гололедном станке на провод диаметром 10 мм в ИО-1) случаев превышения указанных норм зафиксировано не было.

Одной из важнейших задач измерений обледенения является определение вида отложений. Отложения можно разделить на восемь основных типов (WMO, 1995):

- 1) гололед,
- 2) изморозь кристаллическая,
- 3) изморозь зернистая,
- 4) отложение снега сухого,

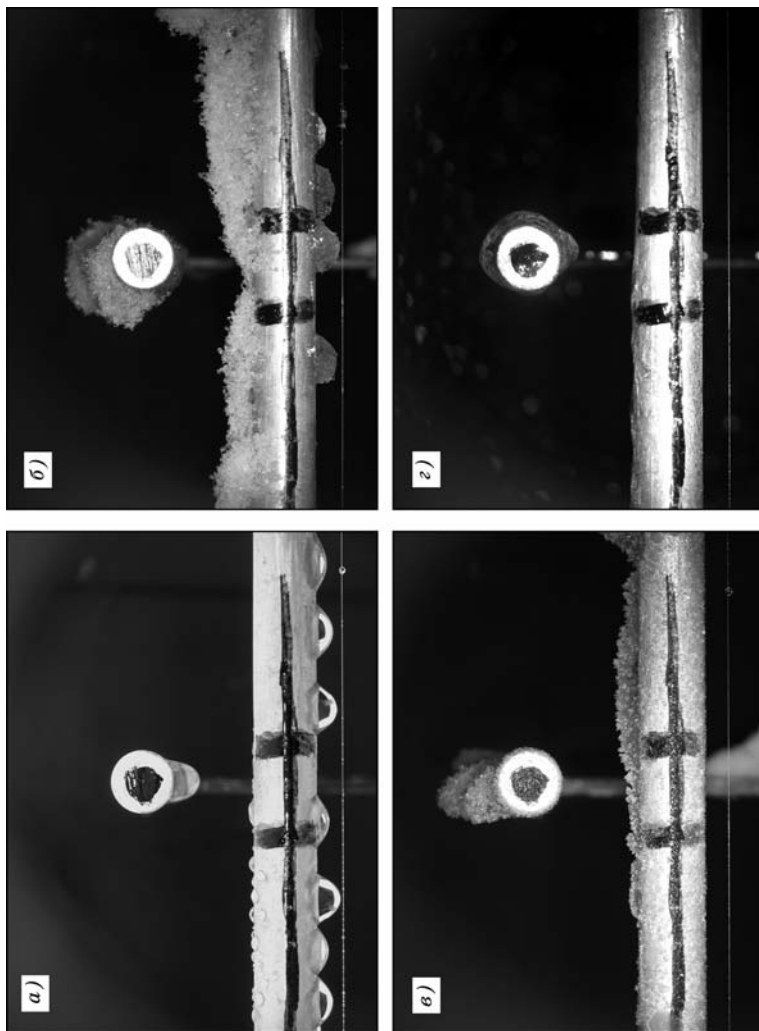


Рис. 2. Примеры различных видов отложений на измерительных стержнях.
a — дождевые капли, *б* — снег, *в* — изморозь, *г* — гололед.

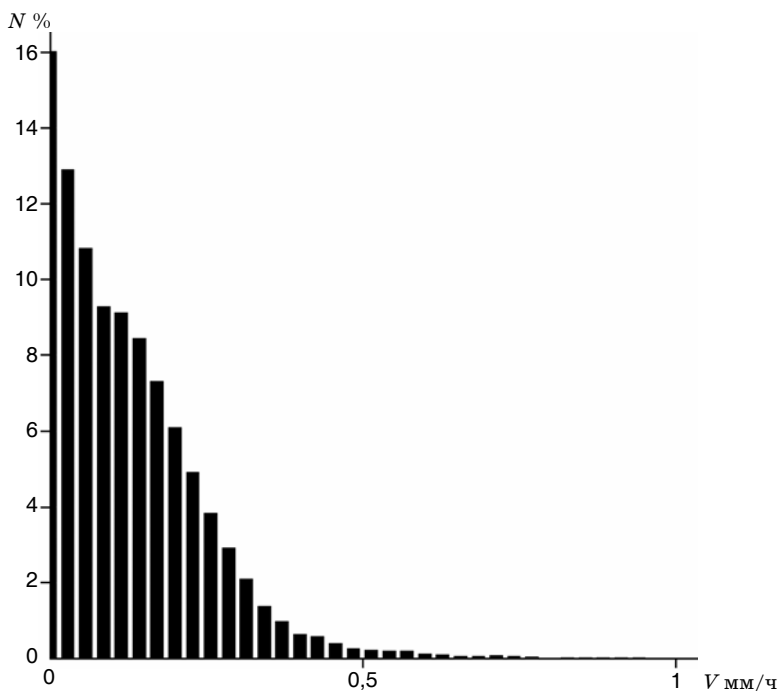


Рис. 3. Гистограмма скорости роста слоя изморози.

- 5) отложение снега мокрого,
- 6) отложение снега мокрого замерзшего,
- 7) сложное отложение,
- 8) гололедица.

В настоящее время вид отложений с помощью ИО-1 определяется субъективно по визуальным наблюдениям за снимками стержней. Однако в разработанном приборе возможно реализовать автоматический процесс распознавания видов отложений. Это связано с тем, что для каждого вида отложения характерны как свои визуальные особенности (форма профиля, текстурные характеристики и пр.), так и особенности условий отложения (определенная влажность, температура, прозрачность атмосферы и пр.). Объединив получаемые данные, можно принять решение о виде отложения, включая выделение отдельных слоев в составе

сложных отложений. В связи с тем что гололедица образуется исключительно на поверхности земли, регистратор не позволяет проводить наблюдения за данным видом отложений.

Исследование формирования отложения 5 февраля 2008 г.

В качестве примера приведем результаты исследования формирования сложного отложения, наблюдавшегося в ночь с 4 на 5 февраля 2008 г. В указанный промежуток времени погода в месте наблюдения определялась антициклоном. Атмосферное давление составляло 758 мм рт. ст. Температура ночью понизилась от 0 до -3 °С. Вечером 4 февраля наблюдалось выпадение осадков в виде мокрого снега. Относительная влажность составила 98 %. Скорость южного ветра равнялась 1—2 м/с.

Пример изображения, полученного 5 февраля 2008 г., представлен на рис. 2 в. Анализ полученных фоторегистратором снимков позволил выделить два слоя сложного отложения. Первый слой — это замерзшее отложение мокрого снега, связанное с ночным понижением температуры. Вторым слоем является слой изморози, размеры которого увеличивались на протяжении всей ночи.

На рис. 4 представлено изменение минимального (D_{\min}), среднего (\bar{D}) и максимального (D_{\max}) значений поперечного сечения первого измерительного стержня в период роста слоя сложного отложения. Из рисунка видно, что до 00 ч происходило значительное уменьшение толщины слоя отложения. Это было связано с таянием выпавшего накануне мокрого снега. Далее происходит кристаллизация подтаявшего снега, и начинается рост изморози. Максимум толщины наблюдался около 08 ч и составил 4,7 мм. Средняя скорость роста слоя составила приблизительно 0,15 мм/ч. Далее температура воздуха начала повышаться, вследствие чего рост изморози прекратился. К 14 ч отложение практически полностью испарилось.

Для удобства наблюдения за процессом формирования слоя изморози было построено трехмерное изображение (рис. 5), иллюстрирующее динамику изменения толщины слоя ГИО по всей длине стержня во времени. Построение подобных графиков позволяет визуально следить за изменением количества ГИО на

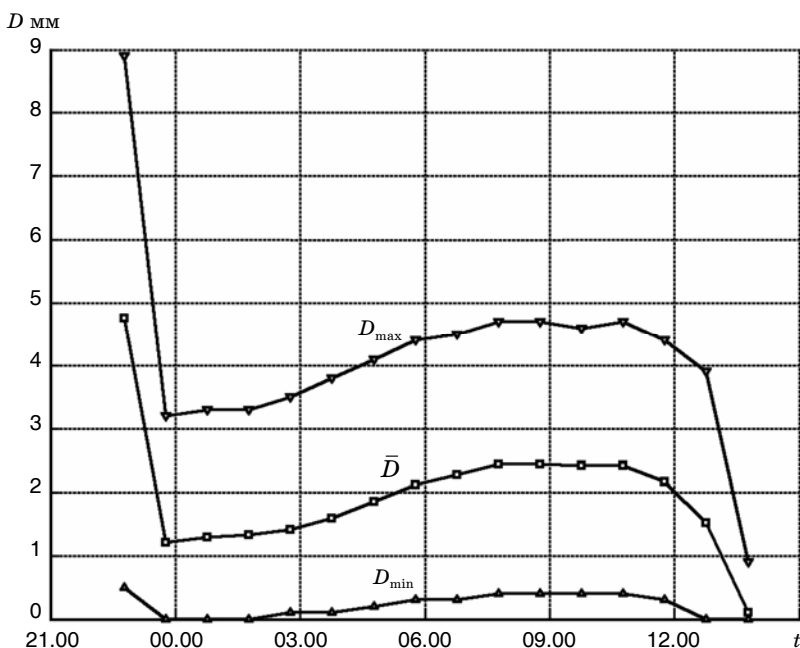


Рис. 4. Изменение размеров отложений в ночь с 4 на 5 февраля 2008 г.

первом измерительном стержне. В частности, такой график позволяет оценивать распределение ГИО по поверхности стержня в отдельные моменты времени. Так, например, из рисунка видно, что в рассматриваемом случае до момента начала роста изморози наибольшее количество замерзшего мокрого снега находилось в правой части стержня, где максимум толщины слоя составил 3,2 мм, тогда как слева наблюдались участки, где отложение полностью отсутствовало. График также позволяет визуально определять время начала процесса обледенения и его окончания, оценивать интенсивность процесса и максимальные размеры отложений. Из рисунка видно, что наиболее интенсивный рост слоя наблюдается после 03 ч. Для более наглядной иллюстрации размеров отложений используется заливка различной яркости —

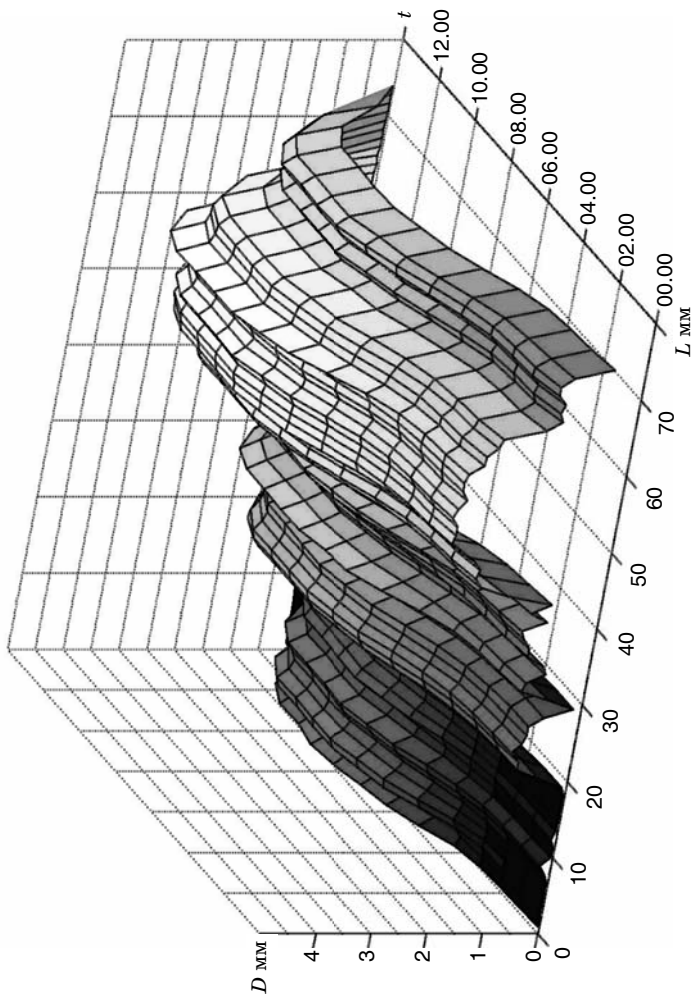


Рис. 5. Изменение толщины слоя ГИО на первом измерительном стержне.
 L — смещение вдоль стержня, D — толщина слоя в данном месте.

от черной, соответствующей минимальным значениям толщины слоя, до белой, соответствующей максимальным значениям.

Анализ полученных данных показывает, что первоначально максимальный рост изморози происходил на тех участках измерительного стержня, где находилось замерзшее отложение мокрого снега. Это объясняется тем, что образовавшийся лед выступает в роли источника ядер сублимации для растущей изморози.

Для оценки скорости роста слоя изморози были выбраны два участка — один в месте, где находился замерзший снег, а другой — свободный от отложений. Сравнение данных позволило выявить существенную разность в скорости роста слоя на выбранных участках. Средняя скорость роста слоя изморози на замерзшем отложении мокрого снега составила примерно 0,18 мм/ч, а в месте отсутствия такового — 0,12 мм/ч.

Как отмечалось выше, минимальная температура воздуха в заданном промежутке времени составила лишь -3 °С. Это обстоятельство сильно ограничивало скорость роста отложения.

Благодаря использованию в регистраторе камеры высокого разрешения удается детально наблюдать за ростом отдельных кристаллов на измерительных стержнях. Это особенно полезно для задачи автоматического распознавания вида отложения на ПЖ и изучения физических закономерностей роста ГИО. На рис. 6 представлены три фрагмента изображений одного и того же участка первого измерительного стержня в разные моменты времени, полученные регистратором 5 февраля 2008 г.

На представленных фрагментах показано появление тонкого слоя изморози и его последующее развитие. На рис. 6 *а* виден слой льда, образовавшийся при замерзании подтаявшего мокрого снега. В дальнейшем (рис. 6 *б*) наблюдается появление тонкого белого слоя на поверхности льда — начало роста изморози. Следует обратить внимание на то, что рост изморози начинается как на верхней поверхности измерительного стержня, так и на нижней. На рис. 6 *в* представлен момент времени, когда толщина слоя изморози достигает максимума — хорошо видны сформировавшиеся кристаллы льда.

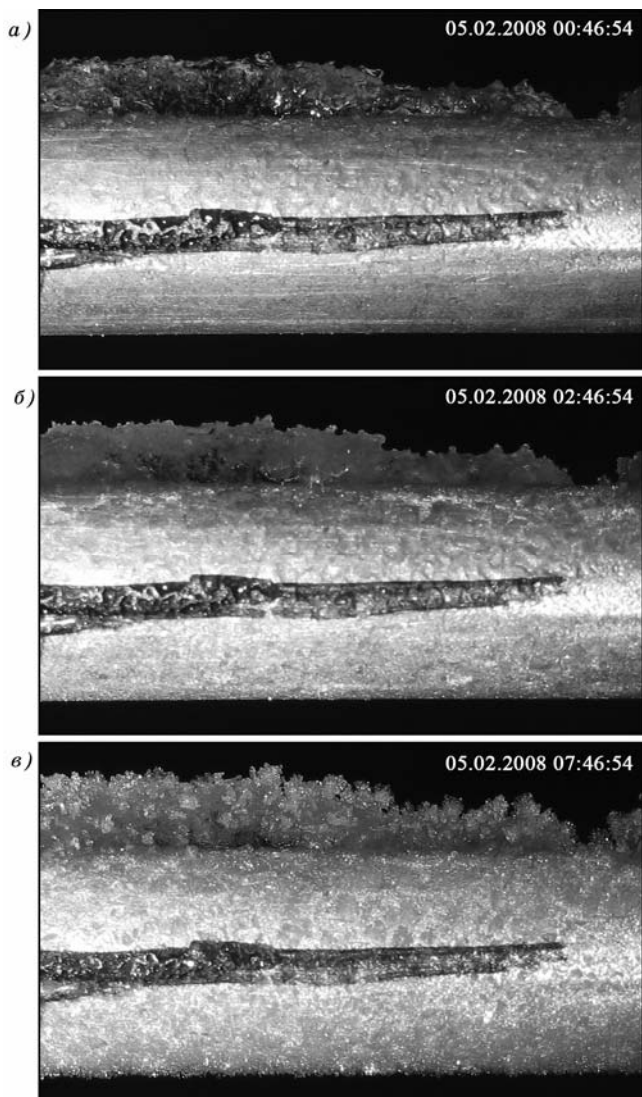


Рис. 6. Рост слоя изморози, зафиксированный 5 февраля 2008 г.

