

Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск
562

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

Санкт-Петербург
2010

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 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.

В соответствии с решением Президиума высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки РФ журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата и доктора наук.

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. 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.

© Государственное учреждение «Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова» (ГУ «ГГО»), 2010

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, С. А. Владимиров, А. С. Дрофа, М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, В. Н. Морозов, Р. С. Пастушков, А. А. Синькевич, В. Н. Стасенко, В. Д. Степаненко, А. В. Шаповалов, Г. Г. Щукин.</i> Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. II. Микрофизический блок модели.....	7
<i>В. Ю. Окоренков.</i> Основные вопросы теории метрологической надежности для метеорологических средств измерений	40
<i>Е. Н. Русина, Е. Л. Генихович.</i> Метод анализа данных об общем содержании озона при наблюдениях на движущихся платформах	61
<i>П. Ф. Свистов, А. И. Полищук, Н. А. Першина.</i> Качественная оценка загрязнения окружающей среды (по данным о химическом составе атмосферных осадков).....	76
<i>В. Н. Морозов.</i> Расчет коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам в ионизированной среде	95
<i>Е. В. Иванова.</i> Расчет «профиля дождя» для проектирования систем водоотведения	118
<i>А. М. Геворгян.</i> Синоптические условия образования обильных и максимальных осадков в Армении	127
<i>А. Г. Пятигорский.</i> Метод контроля случайных ошибок наблюдений основных метеорологических величин, основанный на пространственной полупараметрической полиномиальной регрессии	139
<i>Е. А. Самукова, А. В. Цветков.</i> Об однородности рядов радиационных данных на станциях мировой актинометрической сети.....	156
<i>А. П. Доронин, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин.</i> Исследование расщепленности внутримассовой и фронтальной слоистообразной облачности над Северо-Западным регионом России в естественных условиях и при активных воздействиях.....	170
<i>А. В. Снегуров.</i> Опыт построения экспериментальной грозопеленгационной сети	190
<i>А. В. Снегуров.</i> Экспериментальная оценка эффективности сети пеленгации гроз	201
<i>Д. В. Дроздов, Ю. В. Рыбаков.</i> Разработка СВЧ радиометрического канала пассивно-активной радиолокационной системы для исследования облаков и осадков.....	211

<i>Е. В. Федосеева, Г. Г. Щукин.</i> Исследование влияния осадков на точность СВЧ радиометрических измерений	225
<i>Е. В. Федосеева, И. Н. Ростокин.</i> Радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации	242
<i>Ю. Б. Ржонсницкая.</i> Погрешность определения фоновой засветки методом двухпозиционного лидарного зондирования атмосферы ...	257
Юлия Александровна Довгалюк. К 75-летию со дня рождения	266
Людмила Васильевна Луцько. К 75-летию со дня рождения.....	268
Наум Шефтелевич Вольберг. К 80-летию со дня рождения.....	270
Владимир Иванович Горышин. К 90-летию со дня рождения	272
Зинаида Ильинична Пивоварова. К 90-летию со дня рождения	274
Геннадий Петрович Гущин. К 90-летию со дня рождения	277