Заключение

Проведенные в зимне-весенний период (с 24 января по 8 апреля) 2008 г. натурные испытания макета регистратора ИО-1 показали на практике возможность и целесообразность применения прибора для осуществления автоматизированных наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями. В общей сложности с помощью макета было проведено 1266 измерений, и в 440 из них фиксировались отложения различных видов (капли воды, гололед, изморозь, мокрый снег). Следует отметить, что большую часть зафиксированных отложений составили капли воды, образовавшиеся либо в результате выпадения дождя, либо в процессе таяния снега и льда.

В большинстве наблюдаемых случаев изморозь входила в состав сложных отложений, т.е. на стержнях предварительно находился слой льда в виде либо гололеда, либо замерзшего отложения мокрого снега. При этом средняя скорость роста слоя изморози составила примерно 0,15 мм/ч. Максимальное значение скорости равнялось 1,4 мм/ч. В 97 % случаев скорость роста изморози не превосходила 0,4 мм/ч. В зафиксированных случаях рост изморози в составе сложного отложения неоднороден вдоль поверхности стержня, что связано с наличием участков, не покрытых льдом.

Благодаря использованию в регистраторе камеры высокого разрешения удастся детально наблюдать за ростом отдельных кристаллов на измерительных стержнях, что, безусловно, полезно для изучения процессов обледенения.

К недостаткам исследуемого макета следует отнести сложность определения размеров отложения гололеда, обусловленную затруднениями при определении границы слоя из-за прозрачности льда. Решением указанной проблемы может стать доработка системы освещения прибора. Также необходимо отметить отсутствие в макете механизма поворота первого измерительного стержня вокруг оси, что является важным для определения средней толщины слоя ГИО и будет реализовано в будущем.

Наряду с вышесказанным, дальнейшее развитие прибора видится в разработке алгоритмов автоматической регистрации видов отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бучинский В. Е., 1966. Атлас обледенения проводов. — Л.: Гидрометеоздат. — 116 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1986. Вып. 3, ч. 1. — Л.: Гидрометеоздат. — 300 с.

Куров А. Б., Волков Н. Н., Окороков В. Ю., Синькевич А. А., Степаненко В. Д., 2007. Автоматизированный регистратор гололедно-изморозевых отложений ИО-1. — Труды ГГО, вып. 556, с. 192—201.

WMO, 1995. Manual on Codes: International Codes. Volume I.1 (Annex II to WMO Technical Regulations). Part A — Alphanumeric Codes. WMO, No. 306.

Руководящий документ, 1996. Инструкция. Критерии стихийных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. — СПб.: Гидрометеоздат. — 15 с.

УЧЕТ РАЗМЕРОВ СОЛНЦА В ЗАДАЧАХ О ПОГЛОЩЕНИИ ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

А. А. Важенин

Институт прикладной геофизики им. акад. Е. К. Федорова
129128 Москва, ул. Ростокинская, 9
e-mail: geophys@hydromet.ru

Поступила в редакцию 18.09.2008

Введение

При определении состава и концентрации газовых составляющих в верхней атмосфере (ВА) часто используется окклюзивно-затменный метод, основанный на анализе поглощения солнечного излучения атмосферой вблизи наблюдаемых на ИСЗ моментов восхода и захода Солнца. Данным методом может быть определена концентрация не только основных поглощающих газов — молекулярного кислорода и азота, но и малых газовых составляющих, например атмосферного озона.

Подобные эксперименты в России проводились, например, на орбитальной станции «Мир» (Поляков и др., 1999), на космических аппаратах (КА) «КОРОНАС-Ф» (Болдырев и др., 2007), «Салют-4» (Кондратьев и др., 1976). Из зарубежных экспериментов следует упомянуть такие серии американских спутниковых экспериментов, как SAM и SAGE (см., например, работы McCormicka et al. (1979), Полякова и др. (2004)), а также серию экспериментов OGO (см. например, работы Hedin, Thuillier (1988) и Jackson (1975)).

Во многих экспериментах (см., в частности, Weeks, Smith (1968)) для упрощения расчетов использовалось предположение о том, что Солнце — точечный источник излучения. Однако если учитывать, что Солнце — протяженный источник (со средним угловым диаметром $32'$), то очевидно, что солнечные лучи, приходящие на датчик, будут заключены внутри конуса с вершиной в датчике и основанием на видимом диске Солнца. Например, при средней высоте орбиты КА ~ 400 км диаметр сечения конуса в ближайшей к

Земле точке изменяется в зависимости от зенитного угла от 0 (при зенитном расстоянии, равном 90°) до почти 20 км (для лучей, проходящих вблизи горизонта). В этом случае лучи, приходящие на датчик из нижней (ближней к Земле) части конуса, при прохождении атмосферы поглощаются сильно, а лучи, приходящие из верхней части, — слабо. Учет этого явления значительно усложняет анализ экспериментов о поглощении излучения в атмосфере, и Солнце обычно рассматривают как точечный источник излучения, что ведет к возникновению систематической ошибки. Однако предположение о точечном источнике может быть полезным, поскольку значительно упрощает расчеты, связанные с определением параметров атмосферы исходя из поглощения излучения, поэтому целесообразно оценить вносимую им погрешность.

В данной работе выполнена оценка погрешности, вносимой предположением о Солнце как о точечном источнике излучения применительно к обработке результатов затменных экспериментов на КА с поглощением далекого ультрафиолетового излучения Солнца.

Условия эксперимента

Рассмотрение проведем для условий поглощения на КА «КОРОНАС-Ф», оснащенный аппаратурой ВУСС для регистрации солнечного излучения. Аппаратура ВУСС представляет собой вакуумный ультрафиолетовый спектрофотометр и в отличие от представленной в работе Болдырева и др. (2007), измеряет интенсивность излучения в спектральной области вблизи линии Лайман-альфа, основное поглощение которой в атмосфере Земли происходит за счет молекулярного кислорода (Николе, 1964).

Космический аппарат «КОРОНАС-Ф» имеет орбиту с наклоном около 83° , высотой в среднем от 400 до 500 км и периодом обращения около полутора часов (Кузнецов, 2002). За один виток КА один раз входит в теневую часть Земли и один раз выходит из нее на освещенную половину. При этом аппаратура ВУСС регистрирует уровень приходящего на нее солнечного излучения и выдает соответствующий телеметрический сигнал. На рис. 1 представлен типичный сигнал с КА «КОРОНАС-Ф» во время его

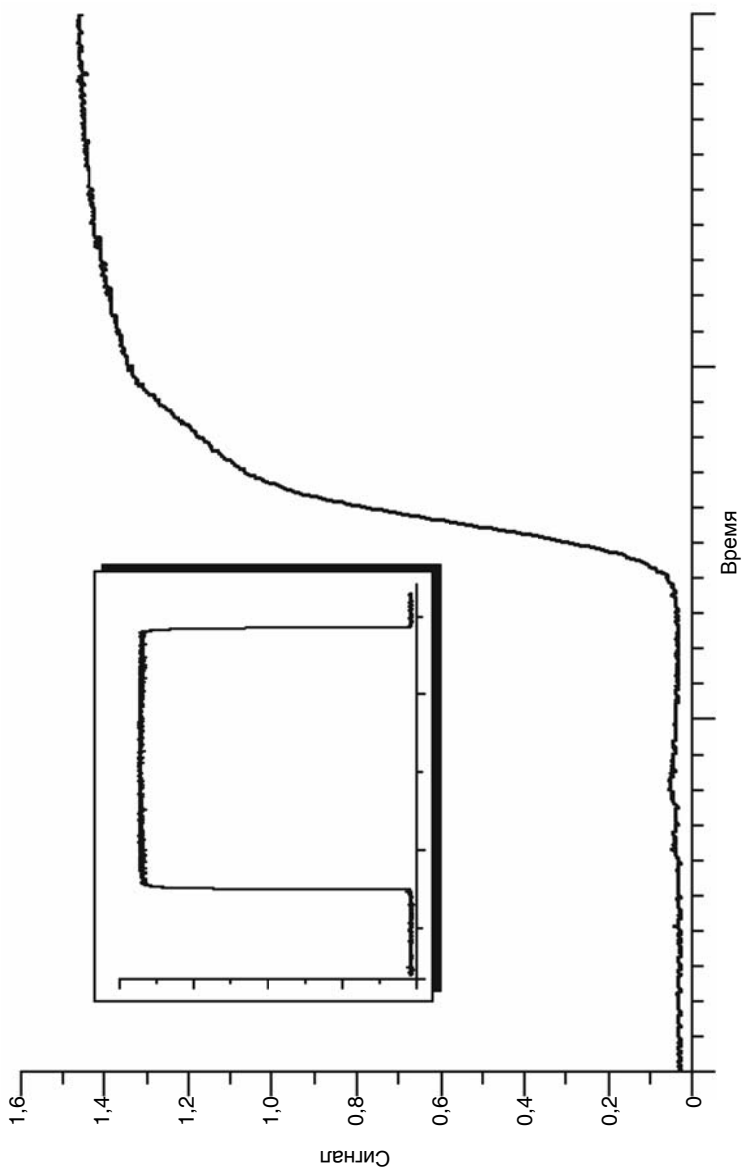


Рис. 1. Сигнал с аппаратуры ВУСС.

выхода из тени Земли в освещенную часть, а на врезке — сигнал, полученный за один полный виток КА. Из рис. 1 видно, что при выходе КА из тени Земли сигнал резко возрастает вследствие уменьшения поглощения излучения в земной атмосфере с высотой. Местоположение спутника, время восхода и захода определяются по алгоритму Hoots (1980).

Уровень сигнала напрямую зависит от интенсивности приходящего на датчик солнечного излучения. Интенсивность, в свою очередь, зависит от поглощения излучения в атмосфере. По величине ослабления регистрируемого ультрафиолетового излучения можно определить концентрацию поглощающих газов — преимущественно молекулярного кислорода — на разных высотах в атмосфере.

Перейдем к оценке погрешности, связанной с пренебрежением геометрическими размерами Солнца при расчете поглощения.

Методика расчетов

Рассмотрим сначала расчеты в предположении о том, что Солнце — точечный источник излучения. При этом интенсивность излучения I , ослабленного атмосферой, в некоторой точке на высоте h над поверхностью Земли описывается формулой

$$I(h) = I_{\infty} \exp(-\tau(h)),$$

где I_{∞} — излучение на верхней границе атмосферы, τ — оптическая толщина атмосферы.

Примем излучение одной «точки» поверхности Солнца (яркость) равным J_0 и допустим в первом приближении, что видимая поверхность Солнца — круг, у которого поверхностная яркость излучения распределена равномерно. Для случая точечного источника будем считать, что на поверхности Солнца излучает одна элементарная площадка, расположенная в центре реального Солнца, яркость которой равна суммарной яркости всех точек Солнца:

$$I_{\infty} = J_0 S_{\odot} = J_0 \pi R_{\odot}^2.$$

Здесь S_{\odot} — площадь видимой поверхности Солнца, а R_{\odot} — радиус Солнца.

В предположении об экспоненциальном распределении концентрации поглощающего газа в земной атмосфере (Rishbeth, Garriott, 1964) оптическая толща τ на заданной высоте h находится из соотношения

$$\tau(h) = \sigma H n(h) \text{Ch}(\chi, h), \quad (1)$$

где χ — зенитное расстояние Солнца, σ — сечение поглощения газа, H — высота однородной атмосферы (или шкала высот), $n(h)$ — концентрация поглощающего газа, $\text{Ch}(\chi, h)$ — функция скользящего падения (функция Чепмена).

Заметим, что в реальной атмосфере высота однородной атмосферы H изменяется с высотой. Однако функция Чепмена применима в точности лишь для сферически симметричной атмосферы при шкале высот, не зависящей от высоты. Поэтому в первом приближении будем считать шкалу высот H постоянной.

В этом случае концентрация поглощающего газа, входящая в (1), меняется с высотой экспоненциально:

$$n(h) = n_0 \exp\left(\frac{h_0 - h}{H}\right).$$

Сечения поглощения σ определены экспериментально для каждого газа и табулированы, например, в работах Ватанабе (1961), Мерзона (1986) или Hudson (1974).

Для вычисления функции Чепмена существуют различные алгоритмы расчетов (см., например, работы Fitzmaurice (1964) и Rees (1989)), а также таблицы (см., в частности, работу Wilkes (1954)).

В случае неточечного Солнца расчеты усложняются. Поскольку величина поглощения сильно зависит от плотности атмосферы и, следовательно, от высоты, можно разделить Солнце на горизонтальные «слои» с одинаковым поглощением. Для того чтобы найти полную интенсивность излучения, приходящего на датчик, необходимо просуммировать излучения, приходящие от каждого из таких «слоев»:

$$I_{\Sigma} = \sum_{i=-R/\Delta}^{R/\Delta} I_{i\infty} \exp(-\tau(h_i)).$$

Для того чтобы найти полную площадь диска Солнца, просуммируем все «слои» по вертикали:

$$S_{\odot} = \sum_{i=-R/\Delta}^{R/\Delta} S_i = 2\Delta \sum_i \sqrt{R_{\odot}^2 - i^2}, \quad (2)$$

где i — номер слоя, Δ — шаг суммирования.

Естественно, чем меньше шаг или чем больше радиус, тем точнее будет значение площади. Поскольку площадь в формуле (2) зависит от двух величин — радиуса круга и шага суммирования, были сделаны вычисления при их различных сочетаниях. При радиусе круга, равном реальному радиусу Солнца (695 300 км), даже при шаге 1000 км численное различие площади, рассчитанной по формуле (2), и площади, рассчитанной по формуле $S_{\odot} = \pi R_{\odot}^2$, меньше 0,0000001 %. Таким образом, использование формулы (2) дает малую погрешность вычислений.

Для определения интенсивности излучения необходимо для каждого участка Солнца выразить высоту луча h_i над поверхностью Земли и зенитное расстояние χ_i через i . На рис. 2 показана геометрия затменных экспериментов. Для наглядности пропорции изменены.

Высота точки на отрезке BC (что ввиду малого углового размера светила фактически совпадает с высотой луча, приходящего от Солнца с i -го слоя) описывается формулой

$$h_i = \frac{AB}{D} \cdot i + h_0.$$

Здесь D — расстояние от Земли до Солнца, h_0 — высота оси луча над Землей.

Зенитное расстояние Солнца χ_0 для оси луча (где $i = 0$) определяется по формуле

$$\chi_0 = 90^\circ \pm \arcsin \left(\frac{AB}{AO} \right),$$

где

$$AB = \sqrt{2R_E (h_{КА} - h_0) + h_{КА}^2 - h_0^2}, \quad AO = R_E + h_{КА},$$

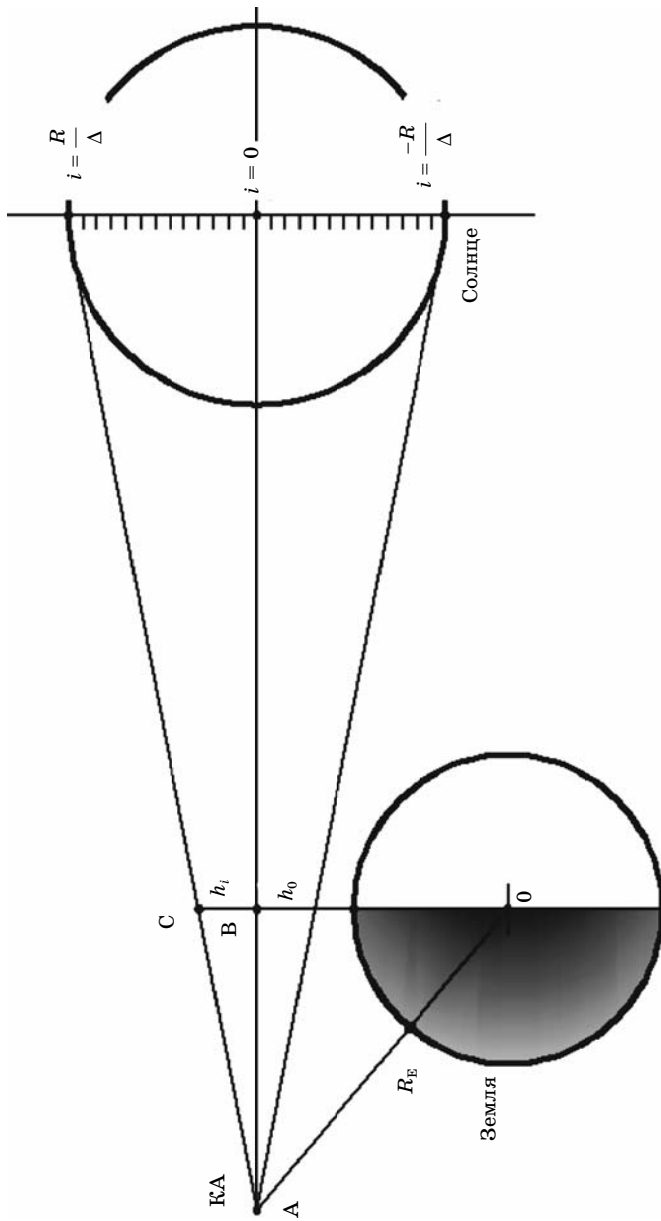


Рис. 2. Геометрия измерений при затменных экспериментах.

а для всех других лучей, приходящих на датчик от слоя i на Солнце, — по формуле

$$\chi_i = \chi_0 - \operatorname{arctg} \left(\frac{i}{D} \right).$$

Здесь R_E — радиус Земли, $h_{КА}$ — высота космического аппарата. Знак «минус» в выражении для χ_0 соответствует случаю, когда КА находится над освещенной стороной Земли, знак «плюс» — соответственно над затененной.

В случае когда КА находится над освещенной половиной Земли (зенитное расстояние меньше 90°), толщиной луча можно пренебречь, и задача сводится к задаче об интенсивности при точечном Солнце. Это объясняется тем, что на данных высотах (400–500 км) солнечный луч поглощается практически одинаково в своей верхней и в нижней части, а максимальное поглощение происходит как раз в той точке, где находится датчик.

Окончательно выражение для вычисления интенсивности излучения при «толстом» луче примет вид

$$I = 2\Delta J_0 \sum_{i=-R/\Delta}^{R/\Delta} \sqrt{R_\Theta^2 - i^2} \exp(-\tau_i).$$

Оптическая толща τ_i для любой высоты h_i рассчитывается по формуле (1).

Вычисление поглощения излучения во всем диапазоне чувствительности ВУСС

Чувствительность аппаратуры ВУСС неодинакова на разных участках спектра. Максимум чувствительности находится вблизи области Лайман-альфа (121,6 нм). Зависимость чувствительности от длины волны излучения показана на рис. 3 а. Поскольку диапазон чувствительности широк, следует рассмотреть поглощение во всем этом диапазоне.

Из рис. 3 б, построенного по данным Ватанабе (1961), видно, что сечение поглощения основного поглощающего газа —

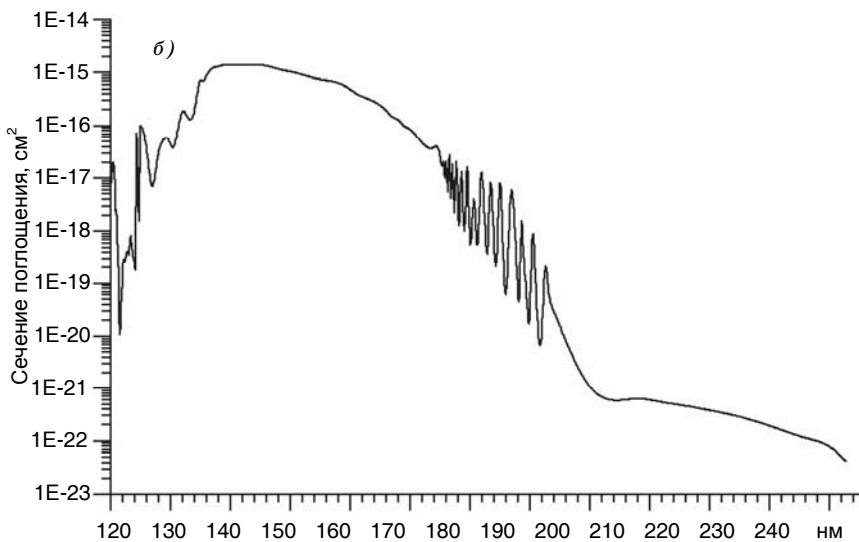
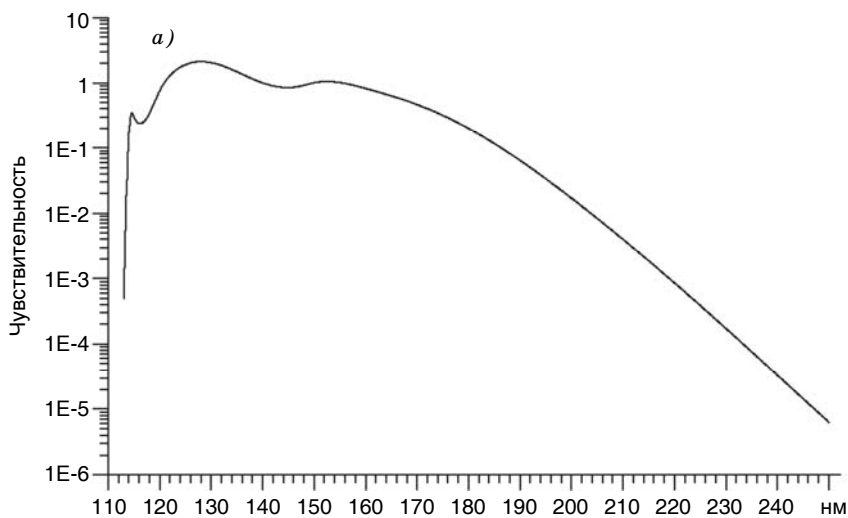


Рис. 3. Чувствительность ВУСС (а), сечения поглощения O_2 (б) и солнечный спектр (в) в диапазоне 120—250 нм.

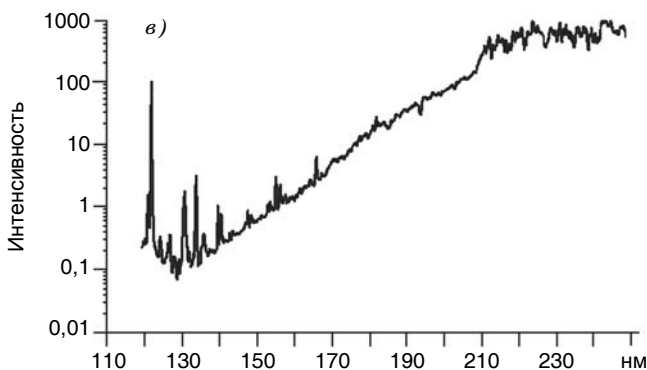


Рис. 3. Продолжение.

молекулярного кислорода — в этом диапазоне (120—250 нм) изменяется более чем на семь порядков. Солнечный спектр на различных длинах волн имеет разную интенсивность излучения, минимум интенсивности в рассматриваемой области спектра лежит вблизи 130 нм (рис. 3 в).

Из рисунков 3 а, в видно, что в диапазоне длин волн 120—250 нм чувствительность ВУСС изменяется более чем на пять порядков, а интенсивность солнечного спектра — примерно на четыре порядка, т. е. вклад длинноволнового УФ излучения в измеряемый сигнал пренебрежимо мал. Поэтому рассчитаем интенсивность солнечного излучения на каждой из длин волн в диапазоне 120—250 нм и найдем суммарное излучение всей поверхности Солнца при «тонком» и при «толстом» луче. Затем сравним их численные значения и проанализируем, можно ли при проведении подобных расчетов рассматривать Солнце как точечный источник.

Результаты

Интенсивность излучения Солнца, ослабленного при прохождении через атмосферу, в диапазоне длин волн 120—250 нм с шагом 0,1 нм была рассчитана. Для проведения расчетов поглощения использовались следующие входные данные: начальная высота h_0 (90 км), концентрация кислорода n_0 на начальной высоте

($1,479 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-3}$ согласно модели Jасchia (1977)), высота одной атмосферы H (5,92 км), высота КА (400 км), сечение поглощения на каждой из длин волн (см. рис. 3 б). Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Из табл. 1 видна следующая тенденция: чем выше над поверхностью Земли проходит солнечный луч, тем более слабое влияние оказывает «толщина» луча на поглощение излучения. Это связано с тем, что «толщина» луча уменьшается с высотой, вследствие чего уменьшается разница поглощения в верхней и в нижней частях луча, а также с тем, что чем выше над Землей проходит луч Солнца, тем медленнее изменяется с высотой концентрация поглощающих газов, в том числе молекулярного кислорода. Так, на высотах более ~50 км интенсивность излучения «большого» Солнца практически равна интенсивности излучения точечного Солнца.

Зато на высотах до ~50 км «толстый» луч дает большую интенсивность (меньшее поглощение) по сравнению с «тонким», так как излучение, пришедшее на датчик из верхней части луча, дает большой вклад в суммарную интенсивность. Чем ближе к поверхности Земли проходит солнечный луч, тем больше погрешность, связанная с использованием предположения о Солнце как о точечном источнике. Таким образом, если при расчетах поглощения на малых высотах в атмосфере пренебречь размерами

Таблица 1

Сравнение значений интенсивности ослабленного излучения, вычисленных с учетом (I_1) и без учета (I_2) размеров Солнца

Высота, км	I_1	I_2	I_1/I_2
20	3,287E+08	1,581E+07	20,795
30	3,851E+09	2,606E+09	1,478
40	1,696E+10	1,467E+10	1,156
50	4,981E+10	4,522E+10	1,102
60	1,182E+11	1,122E+11	1,053
70	2,325E+11	2,276E+11	1,022
80	3,876E+11	3,845E+11	1,008
90	5,698E+11	5,684E+11	1,003
100	7,660E+11	7,657E+11	1,000
150	1,732E+12	1,733E+12	1,000

Солнца, то рассчитанные значения поглощения излучения всегда будут завышены.

Выводы

При решении задач, связанных с расчетами поглощения солнечного излучения молекулярным кислородом в атмосфере Земли на высотах более 50 км, размерами Солнца можно пренебречь. Для меньших высот размеры Солнца играют значительную роль при вычислениях ослабления интенсивности солнечного излучения атмосферой, и их следует учитывать при расчетах. В частности, при анализе поглощения солнечного коротковолнового излучения на КА «КОРОНАС-Ф» всегда можно использовать предположение о Солнце как о точечном источнике излучения. Этот результат будет использован в дальнейшем для определения концентрации молекулярного кислорода на высотах от ~50 км до высоты орбиты КА «КОРОНАС-Ф» по данным измерений прибором ВУСС.

Автор выражает благодарность А. А. Нусинову и В. В. Катюшиной за полезные обсуждения и ценные замечания к данной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болдырев С. И., Иванов-Холодный Г. С., Коломийцев О. П. и др., 2007. Особенности эволюции орбиты ИСЗ «КОРОНАС-Ф» на заключительной стадии своего полета. — *Астрономический вестник*, т. 41, № 5, с. 453—457.

Ватанабе К., 1961. Поглощение коротковолнового излучения в атмосфере. В сб.: *Исследования верхней атмосферы с помощью ракет и спутников* / Под ред. Г. С. Иванова-Холодного. — М.: Изд-во иностр. лит., с. 280—353.

Кондратьев К. Я. и др., 1976. Измерения отношения смеси атмосферного водяного пара в стратосфере и мезосфере с помощью спектральной аппаратуры, установленной на орбитальной станции «Салют-4». — *Докл. АН СССР*, 266, 3, с. 563—565.

Кузнецов В. Д., 2002. Спутник «КОРОНАС-Ф» наблюдает Солнце вблизи максимума активности. — *Земля и Вселенная*, 2002, № 6, с. 11—22.

Мерзон Д. Б., 1986. Сечения поглощения газов в ближней УФ-области спектра, формирующих поле радиации в земной атмосфере. — *Оптические методы исследования и оптические характеристики атмосферы*, сер. Проблемы физики атмосферы, вып. 18.

Николе М., 1964. *Аэрономия*. — М.: Мир. — 300 с.

Поляков А. В., Поберовский А. В., Тимофеев Ю. М., 1999. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС «Мир». Валидация измерений вертикальных профилей содержания озона. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 35, 3, с. 322—328.

Поляков А. В., Тимофеев Ю. М., 2004. Влияние алгоритма решения обратной задачи на результаты зондирования атмосферы затменным методом (аппаратура SAGE III). — Исследование Земли из космоса, вып. 5, с. 15—20.

Fitzmaurice J. A., 1964, Simplification of the Chapman function for atmospheric attenuation. — Appl. Opt., 3, p. 640.

Jacchia L. G., 1977. Thermospheric temperature, density, and composition: new models. — Research in Space Science, SAO Special Report No. 375.

Jackson J. E., Vette J. I., 1975. OGO program summary. — NASA SP-7601, Dec. 1975.

Hedin A. E., Thuillier G., 1988. Comparison of OGO 6 measured thermospheric temperatures with the MSIS-86 empirical model. — J. Geoph. Res., V. 93, No. A6, p. 5965—5971.

Hoots F. R., Roehrich R. L., 1980. Models for Propagation of NORAD Element Sets. — Spacetrack report № 3.

Hudson R. D., 1974. Absorption Cross Sections of Stratospheric Molecules. — Can J. Chem., V. 52, p. 1465—1478.

McCormicka M. P. et al., 1979. Satellite studies of the stratospheric aerosol. — Bulletin of the American Meteorological Society, V. 60, Is. 9 (Sept., 1979), p. 1038—1046.

Rees M. H., 1989. Physics and chemistry of the upper atmosphere. — Cambridge.

Rishbeth H., Garriott O. K., 1964. Introduction to the ionosphere and geomagnetism. — Tech. report № 8.

Weeks L. H., Smith L. G., 1968. Molecular oxygen concentration in the upper atmosphere by absorption spectroscopy. — J. Geoph. Res., V. 73, No. 15, p. 4835—4849.

Wilkes M. V., 1954. A table of Chapman's grazing incidence integral $Ch(x, \chi)$. — Proc. Phys. Soc., B 67, p. 304—308.

УДК 551.509.59

ОЦЕНКА УСПЕШНОСТИ И ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ПОЛЕЗНОСТИ ПРОГНОЗОВ ПОЖАРООПАСНОСТИ ЛЕСОВ АДЫГЕИ

В. В. Гусева

Адыгейский центр по гидрометеорологии и мониторингу
окружающей среды
385000 Майкоп, ул. Крестьянская, 263
e-mail: gidromet@maikop.ru

Поступила в редакцию 11.11.2008, после доработки 01.12.2008

Введение

Лесное хозяйство — одна из наиболее погодозависимых отраслей экономики. Основной причиной гибели лесов являются пожары. Площадь лесов Российской Федерации, погибших за последние 20 лет под воздействием огня, составляет более 4,6 млн. га (Кобельков, 2008).

Внедрение в оперативную практику лесных хозяйств эффективных экономико-метеорологических моделей оптимального использования прогнозов позволяет значительно снизить издержки за счет заблаговременного учета возможной опасной погоды. Размер предотвращенных потерь напрямую зависит от скорости реагирования противопожарных подразделений — степени их готовности к условиям начала возгораний и эффективности противопожарных мероприятий, отвечающих расчетному классу пожароопасности.

Прогноз пожароопасности относится к специализированным прогнозам и, согласно работам Хандожко (2006, 2008), должен обладать известными качествами, определяемыми его *формулировкой*, приемлемой для данного потребителя, и *достоверностью*. Знание текущей успешности прогнозов позволяет разрабатывать новые методы прогнозирования и совершенствовать уже имеющиеся, определять эффективность работы прогностического подразделения.

В настоящей статье рассматриваются некоторые теоретические и методические основы оценки успешности и экономической полезности прогнозов пожароопасности в лесном хозяйстве.

В основу постановки задачи положена экономическая оценка потерь вследствие лесных пожаров, вызванных опасными метеорологическими условиями, подлежащими постоянному оперативному мониторингу состояний метеорологической среды. Решение задачи оценки экономической полезности прогнозов пожароопасности лесов осуществляется при условии стратегии доверия прогнозам и доступных потребителю мер защиты.

Оценка успешности прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи

Во всех прогностических подразделениях Гидрометслужбы России, на территории которых лесные пожары представляют особую социальную и экономическую опасность, ведутся разработки соответствующих прогнозов пожароопасности лесов, оцениваются их качество и экономическая полезность. Согласно методу, предложенному в работе Хандожко (2005), в целях оценки успешности прогнозов пожароопасности требуется предварительное составление матриц сопряженности методических и инерционных прогнозов.

При этом рассматриваются оперативные суточные прогнозы пожароопасности на основе учета прогнозируемой температуры и влажности воздуха, согласно В.Г. Нестерову. В целях оценки хозяйственной предпочтительности методических прогнозов относительно инерционных используется ряд показателей оценки успешности и, в конечном счете, экономической полезности.

Матричная система оценки, как показывает практика, является наиболее эффективным способом представления результатов прогнозирования. Составляется матрица сопряженности методических прогнозов, которая имеет известный вид (табл. 1).

Наряду с матрицей сопряженности методических прогнозов $|n_{ij}|_m$ аналогично составляется матрица сопряженности инерционных прогнозов $|n_{ij}|_{ин}$. Разработка ее выполняется по данным о фактической погоде за каждый текущий день данного месяца. Алгоритм расчета $|n_{ij}|_m$ и $|n_{ij}|_{ин}$ приведен в работах Хандожко (2005, 2006).

Для оценки успешности прогнозов пожароопасности по данным Адыгейского ЦГМС, согласно работе Хандожко и др. (2008), были составлены матрицы сопряженности методических и инер-

Таблица 1

Матрица сопряженности методических прогнозов пожароопасности

Фактически наблюдались (Φ_i) явления, неблагоприятные условия погоды	Прогнозировались (Π_j) явления, неблагоприятные условия погоды		$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$
	Π — наличие	$\bar{\Pi}$ — отсутствие	
Φ — наблюдались	n_{11}	n_{12}	n_{10}
$\bar{\Phi}$ — не наблюдались	n_{21}	n_{22}	n_{20}
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	n_{01}	n_{02}	N

Примечание. n_{ij} — повторяемость случаев: n_{11} и n_{22} — оправдавшиеся прогнозы, n_{12} — ошибки-пропуски, n_{21} — ошибки-страховки. При этом n_{12} и n_{21} — ошибки, разные по частоте, и $n_{21} > n_{12}$.

ционных прогнозов, соответствующие пожароопасным периодам 2001—2008 гг. (табл. 2). Классы пожароопасности объединены в две группы, что отвечает условию принятой альтернативной оценки прогнозов и подтверждается практикой выбора решений потребителя.

Таблица 2

Матрицы сопряженности методических и инерционных прогнозов пожароопасности по территории Адыгеи за пожароопасные периоды (май—сентябрь) 2001—2008 гг.

Фактически наблюдались, Φ_i	Прогнозы, Π_j					
	методические			инерционные		
	Π (4—5-й кл.)	$\bar{\Pi}$ (1—3-й кл.)	$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$	Π (4—5-й кл.)	$\bar{\Pi}$ (1—3-й кл.)	$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$
Φ (4—5-й кл.)	172	3	175	123	52	175
$\bar{\Phi}$ (1—3-й кл.)	2	867	869	52	817	869
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	174	870	1044	175	869	1044

Под успешностью прогнозирования пожароопасности понимается адекватность ожидаемых опасных условий погоды (прогнозируемый класс пожароопасности) фактическому состоянию метеорологической пожароопасности. Для оценки успешности альтернативных прогнозов используются следующие критерии (Хандожко, 2005):

1) общая оправдываемость прогнозов

$$p = \frac{n_{11} + n_{22}}{N}, \quad (1)$$

где n_{11} и n_{22} — число случаев оправдавшихся прогнозов соответственно при сочетании $\Pi \sim \Phi$ и $\bar{\Pi} \sim \bar{\Phi}$;

2) критерий надежности прогнозов (по Н. А. Багрову)

$$H = \frac{p - p_{\text{сл}}}{1 - p_{\text{сл}}}, \quad (2)$$

где p — общая оправдываемость прогнозов, $p_{\text{сл}}$ — общая оправдываемость случайных прогнозов, рассчитываемая по формуле

$$p_{\text{сл}} = \frac{n_{10}n_{01} + n_{20}n_{02}}{N^2}; \quad (3)$$

3) критерий точности прогнозов (по М. А. Обухову)

$$Q = 1 - \left(\frac{n_{12}}{n_{10}} + \frac{n_{21}}{n_{20}} \right); \quad (4)$$

4) информационное отношение

$$v = \left(\frac{H(\Phi) - H(\Pi)}{H(\Phi)} \right) = 1 - \frac{H(\Pi)}{H(\Phi)}, \quad (5)$$

где $H(\Phi)$ и $H(\Pi)$ — соответственно безусловная (климатическая) и условная (прогностическая) энтропия осуществления явления;

5) меры Гудмэна—Крускала

$$\tau(\Pi/\Phi) = \frac{\sum_i \sum_j [(Nn_{ij} - n_{i0}n_{0j})^2 / n_{0j}]}{N(N^2 - \sum_j n_{i0}^2)}, \quad (6)$$

$$\tau(\Phi/\Pi) = \frac{\sum_i \sum_j [(Nn_{ij} - n_{i0}n_{0j})^2 / n_{i0}]}{N(N^2 - \sum_j n_{0j}^2)}, \quad (7)$$

$$\tau = f[\tau(\Pi/\Phi), \tau(\Phi/\Pi)], \quad (8)$$

где n_{ij} — частоты в матрице сопряженности, соответствующие перекрестному положению при выбранных значениях n_{i0} и n_{0j} .

Мера τ характеризует успешность прогнозирования различных категорий (градаций) Π , выраженную пропорционально частоте фактически наблюдавшихся фаз явления Φ .

Все критерии представляют собой безразмерные характеристики, изменяющиеся в интервале $[0; 1]$.

По формулам (1)—(8) с использованием данных табл. 2 были выполнены расчеты критериев успешности прогнозов пожароопасности. Обобщенные результаты расчетов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Оценка успешности альтернативных прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи за пожароопасный период 2001—2008 гг.

Критерий успешности	Прогноз	
	методический	инерционный
Общая оправдываемость p	96,2 %	90,0 %
$p_{сл}$	71,1 %	
Критерий надежности прогнозов по Багрову H	0,869	0,640
Критерий точности прогнозов по Обухову Q	0,980	0,643
Информационное отношение ν	0,801	0,689
Меры Гудмэна—Крускала	0,755	0,275

Из таблицы видно несомненное преимущество методических прогнозов, особенно очевидное по результатам оценки критерия Гудмэна—Крускала (τ), отражающего успех градаций прогноза Π_i пропорционально частоте Φ_i .

Экономическая полезность прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи

Экономическая полезность оперативных методических прогнозов рассматривается посредством оценки двух основных показателей — экономического эффекта и экономической эффективности.

Экономический эффект определяется как сбереженные за счет использования метеорологических прогнозов материальные средства или иные ценности за вычетом необходимых для этого затрат. Это абсолютная величина достижения результата — более выгодного использования методических прогнозов относительно инерционных. В целях сравнительной оценки полезности прогнозов, используемых различными потребителями, определяется экономическая эффективность.

Согласно методу, предложенному в работе Хандожко (2006), в целях оценки экономического эффекта и экономической эффективности прогнозов пожароопасности необходимо наряду с матрицей сопряженности прогнозов (см. табл. 2) разработать матрицу потерь потребителя.

В результате прямого воздействия погодных условий в хозяйственной практике возможны экономические издержки и потери. Потребитель несет максимально возможные потери в случае, если он не располагает необходимой прогностической информацией или ее игнорирует. Такие потери отмечаются и по вине прогнозиста, что связано с пропуском опасного явления (n_{12}), хотя такого рода ошибки в случае методического прогноза относительно редки.

Исследование производственной специфики потребителя и степени влияния погодных условий на его хозяйственную деятельность позволяет установить функцию полезности, или функцию потерь потребителя, дискретным выражением которой является матрица потерь второго порядка ($n = m = 2$).

Матрица потерь, как известно (Хандожко, 2005, 2006), содержит экономические последствия решений и действий $d(\Pi)$ потребителя, выраженных в денежном измерении, в зависимости от того, на какую погоду он ориентировался (Π_j) и что фактически наблюдалось (Φ_j). В случае альтернативных действий потребителя $[d(\Pi), d(\bar{\Pi})]$ согласно прогнозам и соответственно фактическим реализациям погоды ($\Phi, \bar{\Phi}$) матрица потерь записывается в виде

$$S_{ij} = \begin{array}{c|cc} & \Phi_i & \\ \hline & & d(\Pi_j) \\ \hline & & d(\Pi) & d(\bar{\Pi}) \\ \hline \Phi & S_{11} + \varepsilon S_{12} & S_{12} \\ \hline \bar{\Phi} & S_{21} & S_{22} \end{array} \cdot \quad (9)$$

Здесь S_{11} — затраты потребителя на защитные мероприятия, отвечающие прогнозу «явление (опасный класс пожароопасности) ожидается» (Π);

εS_{12} — непредотвращенные потери (L_n) — часть максимально возможных потерь ($S_{12} = L_m$), которую не удалось предотвратить;

ε — коэффициент (долевая часть) непредотвращенных потерь ($\varepsilon S_{12}/S_{12}$);

S_{12} — максимально возможные потери (L_m) лесного хозяйства в случае не предусмотренного в прогнозе опасного класса пожароопасности, т. е. те потери, которые возможны при ошибке — пропуске опасного явления (n_{12}) в ситуации $\bar{\Pi} \sim \Phi$;

S_{21} — затраты потребителя на защитные мероприятия в случае, когда явление прогнозировалось, но фактически не наблюдалось, что отвечает ситуации $\Pi \sim \bar{\Phi}$; это те издержки, которые возможны при ошибке-страховке (n_{21});

$S_{22} = 0$ — потери отсутствуют — явление не прогнозировалось ($\bar{\Pi}$) и фактически не наблюдалось ($\bar{\Phi}$).

Величину εS_{12} в (1) следует рассматривать в зависимости от коэффициента непредотвращенных потерь ε , отражающего меру кардинальности принимаемых мер лесозащиты в ситуации, если

прогнозировалось Π и фактически наблюдалось Φ . Величина ε меняется в пределах от 0 до 1.

Согласно исследованиям, выполненным в области экономической метеорологии (Хандожко, 2005, 2006, 2008; Хандожко и др., 2008), установлено, что величина ε находится преимущественно в пределах 0,2—0,3, только в сельскохозяйственном производстве она заметно больше.

Прямые потери (S_{12}) от лесных пожаров, согласно Щетинско-му (2001), можно определить по формуле вида

$$s_{12} = L_m = M \cdot \Pi \cdot S_3 + Z_{\text{пр}}, \quad (10)$$

где M — средние ликвидные запасы древесины ($\text{м}^3/\text{га}$); Π — стоимость 1 м^3 ликвидных запасов древесины и побочных даров леса (тыс. руб./ м^3); S_3 — площадь (га) пожара третьего класса природной пожарной опасности, что соответствует четвертому классу метеорологической пожароопасности, согласно классификации В. Г. Нестерова (Нестеров, 1954); $Z_{\text{пр}}$ — затраты на пожаротушение (тыс. руб.).

Точность расчета S_{12} по формуле (10) связана, прежде всего, с меняющимися интенсивностью и площадью распространения очагов лесных пожаров, что устанавливается потребителем.

Для оценки экономической полезности прогнозов пожароопасности на территории Адыгеи по данным Управления лесами республики (Березкин и др., 2002) была разработана матрица потерь (табл. 4). Для определения элементов данной матрицы

Таблица 4

Матрица потерь потребителя (тыс. руб./прогноз)

Фактически наблюдалось, Φ_i	Потребитель принимает решение d , ориентируясь на прогноз Π_j	
	$d(\Pi)$ Принимаются меры защиты согласно тексту прогноза Π (4—5-й класс)	$d(\bar{\Pi})$ Работа выполняется согласно тексту прогноза $\bar{\Pi}$ (1—3-й класс)
Φ (4—5-й класс)	68,3+280,8	1766,2
$\bar{\Phi}$ (1—3-й класс)	28,1	0

были привлечены сведения о стоимости пользования лесными угодьями, скорости распространения лесных пожаров и средних расходах на пожаротушение (Хандожко и др., 2008).

Оценка экономической полезности прогнозов требует предварительного расчета такого критерия оптимальности, как средние потери при использовании потребителем как методических прогнозов, так и возможных — инерционных.

Теоретическая и методическая основа расчета средних потерь связана с уточнением байесовского подхода. Исходные условия и необходимость этого показателя приведены в учебнике «Экономическая метеорология» (Хандожко, 2005). Средние потери (в статистическом смысле) рассчитываются как для методических, так и для инерционных прогнозов. Для этого используется матрица потерь, характеризующая последствия действий потребителя, а также соответствующая матрица сопряженности прогнозов. Средние потери при использовании методических прогнозов определяются по формуле

$$\bar{R}_m = \frac{1}{N} [n_{11}(s_{11} - s_{12}(1 - 2\varepsilon)) + n_{21}s_{21} + n_{12}s_{12}], \quad (11)$$

где s_{ij} — элементы матрицы потерь; $S_{11} - S_{12}(1 - 2\varepsilon)$ — величина выгоды реализации прогнозов в ситуации $\Pi \sim \Phi$; n_{ij} — элементы матрицы сопряженности методических прогнозов, разрабатываемых в ЦГМС; ε — коэффициент непредотвращенных потерь; N — общее число прогнозов за исследуемый пожароопасный период.

Средние потери в случае использования потребителем инерционных прогнозов, т. е. прогнозов на основании текущих, фактических условий погоды (на завтра прогнозируется та метеорологическая ситуация и соответственно тот класс пожароопасности, которые отмечаются сегодня), определяются следующим образом:

$$\bar{R}_{ин} = \frac{1}{N} [n_{11}^{ин}(s_{11} - s_{12}(1 - 2\varepsilon)) + n_{21}^{ин}s_{21} + n_{12}^{ин}s_{12}]. \quad (12)$$

Обратим внимание, что в формулах (11), (12) характеристика потребителя сохраняется: $(S_{11} - S_{12}(1 - 2\varepsilon))$, меняется лишь информация (прогнозы), которую он может использовать.

Экономический эффект и экономическая эффективность

Следуя положениям, изложенным в работах Хандожко (2005, 2006, 2008), запишем формулу для расчета экономического эффекта:

$$\mathcal{E} = \beta N \left[\left(\bar{R}_{ин} - \bar{R}_м \right) - \mathcal{Z}_{ин} \right], \quad (13)$$

где $\beta = 0,7$ — коэффициент долевого участия в системе Гидрометслужбы прогностического подразделения ЦГМС в получении экономического эффекта прогнозов (при *полной* оплате прогнозов по согласованию с потребителем величина β может приниматься равной единице). Однако потребитель не может полностью возместить затраты на разработку прогнозов (наблюдения, связь, научное, информационное, энергетическое и техническое обеспечение). Значительную долю издержек несет государство. В формуле (13) также использованы следующие обозначения: N — общее число прогнозов; $\Delta \bar{R}_м^{ин} = \bar{R}_{ин} - \bar{R}_м$ — сбереженные материальные ценности; $\mathcal{Z}_{ин}$ — стоимость единицы прогностической информации — затраты на разработку прогноза пожароопасности.

Экономический эффект есть абсолютная величина достижения производственного результата на основе более выгодного использования методических прогнозов относительно инерционных. При этом разность средних потерь $(\bar{R}_{ин} - \bar{R}_м)$ есть снижение потерь, отражающее сбережение материальных или иных ценностей (средств, финансов, продукции лесных ресурсов и т. п.). Это сбережение получено за счет метеорологических прогнозов известной стоимости $\mathcal{Z}_{ин}$ (так называемых предпроизводственных затрат).

Экономическая эффективность есть отношение экономического эффекта к затратам на его получение:

$$P = \frac{\mathcal{E}}{N \cdot \mathcal{Z}_{ин}}. \quad (14)$$

Выражение (14) отражает удельную меру экономической полезности прогнозов — сбережение материальных ценностей потребителя на 1 рубль затрат на разработку прогнозов в оперативной синоптической практике.

Для получения более полной картины качества прогнозов пожароопасности на основании исходной матрицы сопряженности (см. табл. 2) целесообразно рассмотреть возможное условно заданное изменение ошибочности прогнозирования (Δ) и возникающее в результате него изменение величины экономической полезности. Для проведения расчетов за исходную матрицу ($\Delta = 0$) была принята матрица сопряженности, составленная по данным Адыгейского ЦГМС (см. табл. 2).

Увеличивая или уменьшая значение ошибок-пропусков (n_{12}) и ошибок-страховок (n_{21}) в диапазоне от 25 до 100 % (или в долях единицы), можно тем самым установить изменение успешности и экономической полезности прогнозов. При этом матрица сопряженности инерционных прогнозов остается неизменной.

В табл. 5 в качестве примера приведены матрицы сопряженности методических прогнозов с изменением ошибочности (n_{12} , n_{21} на величину $\Delta = \pm 50$ %).

Таблица 5

Матрицы сопряженности методических и инерционных прогнозов пожароопасности при отрицательных и положительных значениях Δ

Фактически наблюдалось, Φ_i	Прогнозы, Π_j					
	методические			инерционные		
	Π (4—5-й кл.)	$\bar{\Pi}$ (1—3-й кл.)	$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$	Π (4—5-й кл.)	$\bar{\Pi}$ (1—3-й кл.)	$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$
	$\Delta = -50$ %					
Φ (4—5-й кл.)	173,5	1,5	175	123	52	175
$\bar{\Phi}$ (1—3-й кл.)	1	868	869	52	817	869
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	174,5	869,5	1044	175	869	1044
	$\Delta = 50$ %					
Φ (4—5-й кл.)	170,5	4,5	175	123	52	175
$\bar{\Phi}$ (1—3-й кл.)	3	866	869	52	817	869
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	173,5	870,5	1044	175	869	1044

Величину Δ будем рассматривать как возможную ошибочность методического прогноза и назовем ее отрицательной ошибочностью. Тем самым отклонение Δ рассматривается (задается) относительно известного уровня успешности прогнозов, характерного для данного явления и региона прогнозирования.

Изменение ошибочности прогнозов, заданное в диапазоне 25—100 % как в сторону увеличения так и в сторону уменьшения, позволило установить тесную взаимосвязь между качеством прогнозов и получаемым при их реализации экономическим эффектом \mathcal{E} . Результаты расчета показателей экономической полезности (\mathcal{E} , P) при различной ошибочности прогнозов приведены в табл. 6.

Результаты расчетов, приведенные в табл. 6, представлены на рис. 1, на котором дается оценка зависимости экономического эффекта от изменения успешности Δ и точности Q (критерий точности по Обухову) прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи.

Таблица 6

Результаты расчетов средних потерь (\bar{R}), экономического эффекта (\mathcal{E}) (при $\epsilon = 0,25$), экономической эффективности (P) и критерия точности прогнозов (Q) при заданных параметрах изменения ошибочности прогнозов пожароопасности (Δ)

Δ	\bar{R}_m тыс. руб.	$\bar{R}_{ин}$ тыс. руб.	\mathcal{E} тыс. руб.	P	Q_m
-1	-136,5	-6,6	94332	100	1
-0,75	-134,7	-6,6	92967	99	0,995
-0,5	-132,8	-6,6	91569	97	0,990
-0,25	-130,8	-6,6	90108	96	0,985
0	-129,0	-6,6	88777	94	0,980
0,25	-127,2	-6,6	87476	93	0,976
0,5	-125,3	-6,6	86088	91	0,971
0,75	-123,6	-6,6	84845	90	0,966
1	-121,6	-6,6	83384	89	0,961

Примечание. Знак «минус» означает отрицательные потери, т. е. выгоду использования прогнозов.

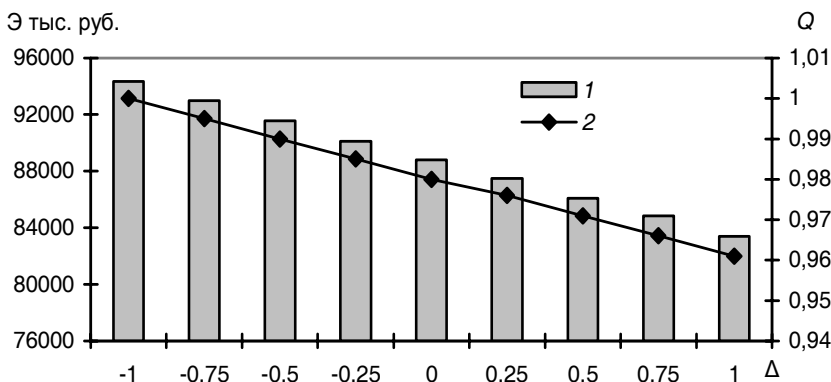


Рис. 1. Зависимость экономического эффекта Э (1) прогнозов пожароопасности от изменения ошибочности Δ и точности прогнозов Q (2).

Из рисунка видно, что при максимальном уменьшении ошибочности прогнозов — на 100 % ($\Delta = -1$) — потребитель получает наибольшую выгоду от их использования. И, наоборот, при $\Delta = 1$ средние потери в заданном интервале ошибок прогнозирования максимальны, и экономический эффект при этом минимален.

Малые исходные значения ошибок прогнозирования ($n_{12} = 3$ и $n_{21} = 2$) и их изменения в пределах $\pm 100\%$ не дают существенных различий экономического эффекта. Действительно, при $n_{12} = 3$ предупредительность $q_{11} = n_{11}/n_{10} = 0,98$, а при $n_{12} = 6$ соответственно $q_{11} = 0,97$. Средние отрицательные потери (выгода реализации прогнозов) изменились примерно на 11 %.

За восемь исследованных лет экономический эффект использования прогнозов пожароопасности лесов находится в пределах 83—94 млн. рублей при фактических результатах прогнозирования ($\Delta = 0$) 89 млн. руб. За один теплый сезон экономический эффект прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи составляет 11,1 млн. руб.

Экономическая эффективность показывает, что на 1 рубль затрат на прогнозы в ЦГМС лесные богатства сберегаются на 94 рубля.

Заключение

Представленная здесь методика оценки метеорологической полезности прогнозов пожароопасности достаточно полно учитывает как экономические издержки потребителя (лесного хозяйст-

ва) в период проявления пожароопасных условий, так и их последствия. Они отражены в матрице потерь применительно к лесному хозяйству. В целом использован базовый подход, приведенный в работах.

Анализ полученных результатов успешности прогнозов показывает, что методические прогнозы имеют явное преимущество относительно инерционных по всем показателям успешности. Наиболее существенное различие отмечается по критериям v и t . Повышение качества прогнозов приводит к заметному увеличению их экономического эффекта в практике использования в лесном хозяйстве. Прогнозы пожароопасности лесов Адыгеи имеют довольно высокую успешность, что может, наряду с полученной оценкой экономического эффекта, рассматриваться в качестве весомого аргумента для потребителя в пользу заключения долгосрочных договоров о специализированном гидрометеобеспечении.

Получаемый экономический эффект, составляющий более 10 млн. рублей за сезон, определяется качеством прогнозирования метеорологических условий пожароопасности, степенью подверженности потребителя неблагоприятной погоде, его умением по-хозяйски использовать прогнозы, а также технологическим и стоимостным уровнем мер защиты лесов от неблагоприятных условий погоды. Приведенные результаты расчетов являются убедительным доказательством, подтверждающим экономическую полезность прогнозов пожароопасности.

Экономическая результативность прогнозов для данной отрасли экономики региона позволяет более обоснованно планировать развитие лесного хозяйства как национального богатства Республики Адыгея.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бедрицкий А. И., 2000. Влияние погоды и климата на устойчивость развития экономики. — Новые тенденции в гидрометеорологии, вып. 5, с. 5—13.
- Березкин Н. Г., Татлок З. Р., Уджуху Р. З., 2002. Денежная оценка лесных ресурсов Республики Адыгея. — Майкоп: Изд. МГТУ. — 5 с.
- Кобельков М. Е., 2008. Система лесопатологического мониторинга как инструмент оценки ущерба от повреждения лесов и оценка экономической эффективности от лесозащитных мероприятий. — Метеоспектр, № 3, с. 41—43.
- Нестеров В. Г., 1954. Общее лесоводство. Учебное пособие для лесотехнических и лесохозяйственных вузов. Изд. 2-е, испр. и доп. — М., Л.: Гослесбумиздат. — 656 с.

Хандожко Л. А., 2005. Экономическая метеорология. — СПб.: Гидрометеоиздат. — 490 с.

Хандожко Л. А., 2006. Метод оценки экономического эффекта и экономической эффективности метеорологических прогнозов. — Метеоспектр, № 2, с. 27—40.

Хандожко Л. А., 2008. Экономическая эффективность метеорологических прогнозов. — Обнинск, изд. ВНИИГМИ—МЦД. — 145 с.

Хандожко Л. А., Гусева В. В., 2008. Оценка экономического эффекта прогноза пожароопасности лесов. — Метеоспектр, № 1, с. 69—80.

Щетинский Е. А., 2001. Охрана лесов. — М., изд. ВНИИЛИ. — 359 с.

Николай Николаевич Калитин

К 125-летию со дня рождения

Николай Николаевич Калитин (1884—1949) — разносторонний геофизик, исследователь, талантливый организатор и педагог — принадлежит к числу основоположников отечественной актинометрии. Он внес неоценимый вклад в становление и развитие радиационных исследований в нашей стране, во многом определив проблематику работ на многие годы вперед. Сегодня, когда в нашей стране актинометрией и атмосферной оптикой занимаются сотни специалистов, мы должны с особым чувством признательности вспомнить о Николае Николаевиче Калитине, который всю свою жизнь отдал служению науке.

11 апреля 2009 г. исполнилось 125 лет со дня рождения Николая Николаевича Калитина. Этой памятной дате посвящается публикация воспоминаний доктора искусствоведения, профессора Санкт-Петербургского государственного университета Нины Николаевны Калитиной о своем отце.

О Николае Николаевиче Калитине

Н. Н. Калитина

Санкт-Петербургский государственный университет

В 2005 г. издательство Санкт-Петербургского университета опубликовало мои мемуары «Странички воспоминаний». В этой небольшой книге я рассказываю о своих учителях, коллегах, о встречах с интересными людьми, о путешествиях по русской земле и зарубежным странам. Естественно, что я вспоминаю и о своих родителях. Воспоминания эти кратки и небогаты. Начав писать, я поняла, что знаю мало, непростительно мало о своей семье и судить грамотно об их труде, их жизни мне очень трудно. Почему так получилось?

Я была поздним ребенком — отец женился, когда ему было уже за сорок. Лучший период творческой деятельности моего отца, а именно 1920—1930-е годы, я просто не могла воспринимать из-за своего малого возраста. Только в конце 1930-х годов я, пожа-

луй, уже была в состоянии составить представление о научной деятельности моего отца, хотя и оно было достаточно поверхностным, ибо мои формирующиеся пристрастия, интересы были далеки от сферы интересов отца, да и мамы тоже. Они были физиками, геофизиками. Я же, безусловно, тяготела к сугубо гуманитарным проблемам. Добавим к этому, что родители никогда не пытались сделать из меня единомышленника, последователя, и их слабые попытки приобщить меня к точным наукам, естествознанию не получали продолжения как заведомо бесперспективные.

Тем не менее я считаю возможным высказать ряд суждений о научной деятельности Н. Н. Калитина, ибо какая-то (завершающая) часть его жизни протекала на моих глазах. Мне был знаком стиль его работы и — шире — жизни. К тому же, несмотря на все потери, связанные с семейным архивом (в Павловске во время войны был разрушен не только папин Институт, но и дом, где мы жили и где многие годы накапливались «отзвуки прожитого»), я все же имею список научных работ Н. Н. Калитина и собственноручно составленную им биографию. Мама сохранила и некрологи, появившиеся после кончины отца, и телеграммы, присланные по этому печальному поводу.

Николай Николаевич Калитин родился в апреле 1884 г. в селе Сирковицы Волосовского района Ямбургского уезда Петербургской губернии. Когда новорожденному было всего полторы недели, семья Калитиных переехала в Павловск, где глава семьи начал преподавать столярное дело в учительской семинарии. Как и многие русские семьи в ту пору, семья Калитиных была большой: три сына и две дочери.

Учиться Колю Калитина определили в Царскосельскую гимназию, куда он ездил из Павловска. Вспоминая гимназические годы, отец неизменно повторял, что ему постоянно не хватало времени. В этом были повинны не только поездки, но и необходимость подрабатывать — отец «подгонял» по математике и физике нерадивых гимназистов. Кроме того, еще будучи гимназистом 7-го класса, он начал трудиться в качестве вычислителя и наблюдателя в Змейковом отделении Павловской магнитно-метеорологической обсерватории.

В 1904 г., окончив гимназию, Н. Н. Калитин поступил на физико-математический факультет Санкт-Петербургского универси-

тета. Отец выбрал группу астрономии и несколько раз во время учебы выступал с докладами на заседаниях Астрономического общества. За годы учебы в Университете им были опубликованы четыре научные работы. С чувством особой благодарности Н. Н. Калитин вспоминал своих «астрономических» учителей из Пулково: Ганского, Витрама, Тихова, Костинского. Однако после окончания университета в 1911 г. Николай Калитин отошел в своих научных занятиях от вопросов собственно астрономии и занялся всесторонним изучением радиационных свойств атмосферы.

Обязательную воинскую повинность мой отец отбывал в 1911—1912 г. сначала на Кавказе (в артиллерии), а затем в Петербурге в Воздухоплавательной школе. Вернувшись после демобилизации в Обсерваторию, Николай Николаевич стал работать в должности адъюнкта-наблюдателя по метеорологии. Когда началась Первая мировая война, Н. Н. Калитин был мобилизован и направлен в качестве преподавателя в Воздухоплавательную школу Петербурга, а затем Гатчины. Он вел занятия по метеорологии, аэрологии и аэронавигации. В своей автобиографии Н.Н. Калитин отмечает, что в это время «научился самостоятельно летать на сферических аэростатах, дирижаблях и аэропланах... Получил диплом пилота-авиатора». Не оставляя научные занятия, отец в годы войны опубликовал десять научных работ.

С 1918 г. Н. Н. Калитин снова в Обсерватории — отныне с ней связана вся его дальнейшая научная жизнь, которая, как мне представляется, развивалась по двум тесно связанным друг с другом направлениям: собственно научная, так сказать, кабинетная работа — статьи, доклады, обобщения многочисленных наблюдений — и параллельно изобретательская деятельность — конструирование новых актинометрических приборов.

Не следует забывать и о научно-организационной деятельности Н. Н. Калитина. Одна из любимых учениц моего отца, Елена Андреевна Полякова, как-то рассказала мне уже в 1950-е годы о его реакции на присуждение ему почетного звания «заслуженный деятель науки». Н. Н. Калитин сказал: «Мне по душе слово *деятель*. За свою жизнь я действительно много *сделал* для развития актинометрии». К числу самых впечатляющих деяний моего отца на ниве актинометрии относится создание Института акти-

нометрии и атмосферной оптики в Павловске. Н. Н. Калитин был глубоко убежден, что в связи с интенсивным развитием в 1920-е годы актинометрических наблюдений и исследований возникла необходимость объединить их вокруг специального научного центра. Удалось получить соответствующие ассигнования, и в конце 1920-х годов началось интенсивное строительство. В начале 1930-х годов Институт вступил в строй. Его директором был назначен Николай Николаевич.

Почти сразу же Институт получил второе имя — Дворец Солнца. Он располагался через дорогу от главного здания Магнитно-метеорологической обсерватории. В отличие от других зданий Павловской обсерватории, размещавшихся в старых постройках конца XIX века, Дворец Солнца располагался в совершенно новом здании, в планировании которого Н. Н. Калитин принимал самое деятельное участие. Здание Института состояло из трех поставленных друг на друга кубов. Так как верхние кубы были меньше нижних, вокруг них (верхних кубов) образовывались площадки-балконы. На площадках обычно велись наблюдения. Внутри друг за другом следовали просторные светлые комнаты для сотрудников. Кабинет моего отца располагался напротив входной двери. К нему вел коридор, от него слева находилась дверь, ведущая в фотолабораторию. В ней постоянно пребывал тогда еще совсем молодой, начинающий свою карьеру ученик отца — Юрий Дмитриевич Янишевский, увлекавшийся фотографией. К коридору вела небольшая лестница. На ее верхней площадке стояло трюмо с зеркалом, перед ним летом ставились цветы, которые Н. Н. Калитин приносил из нашего сада. Слева от зеркала была дверь, ведущая в мастерскую, где изготовлялись несложные приборы. В самом низу, в подвале, в тишине и прохладе работали самописцы.

Кабинет моего отца представлял собой достаточно просторное помещение с выходом на балкон. В кабинете стояли письменный стол, над которым висел портрет О. Д. Хвольсона, и диван.

В коллективе Дворца Солнца существовала деловая и одновременно товарищеская, дружеская атмосфера. Сотрудников было немного, ибо Николай Николаевич никогда не гнался за большим штатом — ему нужен был небольшой слаженный коллектив

единомышленников. Некоторые из сотрудников жили в Павловске, даже в одном с нами так называемом Белом доме.

Говоря о деловой активности Николая Николаевича, стоит упомянуть и о крымской Карадагской обсерватории — филиале Дворца Солнца, открытом в 1932 г. По словам моего отца, Крым с его прекрасным климатом и обилием солнца открывал самые широкие возможности для изучения солнечной радиации.

Научная работа всегда была связана для Николая Николаевича с большой практической, экспериментальной деятельностью. Еще в студенческие годы Николай Калитин ездил в Среднюю Азию для наблюдения за полным солнечным затмением. Он несколько раз поднимался на Эльбрус для изучения солнечной радиации в высокогорных условиях, наблюдал за полярными сияниями в Арктике, плавал в Северном Ледовитом океане, побывал на острове Вайгач, в результате чего появились работы о солнечной радиации на Севере, о прозрачности льда и ультрафиолетовых лучах и т. д. Замечу в связи с этими обстоятельствами, что отец был награжден знаком Почетный полярник.

Поскольку круг научных интересов Н. Н. Калитина был чрезвычайно широк, ему довелось работать с крупнейшими учеными разных научных направлений. С Николаем Ивановичем Вавиловым он рассматривал вопрос о влиянии солнечной радиации на произрастание семян. Крепкие творческие связи были у Николая Николаевича с Государственным оптическим институтом, и в частности с Сергеем Ивановичем Вавиловым. Бывал в нашем павловском доме академик Василий Владимирович Шулейкин. На монографии «Физика моря», подаренной им моей матери уже после смерти отца, он сделал дарственную надпись, в которой назвал себя «учеником Калитина по актинометрии». А вот кто уж действительно был учеником Н. Н. Калитина по актинометрии, так это Игорь Васильевич Курчатов. Нередко посещал наш дом Евгений Константинович Федоров, который перед папанинской экспедицией часто бывал в Павловске, где занимался подготовкой экспедиционных приборов.

Заслуги Н. Н. Калитина в области актинометрии и атмосферной оптики были оценены и за рубежом. В 1925 году он был избран членом Международной комиссии по солнечной радиации.

Эта акция была в значительной мере подготовлена деятельностью Постоянной актинометрической комиссии (ПАК), координировавшей актинометрические работы в России. Комиссия издавала Бюллетень ПАК, выходявший с 1925 по 1940 г. Именно благодаря этому изданию зарубежные ученые могли ознакомиться с работами своих русских коллег. Председателем ПАК был Н. Н. Калитин, а почетными председателями — В. А. Михельсон и С. И. Савинов. На конференции в Павловск охотно приезжали зарубежные геофизики.

Н. Н. Калитин впервые выехал за рубеж в 1927 г. Он возглавлял группу обсерваторских геофизиков, командированных в Швецию для наблюдения за полным солнечным затмением. В том же году в течение месяца он стажировался в Институте физики земли в Париже. В 1929 году в Копенгагене состоялась международная конференция по солнечной радиации, на которой Н. Н. Калитиным было прочитано два доклада. На основе этих докладов была принята резолюция, в которой было рекомендовано строить научную работу по актинометрии по примеру СССР. Последний раз отец представлял нашу страну на международной конференции в Инсбруке (1932 г.).

Своего рода итогом научной деятельности Н. Н. Калитина стала большая монография «Актинометрия», изданная Гидрометеоиздатом в 1938 г.

Много внимания Николай Николаевич уделял и педагогической деятельности. Он читал лекции в Воздухоплавательной школе, в Петроградском агрономическом институте и еще в каких-то учреждениях. В результате его совместной деятельности с Институтом усовершенствования врачей была написана книга «Основы физики атмосферы в применении к медицине» (Биомедгиз, 1935), в основу которой легли прочитанные в Институте лекции. Позднее появилась еще одна работа, связанная с медициной, — монография «Актинометрия на курортах» (Биомедгиз, 1937). Замечу, что на протяжении ряда лет (до войны) отец был консультантом Южного берега Крыма (ЮБК) по вопросам солнцелечения и читал лекции для врачей-курортологов.

Сделать на любимом поприще столь много Н. Н. Калитину помогали его характер, самодисциплина, удивительная органи-

зованность, а также те условия, которые создавала в доме моя мама — Глафира Никандровна Калитина. Наш домашний быт во многом определялся интересами отца.

Николай Николаевич всегда вставал очень рано — в пять-шесть часов — и сразу же уходил в Институт. Он говорил, что в утренние часы в пустом Институте ему работалось удивительно легко. К 9 часам он приходил домой завтракать, после чего снова шел во Дворец Солнца. Вставая рано, отец так же рано ложился спать. В 9—10 часов вечера, даже если в доме были гости, он откланивался и уходил к себе.

Одним из увлечений Николая Николаевича была живопись. Стены нашей квартиры в Павловске от пола до потолка были увешены его картинами, написанными в молодые годы. Это были копии работ русских художников, чаще всего пейзажистов: Левитана, Бяленицкого-Бируля, Крымова и многих других. Были и оригинальные вещи. Особенно хорошо моему отцу удавались пейзажи. В этом проявлялась его любовь к природе. Он знал голоса птиц, хорошо разбирался в растениях и травах, произрастающих в нашем регионе, очень любил цветы, а об облаках (кучевых, слоисто-кучевых и всяких других), а также о звездах мог говорить интересно и убедительно. Театр Н. Н. Калитин не очень жаловал, а вот музыка ему нравилась — правда, в домашнем варианте (в Павловске довольно много музицировали). Любимым композитором Николая Николаевича был Григ. В свободное время Николай Николаевич увлекался чтением, отдавая предпочтение мемуарам и книгам о путешествиях.

В молодости Николай Николаевич был «дружен» со спортом — он отлично играл в теннис на тярлевских кортах, ездил на мотоцикле. И в зрелые годы отец хорошо ходил на лыжах и ездил на велосипеде. Замечу, что в 1930-е годы, поскольку городского транспорта не было, все павловцы ездили на велосипеде и в магазин, и на рынок, и к врачу, и даже на вокзал.

Свои воспоминания о военных и послевоенных годах я бы хотела начать со слов, сказанных о Н. Н. Калитине Евгением Константиновичем Федоровым, возглавлявшим в годы войны Гидрометслужбу СССР. Приехав в Свердловск, чтобы встретиться с вывезенными из блокадного Ленинграда обсерваторцами, он сказал

мне после встречи с отцом: «Весь ужас ленинградской блокады я понял, увидев Николая Николаевича». Его реакция понятна. Перед войной он имел дело с активным, увлеченным, энергичным, румяным человеком. Теперь перед ним был больной исхудавший старик.

Сказанное не означает, что Николай Николаевич сник и смирился с ситуацией. Он продолжал работать до своего последнего дня — писал статьи, руководил аспирантами. И все же это был уже другой человек. Исчез папин Павловск, была разрушена Обсерватория, лежал в руинах любимый Институт, погибла огромная отцовская библиотека вместе с квартирой, в которой она находилась. После возвращения в Ленинград Николай Николаевич уже не нашел в себе сил поехать в Павловск.

Тем не менее мой отец не производил впечатления человека, сломленного судьбой. Он был настроен, скорее, оптимистически, ибо жил надеждой — в новой обсерваторской резиденции Воейково строился новый Институт актинометрии. В летние месяцы Н. Н. Калитин посещал стройку многократно: днем чаще всего в сопровождении Юрия Дмитриевича Янишевского и Сергея Сергеевича Савинова, ночью — в одиночестве. Мой отец надеялся вскоре увидеть свое новое детище. С этой надеждой он и умер 21 августа 1949 г.

Завершить рассказ о Николае Николаевиче Калитине хотелось бы фразами из телеграмм, присланных в связи с его кончиной: «Глубоко скорбим о смерти выдающегося ученого, товарища и человека», «Просим принять соболезнования в потере основоположника советской актинометрии», «Мы потеряли ученого с мировым именем, неутомимого исследователя солнечной радиации», «У медицинских работников навсегда останется в памяти светлый образ Николая Николаевича, озарившего лучами солнца новые пути отечественной курортологии», «Результаты его многолетней плодотворной научной деятельности всегда будут воодушевлять к дальнейшему творчеству советских геофизиков».

Владимир Иосифович Кондратюк

К 70-летию со дня рождения

9 мая 2009 г. свое 70-летие отметил Владимир Иосифович Кондратюк, кандидат географических наук, известный метеоролог-методист, исследователь метеорологического режима Камчатки, педагог, заведующий отделом Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

После окончания в 1961 г. Ленинградского гидрометеорологического института (ныне РГГМУ) В.И.Кондратюк в течение 23 лет работал в Камчатском УГМС в качестве синоптика, аэролога, судового инспектора, климатолога. В 1971 г. В. И. Кондратюк защитил кандидатскую диссертацию «Исследование влияния гидрометеорологических условий на эффективность работы рыбодобывающего флота в промысловых районах северотихоокеанского бассейна», которая, как и все его последующие работы, имела практическую направленность. В 1972 г. он был назначен директором Петропавловск-Камчатской гидрометобсерватории (с 1983 г. Камчатского гидрометцентра). Исследования, выполненные в этот период, представлены В. И. Кондратюком в монографиях «Климат Камчатки» и «Климат Петропавловска-Камчатского».

В Главную геофизическую обсерваторию В. И. Кондратюк пришел в 1984 г. сложившимся специалистом. Накопленный на Камчатке опыт руководящей работы очень пригодился ему, когда в 1989 г. он возглавил отдел методического руководства сетью и экономических исследований — методический отдел ГГО. Основными направлениями его деятельности на этом посту стали разработка новой концепции построения наземных сетей и идеологии их технического переоснащения.

Под руководством В. И. Кондратюка специалисты методического отдела ГГО занимаются разработкой научно-методических основ построения, функционирования и технического оснащения государственной наблюдательной сети Росгидромета, осуществляют научно-методическое руководство учреждениями и организациями Росгидромета по закрепленным различным видам наблюдений, контролируют соблюдение требований руководящих документов на местах.

В. И. Кондратюк активно участвует в разработке и внедрении технологий и методов метеорологических наблюдений, нормативных и методических документов, обеспечивающих реализацию проекта «Модернизация и техническое перевооружение учреждений и организаций Росгидромета». В результате проведенных работ для организаций наблюдательной сети и наблюдательных подразделений составлены Методические рекомендации по выполнению необходимых мероприятий, предшествующих и сопровождающих модернизацию метеорологической сети. Обеспечено научно-методическое руководство организациями наблюдательной сети (УГМС, ЦГМС) по подготовке к внедрению новых технических средств (автоматических метеорологических комплексов, автоматических метеорологических станций).

В последние годы подготовлены к внедрению и внедрены в оперативную работу УГМС многочисленные руководящие документы, новый Атлас облаков. Разработан Административный регламент исполнения Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды государственной функции по обеспечению функционирования на территории Российской Федерации пунктов гидрометеорологических наблюдений и системы получения, сбора и распространения гидрометеорологической информации.

В. И. Кондратюк знает и любит сеть. Он ежегодно лично инспектирует УГМС, посещает метеорологические станции, активно участвует в проведении курсов-семинаров для специалистов сети.

Значительное внимание В. И. Кондратюк уделяет педагогической работе, которой начал заниматься еще в Петропавловске-Камчатском. В настоящее время он читает лекции в РГГМУ, руководит работой аспирантов, передает накопленные знания и опыт новому поколению методистов ГГО.

В. И. Кондратюк принимал и принимает участие в работе различных научных обществ и советов, является действительным членом Русского географического общества, членом ученого совета ГГО и ААНИИ.

В. И. Кондратюк награжден нагрудным знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России».

Коллектив Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова от души поздравляет Владимира Иосифовича с юбилеем, желает ему доброго здоровья, энергии и многих лет плодотворной деятельности на благо отечественной метеорологической науки.

Евгений Львович Генихович

К 70-летию со дня рождения

18 мая 2009 г. исполнилось 70 лет заведующему лабораторией моделирования и прогноза загрязнения атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, члену-корреспонденту РАН, доктору физико-математических наук Евгению Львовичу Гениховичу — видному ученому, специалисту по проблемам теоретической гидротермодинамики, физики пограничного слоя атмосферы, теории диффузии атмосферных примесей и охраны атмосферного воздуха.

В 1961 г., после окончания физического факультета Ленинградского государственного университета по специальности «математическая физика», Е. Л. Генихович поступил в ГГО, где работает до настоящего времени. В 1971 г. он защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, а в 1991 г. — диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук на тему «Математическое моделирование процессов атмосферной диффузии в условиях пространственной неоднородности и нестационарности».

Список основных публикаций Е. Л. Гениховича в ведущих отечественных и зарубежных научных журналах, коллективных монографиях и трудах крупных международных научных конференций насчитывает около 200 работ. Они посвящены решению широкого круга задач атмосферной диффузии, а также разработке двухпоточковой модели атмосферной диффузии в условиях термической конвекции, развитию методов восстановления диффузионных параметров по данным стандартных метеорологических наблюдений или численного прогноза погоды и др.

Большое внимание Е. Л. Генихович уделяет совершенствованию отраслевых нормативных документов, регламентирующих работы по охране атмосферного воздуха от загрязнения и экспертизе соответствующих разделов проектной документации, а также повышению квалификации специалистов-экологов и другим практическим вопросам. Он входил в число создателей многих общегосударственных нормативных документов, регламентирующих разработку атмосфероохранных мероприятий по широ-

кому кругу вопросов, в числе которых «Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий (ОНД-86)», «РД 52.04.253—90. Методика прогнозирования масштабов заражения сильнодействующими ядовитыми веществами при авариях (разрушениях) на химических опасных объектах и транспорте».

Полученные Е. Л. Гениховичем научные результаты уже более 40 лет находят широкое практическое применение.

Научную работу в ГГО Е. Л. Генихович успешно совмещает с преподавательской деятельностью. В 1991—1992 гг. он исполнял обязанности профессора кафедры метеорологической экологии Российского государственного гидрометеорологического института, с 1994 г. он — профессор кафедры прикладной математики и информатики Санкт-Петербургского государственного архитектурно-строительного университета. Под его руководством подготовлен и успешно защищен ряд кандидатских диссертаций.

Е. Л. Генихович активно участвует в международном научном сотрудничестве. В 1992—1995 гг. он работал в Агентстве по охране окружающей среды США (Рисерч Трайэнгл Парк, Северная Каролина), а 1995—1997 гг. был сопредседателем российско-американской рабочей группы 02.01-10 «Моделирование загрязнения атмосферы, приборы и методология измерений». Он был также ответственным исполнителем европейского проекта EUROTRACK2 (подпроекта SATURN), российско-датского проекта «Изучение загрязнения атмосферы в Санкт-Петербурге», европейских проектов COST 728, ACCENT и др. В настоящее время он является участником проекта COST ES 0602, возглавляет с российской стороны российско-финский проект «Моделирование загрязнения воздуха и оценка дисперсионных моделей» и российско-китайский проект «Исследование и мониторинг загрязнения воздушного бассейна городов (Шанхай, Санкт-Петербург)».

Е. Л. Генихович является членом ученого совета ГГО, диссертационного совета по присуждению ученых степеней при ГГО и Проблемного научного совета Росгидромета, а также Американского метеорологического общества, Комитета Европейской ассоциации ученых в области загрязнения атмосферы (EUROSAP), редколлегии журналов “Air Quality, Atmosphere and Health” и Трудов Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

Он награжден орденом «Дружбы», медалями «60 лет Победы в Великой Отечественной войне», «В память 300-летия Санкт-Петербурга», «Ветеран труда», серебряными и бронзовыми медалями ВДНХ, а также значком «Отличник Госкомгидромета».

Коллектив сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова сердечно поздравляет Евгения Львовича с юбилеем, желает на долгие годы доброго здоровья, неиссякаемой энергии и новых творческих успехов!

Памяти Алексея Сергеевича Дубова

1917—2008

Алексей Сергеевич Дубов — известный ученый в области динамической метеорологии и физики пограничного слоя атмосферы, один из авторитетнейших специалистов Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, в стенах которой прошла вся его трудовая деятельность.

После окончания школы Алексей Сергеевич поступил в Ленинградский политехнический институт, однако завершению учебы в Институте помешала Великая Отечественная война — Алексей Сергеевич был призван в ряды действующей армии. Он испытал все тяготы солдатской службы, участвовал во многих боевых операциях, включая штурм Берлина.

В 1945 г. А. С. Дубов пришел на работу в ГГО. Начало его научной деятельности было связано с исследованиями атмосферной турбулентности применительно к проблемам авиации. Затем последовал цикл работ в области численных методов прогноза погоды. Оригинальные исследования, учебные пособия, монографии, а также переводы наиболее значительных зарубежных работ, выполненные А. С. Дубовым, во многом способствовали развитию новых перспективных направлений отечественной метеорологической науки. Его многочисленные научные труды не потеряли актуальности и по сегодняшний день.

С 1966 по 1985 г. А. С. Дубов возглавлял отдел физики пограничного слоя атмосферы. Эрудиция Алексея Сергеевича и широта его научных интересов способствовали созданию творческой обстановки в коллективе, расширению проблематики отдела не только в области теоретических исследований, но и в экспериментальной части. Благодаря его усилиям значительное место в деятельности отдела заняли прикладные работы. Алексея Сергеевича всегда отличали искренняя доброжелательность и внимание к сотрудникам и коллегам, неизменная готовность поделиться своими богатыми знаниями, обязательность в больших и малых делах.

Алексей Сергеевич был человеком разнообразных и глубоких увлечений. Главным из них была, конечно, наука, но он был

также тонким знатоком и ценителем поэзии, балета, изобразительного искусства, кинематографа. Не чуждался он и спорта и в течение многих лет был одним из сильнейших в ГГО в игре в настольный теннис.

Неординарная и яркая личность Алексея Сергеевича, его скромность, интеллигентность и разносторонние интересы привлекали к нему молодежь, свидетельством чему служит множество учеников, защитивших свои диссертации под его руководством.

А. С. Дубов скончался 12 декабря 2008 г. Память о нем навсегда останется в сердцах его коллег и всех, кто его знал.

Памяти Сергея Петровича Малевского-Малевица

1937—2008

17 декабря 2008 г. на 72-м году жизни скончался один из наиболее уважаемых сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, видный ученый в области физики атмосферы и физической географии, доктор географических наук Сергей Петрович Малевский-Малевиц.

Большая часть активной научно-исследовательской деятельности Сергея Петровича связана с ГГО. Он начал работу в Обсерватории в 1960 г. и работал в ней до конца своих дней, пройдя за эти годы путь от младшего до главного научного сотрудника, занимая должности заведующего лабораторией и заведующего отделом. Авторитет Сергея Петровича опирался на подлинный демократизм. Несмотря на его принципиальность и профессиональную требовательность, невозможно вспомнить никаких конфликтных ситуаций, связанных с его именем.

Сергей Петрович отличался необыкновенной широтой научных интересов, о чем свидетельствует множество публикаций (в том числе ряд монографий) по разным разделам физики атмосферы, климатологии, геокриологии.

Начало научной деятельности Сергея Петровича связано с исследованиями микроклимата на побережье внутренних водоемов и анализом особенностей распространения потоков радиации над водной поверхностью. Интерес к этой проблематике сохранялся на протяжении десятков лет. Не один год посвятил Сергей Петрович изучению радиационного баланса поверхности суши и океана, холодной пленки на морской поверхности и учету ее в оценках взаимодействия океана и атмосферы, влияния балла и форм облачности на потоки радиации. Сергеем Петровичем были выполнены глубокие исследования временной изменчивости теплообмена между океаном и атмосферой — этой проблеме была посвящена его докторская диссертация. Начиная с 1999 г. Сергей Петрович активно занимался изучением влияния изменений климата на состояние вечной мерзлоты и режим лесных пожаров в России.

Необыкновенно ярко профессиональные и организаторские качества Сергея Петровича проявлялись при выполнении экспе-

диционных работ. Он был участником и руководителем экспедиционных исследований в самых разных районах СССР. Трудно перечислить все экспедиции, в которых Сергей Петрович принимал участие, — столь многочисленны они были. Достаточно сказать об их географии: водохранилища Большой Волги, Валдай, степи Украины, горы Кавказа и Средней Азии, Черное море, Атлантический и Тихий океаны, заполярная тундра.

Активное участие принимал Сергей Петрович в планировании ряда крупных межведомственных исследовательских программ и экспедиций, он состоял членом рабочих групп и комиссий по подготовке программ «Разрезы», ПИГАП, КЭНЭКС.

Сергея Петровича отличали доброжелательное отношение к людям, оптимизм и умение создать в коллективе дружескую и творческую обстановку. Все, кому посчастливилось быть в экспедиции вместе с Сергеем Петровичем, навсегда запомнили его искрящийся юмор, умение преодолевать любые трудности и постоянную готовность оказать помощь тому, кто в этом нуждался.

Разнообразные таланты, яркость личности Сергея Петровича проявлялись не только в его научной деятельности. Он был одним из основных авторов, организаторов и постоянных участников «капустников», проходивших в ГГО в праздничные дни и собиравших полный зал восторженных зрителей. Будучи хорошим шахматистом, он участвовал в турнирах разного уровня, был знатоком многих видов спорта. Сергея Петровича отличало умение жить ярко и талантливо, получая удовольствие от общения с людьми и природой.

Уход Сергея Петровича — невосполнимая потеря для Главной геофизической обсерватории, для всех, кто его знал.

Тренды температуры поверхности Мирового океана и приземного воздуха в прилежащих регионах суши. Покровский О. М. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 7—31.

На фоне повышения ТПО на значительной территории Мирового океана выявлены зоны похолодания поверхностных вод в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах начиная с 80-х годов. Зоны отрицательных трендов ТПО могут быть отождествлены с районами выхода глубинных вод глобального конвейерного течения (ГКТ), концепция которого была разработана Брокером. Некоторые из них совпадают с областями формирования явлений Эль-Ниньо (малого и большого). Усиливается контраст значений ТПО между западным и восточным сектором экваториальной зоны Тихого океана, что способствует усилению атмосферной циркуляции Уокера, ускоряющей пассатное течение. Во многих выявленных зонах, предположительно связанных с ГКТ, наблюдался положительный тренд ТПО в период с начала 50-х до конца 70-х годов. Показано, что на прилежащих территориях суши также наблюдается понижение температуры приземного воздуха. Обсуждается возможность раннего предсказания будущих изменений климата на основе изучения трендов ТПО в зонах, связанных с ГКТ.

Ключевые слова: температура поверхности океана, глобальное конвейерное течение, тренды температуры, Эль-Ниньо, циркуляция Уокера.

Ил. 9. Библ. 21.

УДК 551.553/557

Изменение климата Забайкалья во второй половине XX века по данным наблюдений и ожидаемые его изменения в первой четверти XXI века. Мещерская А. В., Обязов В. А., Богданова Э. Г., Мирвис В. М., Ильин Б. М., Сницаренко Н. И., Голод М. П., Смирнова А. А., Обязова А. И. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 32—57.

На материалах многолетних наблюдений на метеорологических станциях Читинской области и Республики Бурятия оценены изменения климата Забайкалья за период с 1936 по 2007 г.

Рассмотрены изменения следующих климатических характеристик: среднегодовой и среднемесячной температуры воздуха; дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0, 5 и 8 °С; продолжительности теплого, вегетационного и отопительного периодов; ветрового режима (скорости ветра и повторяемости штилей); балла общей и нижней облачности; количества осадков; продолжительности залегания снежного покрова.

На основе карт изменения гидрометеорологических величин на территории России в первой половине XXI века, подготовленных под руководством В. П. Мелешко с использованием ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана, сформулированы выводы об ожидаемых изменениях климата на территории Забайкалья в первой четверти XXI века.

Ключевые слова: изменение климата Забайкалья, температура воздуха, ветровой режим, облачность, осадки, снежный покров.

Табл. 4. Ил. 11. Библ. 14.

УДК 551.584

Микроклиматические особенности территории проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» и методы их оценки. Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 58—76.

Изложена методика расчета микроклиматической изменчивости специализированных климатических характеристик в сложных условиях подстилающей поверхности при недостаточном метеорологическом освещении местности. Выполнена формализация микроклиматических методов оценки расчетных зимних температур воздуха. Представлен новый метод детальной оценки пространственной изменчивости продолжительности залегания снежного покрова в горном рельефе.

Методы использованы для микроклиматического описания и районирования территории проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014».

Ключевые слова: микроклиматическое районирование, температура воздуха, снежный покров, Сочи-2014.

Табл. 4. Ил. 10. Библ. 5.

УДК 551.52.521

Рекреационно-климатические ресурсы Ленинградской области. Ключева М. В., Мурзин А. Г. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 77—90.

Рассмотрены рекреационные и лечебно-профилактические ресурсы в туристско-рекреационных округах Ленинградской области. Дана оценка комфортности климата для теплого и холодного периода.

Ключевые слова: комфортность климата, климатические ресурсы, Ленинградская область, теплый и холодный период.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 3.

УДК 551.509.68

Использование данных реанализа для оценки изменений локального климата на побережье проектируемого Эвенкийского водохранилища. Семиошина А. А. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 91—112.

На основе численного моделирования рассчитаны изменения метеорологических характеристик на побережье водоема, проектируемого в Восточной Сибири. Выполнен анализ данных стандартных наблюдений, а также данных реанализа с точки зрения возможности их применения в качестве входных параметров модели атмосферного пограничного слоя (АПС). Проанализирован большой объем данных численных экспериментов по моделированию изменений метеорологических характеристик в зоне водоема.

Результаты расчета приведены с учетом разных способов оценки фоновых метеорологических условий для региона проектирования водохранилищ Эвенкийского гидроузла.

Ключевые слова: изменения климата, данные реанализа, модель, пограничный слой, метеорологические характеристики.

Табл. 5. Ил. 5. Библ. 18.

УДК 551.52.521

Методы оценки потенциала ветроэнергетических ресурсов РФ. Иванова Е. В., Смирнов Д. В. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 113—120.

Рассмотрены методы оценки валового, технического и экономического потенциала ветроэнергетических ресурсов. Проанализирована экономико-математическая модель ветровой электростанции Г. И. Сидоренко, принимающая в расчет как климатические факторы территории и технические параметры ВЭС, так и ценовую политику в отношении энергоресурсов в конкретном районе. Сделан вывод об экономической целесообразности использования ВЭС в зонах децентрализованного энергоснабжения для обеспечения электроэнергией автономных потребителей.

Ключевые слова: ветроэнергетика, экономический ресурс, математическая модель, климатические факторы.

Ил. 3. Библ. 5.

УДК 551.510

Химическая активность атмосферы на территории России. Безуглая Э. Ю., Воробьева И. А., Ивлева Т. П. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 121—133.

Многие происходящие сейчас в атмосфере процессы не поддаются объяснениям, хотя их существование доказывается данными рутинных наблюдений, например, снижение концентраций примесей при увеличении выбросов, рост концентраций формальдегида и т. д. В данной работе сделана попытка объяснить эти явления на основе изучения изменений коэффициента трансформации (КТ) суммы оксидов азота в диоксид азота. Приведена карта распределения коэффициентов трансформации NOx в NO₂ на территории России. Показаны особенности изменения КТ в районе Москвы, на Урале и других районах. Подтверждаются сделанные ранее выводы о росте КТ в последние годы.

Ключевые слова: коэффициент трансформации, атмосфера, оксиды азота, формальдегид, территория России.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 7.

УДК.551.594+551.594.21

Моделирование процессов электризации в трехмерной численной модели осадкообразующего конвективного облака (обзор). Морозов В. Н., Веремей Н. Е., Довгальюк Ю. А. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 134—160.

Дается обзор трехмерных численных моделей осадкообразующего конвективного облака с учетом процессов электризации. Показана важность учета в модели, развиваемой ГГО, электризации ледяной фазы, а также ионного состава атмосферы, определяющего электрическую структуру облака.

Ключевые слова: конвективные облака, численная модель, атмосфера, электризация, осадки, ледяная фаза, ионы.

Ил. 3. Библ. 43.

УДК 551.509

Численное исследование процесса коагуляции аэрозольных частиц в турбулентном пограничном слое атмосферы. Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Рамаросон Р., Говоркова В. А. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 161—191.

Рассмотрены процессы коагуляции частиц в турбулентном пограничном слое атмосферы на основе гидродинамической трехмерной модели в рамках моделирования крупных вихрей (LES) совместно с кинетическим уравнением коагуляции частиц. Показано, что одномерные модели на основе уравнения диффузии, в принципе, не способны описывать все особенности формирования спектра коагулирующих частиц в таком слое.

Ключевые слова: коагуляция частиц, кинетическое управление коагуляции, пограничный слой, модель, вихрь, диффузия.

Табл. 2. Ил. 16. Библ. 31.

УДК 551.515.4, 004.942

Исследование влияния компенсирующего нисходящего потока на жизненный цикл облака с помощью численной полуторамерной модели с двумя цилиндрами. Раба Н. О., Станкова Е. Н. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 192—209.

Приведена модифицированная полуторамерная модель конвективного облака с параметризованной микрофизикой для жидкой и твердой фаз. Особенностью модели является то, что область конвективных течений моделируется двумя концентрическими цилиндрами. Внутренний цилиндр соответствует области с восходящими потоками, внешний, кольцевидный цилиндр — окружающей области с нисходящими потоками. Показано существенное влияние внешнего цилиндра на развитие облака.

Ключевые слова: полуторамерная модель, конвективное облако, конвективные течения, восходящие потоки, микрофизика облаков.

Ил. 13. Библ. 10.

УДК 551.576

Исследование водозапаса зимних облаков методами микроволновой радиометрии. Колдаев А. В., Щукин Г. Г. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 210—236.

Представлены результаты многолетних исследований водозапаса зимних облаков с помощью наземной микроволновой аппаратуры диапазонов 85 и 37 ГГц. Приводится описание оригинального алгоритма обработки данных с целью одновременного получения водозапаса и средней температуры капельных зон зимних облаков. С использованием оригинальной системы представления статистических данных экспериментальных измерений приводятся функции распределения различных параметров водных зон зимних облаков раздельно при положительных и отрицательных приземных температурах. Особое внимание уделено анализу повторяемости различных статистических характеристик водных зон зимних облаков, полученных в различные сезоны и в разных географических условиях.

Ключевые слова: водозапас, облака, микроволновая радиометрия, статистические характеристики.

Ил. 6. Библ. 8.

УДК 551.508

Результаты натурных испытаний регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1. Куров А. Б. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 237—251.

Представлено описание конструкции и принципа действия разработанного в ГГО макета автоматизированного регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1. В приборе реализован оптический метод определения параметров слоя гололедно-изморозевых отложений, образующихся на двух взаимноперпендикулярных металлических стержнях. Приводятся результаты натурных испытаний макета регистратора, проведенных в период с января по апрель 2008 г. Представлен пример роста слоя изморози в ходе эксперимента.

Ключевые слова: гололедно-изморозевые отложения, регистратор, натурные испытания, конструкция, макет.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 5.

УДК 523.9-332, 551.521.3

Учет размеров Солнца в задачах о поглощении излучения в атмосфере Земли. Важенин А. А. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 252—264.

Рассматривается поглощение ультрафиолетового солнечного излучения атмосферой Земли в условиях полета космического аппарата «КОРОНАС-Ф». Рассчитана интенсивность ослабленного поглощением излучения Солнца для двух случаев — при рассмотрении Солнца как точечного источника и с учетом конечных размеров Солнца. Показано, что для высот более ~ 50 км допустимо использовать упрощенное представление о Солнце как о точечном источнике. Для меньших высот такое допущение ведет к завышению поглощения.

Ключевые слова: ультрафиолетовое излучение, точечный источник, Солнце, поглощение, угловые размеры.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 10.

УДК 551.509.59

Оценка успешности и экономической полезности прогнозов пожароопасности лесов Адыгеи. Гусева В. В. Труды ГГО. 2009. Вып. 559. С. 265—279.

Предлагается метеоролого-экономическая модель оценки экономической полезности прогноза пожароопасности по лесным регионам Адыгеи. Приводится количественная оценка максимально возможных метеорологических потерь. Показана высокая успешность и экономическая эффективность этого вида прогнозов.

Ключевые слова: модель, экономическая полезность, прогноз пожароопасности, метеорологические потери, территория Адыгеи.

Табл. 6. Ил. 1. Библ. 9.

Trends of the ocean surface and nearby air temperature over land. Pokrovsky O. M. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 7—31.

There were several areas of the world ocean surface cooling since the beginning of the eighties in Pacific, Indian and Atlantic oceans. These areas might be identified as regions of deep ocean waters upwelling or related to the global conveyor current theory developed by Broecker. Some of them are coincided with domains of El-Nino phenomena in both Pacific and Indian Oceans. It was found that an increasing contrast between the sea surface temperatures (SST) in the eastern and western sectors of tropical Pacific impacts on enhancement of Walker atmospheric circulation. A positive trend in the SST for the fifties-seventies was revealed in many of found areas. The surface air temperatures in many nearby land domains demonstrated also negative trend since the beginning of the eighties.

The potential for early prediction of nearest climate change based on analysis of SST trends is considered in last section.

Keywords: the sea surface temperature, global conveyor current theory, temperature trends, El-Nino phenomenon, Walker atmospheric circulation.

Fig. 9. Ref. 21.

The climate change at Zabaikalye during the second part of the XX century with the observation data and expected changes at the first quarter of the XXI century. Meshcherskaya A. V., Obyazov V. A., Bogdanova E. G., Mirvis V. M., Ilyin B. M., Snitsarenko N. I., Golod M. P., Smirnova A. A., Obyazova A. I. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 32—57.

The climate changes at Zabaikalye during 1936—2007 years are evaluated on the basis of using the results of observations on meteorological stations over the Chitinskaya Region and Buryat Republic.

The changes of the following climate characteristics are analysed: annual and monthly air temperature, the dates of a steady transition of air temperature through 0, 5 and 8 °C, duration of warm vegetation and heating period, wind velocity and the number of calms, total and low cloud amount, duration of snow cover and amount of precipitation.

Conclusions about expected climate change at Zabaikalye in the first quarter of the XXI century were made on the basis of the maps of climatic changes on Russian territory in the first half of the XXI century, have been prepared under the leadership of V.P. Meleshko, using the ensemble of the coupled atmosphere — ocean models CMIP3.

Keywords: the climate changes at Zabaikalya air temperature, wind velocity, cloud amount precipitation, duration of snow cover.

Tab. 4. Fig. 11. Ref. 14.

Microclimatic peculiarities of the site of the Olympic games «Sochi-2014» and methods of their estimation. Pigoltsina G. B., Zinovyeva N. A. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 58—76.

A methodology of microclimatic variability of specialized climatic characteristics in the complicated surface conditions and insufficient meteorological data is presented. Formalization of microclimatic estimation methods of the rated winter air temperatures has been fulfilled. New detailed assesment method of spatial variability of snow cover duration in the mountain relief is done.

These methods are applied for microclimatic description and zoning of the site of the Olympic games «Sochi-2014».

Keywords: microclimatic variability, air temperature, snow cover, Sochi-2014.

Tab. 4. Fig. 10. Ref. 5.

УДК 551.52.521

Climatic resources for Recreation in Leningrad region. Klueva M. V., Murzin A. G. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 77—90.

Recreation, prevention and treatment climate resources in tourist and regeneration aria of Leningrad region are considered. Assessment of climate comfort for warm and cold periods is fulfilled.

Keywords: climate comfort, climate resources, Leningrad region, warm and cold periods.

Tab. 2. Fig. 6. Ref. 3.

УДК 551.509.68

Using of reanalysis data for estimation of local climate changes in the vicinity of projected Evenki reservoir. Semioshina A. A. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 91—112.

Changes of meteorological characteristics have been calculated on the basis of numerical modeling in the vicinity of interior reservoirs in East Siberia. Analysis of standard observational data and reanalysis data in the context of their using capability as input parameters of atmospheric boundary layer model (ABL) has been made. The large set of calculated data has been analyzed. The results of calculating have been presented according to basic climate conditions for Evenkiya hydro station system.

Keywords: climate changes, reanalysis data, model, atmospheric boundary layer, meteorological characteristics.

Tab. 5. Fig. 5. Ref. 18.

УДК 551.52.521

Estimation methodology of wind energy potential in Russian Federation. Ivanova E. V., Smirnov D. V. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 113—120.

Estimation methods of gross, technical and economical wind energy potential are considered. Economic-mathematical model of wind power plant produced by G. I. Sidorenko is analyzed. This model takes into account climatic conditions, technical parameters of specific wind power plant, and pricing policy with respect to energy supply in the concrete region. A conclusion is drawn about economic feasibility of wind energy utilization in the regions with decentralized energy system for energy supplying of off-line users.

Keywords: wind power potential, economic-resource mathematical model, climatic conditions.

Fig. 3. Ref. 5.

УДК 551.510

Chemical activity of atmosphere on the territory of Russia. Bezuglaya E. Yu., Vorobeva I. A., Ivleva T. P. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 121—133.

Sometimes it is impossible to explain some chemical processes occurring in the atmosphere. Though, their existence is proved by the data of routine monitoring. For example, decrease of concentrations of some pollutants in the atmosphere and simultaneous growth of anthropogenic emissions, growth of formaldehyde concentrations in the atmosphere and etc. are market. An attempt to explain these phenomena have been made via studying of turn ratio (NO_x to NO_2). The map of the distribution of turn ratio (TR) on the territory of Russia is provided. Some features of TR change in Moscow region, Ural Mountains and other areas are shown. Prior conclusions about growth of TR in the last ten years are proved to be true.

Keywords: turn ratio, the atmosphere, nitric oxides, formaldehyde, the territory of Russia.

Tab. 2. Fig. 6. Ref. 7.

УДК 551.594+551.594.21

Modeling of the electrification of 3D convective clouds (review). Morozov V. N., Veremey N. E., Dvlgalyuk J. A. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 134—160.

Reviews of 3D models of convective clouds with account of electrification processes are considered. The importance of account of electrification of ice phases and atmospheric ions in 3D model of Voeikov Main Geophysical Observatory is shown.

Keywords: convective clouds, numerical model, atmosphere, electrification processes, ice phase, atmospheric ions.

Fig. 3. Ref. 43.

УДК 551.509

Numerical simulation of aerosol particles coagulation processes in turbulent atmospheric boundary layer. Zatevakhin M. A., Ignatyev A. A., Ramarason R., Govorkova V. A. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 161—191.

Processes of particles coagulation in the turbulent boundary layer of atmosphere based on 3D hydrodynamical model using large eddy simulation technique (LES) together with the kinetic coagulation equation are considered. It is shown, that one-dimensional diffusion models can't describe all features of spectrum formation in such layer.

Keywords: particles coagulation, kinetic coagulation equation, turbulent boundary layer, 3D hydrodynamical model.

Tab. 2. Fig. 16. Ref. 31.

УДК 551.515.4, 004.942

Research of influence of compensating descending flow on cloud's life cycle by means of 1.5-dimensional model with 2 cylinders. Raba N. O., Stankova E. N. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 192—209.

Modified 1.5-dimensional model of convective cloud with parameterized microphysics for liquid and solid phases is presented. A region of convective flow in the model is represented by two concentric cylinders. The inner cylinder corresponds to updraft flow region and the outer cylinder to surrounding downdraft flow region. Considerable effect of outer cylinder on development of cloud is shown.

Keywords: convective cloud, one-and-a-half-dimensional model, compensating descending flow.

Fig. 13. Ref. 10.

УДК 551.576

Study of winter clouds liquid water path (LWP) by means of microwave radiometry. Koldaev A. V., Shchukin G. G. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 210—236.

The results of LWP study by means of ground based microwave radiometers operating at 37 and 85GHz within few winter seasons are described. The original algorithm for joint retrieval of LWP and mean temperature of liquid water layer is presented. The statistical distributions of different LWP parameters of winter clouds for separate freezing and warm ground conditions were constructed by the usage of special statistics technique. Special attention was paid for the analysis of the repeatability of the different LWP parameters within the separate winter seasons in separate geographical regions.

Keywords: Liquid water reserve, clouds, microwave radiometers, statistical distributions.

Fig. 6. Ref. 8.

УДК 551.508

Results of automatic glaze-rime deposition detector IO-1 field tests. Куров А. В. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 237—251.

Construction and method of operation of automatic glaze-rime deposition detector IO-1 developed in Main Geophysical Observatory are described. The detector implements optical method of glaze-rime deposition parameters determination, which is formed on two perpendicular metallic rods. Results of field tests carried out in January — April, 2008 with the detector are discussed. An example of rime deposition growth during the test is presented.

Keywords: glaze-rime deposition, automatic detector, field tests, construction.
Tab. 1. Fig. 6. Ref. 5.

УДК 523.9-332, 551.521.3

Sun size in problems of radiation absorption in the Earth atmosphere. Вазенин А. А. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 252—264.

Absorption of the solar ultraviolet radiation by the Earth's atmosphere in conditions of "CORONAS-F" spacecraft flight is considered. The intensity of solar radiation, reduced by atmospheric absorption, was calculated for two cases — when the Sun is the point source of radiation and when the Sun is large source of radiation. It is shown that for heights above ~ 50 km using of such simplification is acceptable, and for lower heights it causes an absorption overestimation.

Keywords: solar ultraviolet radiation, the point source, the Sun, absorption.
Tab. 1. Fig. 6. Ref. 10.

УДК 551.509.59

Estimation of successfulness and economic profit from use of flammability risk forecast of Adygei' forest. Гусева В. В. Proceedings of MGO, 2009, V. 559, p. 265—279.

Meteorological and economic model for estimation of economic profit of flammability risk forecast in the Adygei' forest regions is presented. Quantitative assessment of the worst possible meteorological losses is presented also. Successfulness and cost efficiency of such forecasts are shown.

Keywords: model, economic profit, forecast of fire danger, meteorological losses, the Adygei' forest regions.
Tab. 6. Fig. 1. Ref. 9.

Сборник научных трудов

Труды ГГО, вып. 559

Подписано в печать 15.12.2008. Формат $60 \times 84^{1/16}$. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 19,5. Тираж 300 экз. Заказ 71

Отпечатано в типографии ООО «САВОЖ».

195279, Санкт-Петербург, ш. Революции, 69, лит. А.

Индекс 18617
по каталогу Роспечати
«Газеты. Журналы»