CONTENTS

<i>Yu. A. Dougalyuk, N. E. Veremey, S. A. Vladimirov, A. S. Drofa, M. A. Zatevakhin, A. A. Ignatyev, V. N. Morozov, R. S. Pastushkov, A. A. Sinkevich, V. N. Stasenko, <u>V. D. Stepanenko</u>, A. V. Shapovalov, G. G. Shchukin.</i> A conception of the numerical three-dimensional convective cloud model development. II. Microphysical block	7
<i>V. Yu. Okorenkov.</i> The main issues of the theory of metrological reliability for meteorological measurement instrumentation	40
<i>E. N. Rusina, E. L. Genikhovich.</i> Method of analysis of total ozone data registered from moving platforms	61
<i>P. F. Svistov, A. I. Polischouk, N. A. Pershina.</i> The qualitative assessment of environmental pollution (according to the data about the chemical composition of atmospheric precipitations).....	76
<i>V. N. Morozov.</i> The calculations of the ion-aerosol attachment coefficients in a bipolar ion environment	95
<i>E. V. Ivanova.</i> Plotting of “rainfall profile” for water disposal system projecting	118
<i>A. M. Gevorgyan.</i> Synoptic conditions of formation of heavy and maximal precipitation in Armenia	127
<i>A. G. Piatigorsky.</i> Quality monitoring of random errors of supervision of the basic meteorological size, based on spatial semiparametrical polynomial regress	139
<i>E. A. Samukova, A. V. Tsvetkov.</i> On the solar radiation data homogeneity at the world radiometric network stations	156
<i>A. P. Doronin, V. N. Kozlov, G. G. Schshukin.</i> Research into the condition of air-mass frontal layered cloudiness above the North-Western Region of Russia in respect to the problem of active modifications of clouds	170
<i>A. V. Snegurov.</i> The experience of building a pilot network direction finding thunderstorms	190
<i>A. V. Snegurov.</i> Experimental evaluation of the effectiveness of the network direction finding thunderstorms	201
<i>D. V. Drozdov, Yu. V. Rybakov.</i> Microwave radiometric channel of combined passive and active radar system for cloud investigation development.....	211

<i>E. V. Fedoseeva, G. G. Shchukin.</i> Research of influence of precipitates on accuracy of microwave radiometric observations.....	225
<i>E. V. Fedoseeva, I. N. Rostokin.</i> Radiometric system with the additional channel of formation of a signal of compensation.....	242
<i>Yu. B. Rzhonsnitskaya.</i> Background light error determination by two-positional method of atmosphere lidar probing.....	257
Dovgaluk Yulia Alexandrovna	266
Lutsko Ludmila Vasilievna.....	268
Volberg Naum Sheftelevich	270
Goryshin Vladimir Ivanovich.....	272
Pivovarova Zinaida Ilinichna.....	274
Gushin Gennadiy Petrovich.....	277

КОНЦЕПЦИЯ РАЗРАБОТКИ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

II. Микрофизический блок модели

*Ю. А. Довгалюк¹, Н. Е. Веремей¹, С. А. Владимиров³,
А. С. Дрофа⁴, М. А. Затевахин^{1, 6}, А. А. Игнатьев^{1, 6},
В. Н. Морозов¹, Р. С. Пастушков^{3, 7},
А. А. Синькевич¹, В. Н. Стасенко², В. Д. Степаненко¹,
А. В. Шаповалов⁵, Г. Г. Щукин¹*

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
dovgaluk35@mail.ru, dovgaluk@main.mgo.rssi.ru

² Росгидромет
Москва, Нововаганьковский пер., 12
stasenko@mcc.mcom.ru

³ Центральная аэрологическая обсерватория
141700, Московская обл., г. Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
vlaser@mail.ru

⁴ НПО «Тайфун»
249038 Калужская обл., г. Обнинск, пр. Ленина, 82
drofa@typhoon.obninsk.ru

⁵ Высокогорный геофизический институт
360030 г. Нальчик, пр. Ленина, 2
atajuk@rambler.ru

⁶ Санкт-Петербургский научно-исследовательский
и проектно-конструкторский институт «АТОМЭНЕРГОПРОЕКТ»
191036, Санкт-Петербург, ул. 2-я Советская, 9/2а
mike2404@vandex.ru, ignat2000@gmail.com

⁷ Московский физико-технический институт
141700 Московская обл., г. Долгопрудный, Институтский пер., 9
idreamdinadreami@mail.ru

Поступила в редакцию 7.09.2010

Введение

В настоящей работе продолжается обсуждение вопроса разработки полной численной нестационарной трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака, начатое в первой части

(Довгалюк и др., 2008), в которой была представлена концепция разработки модели, сформулированы основные требования к последней и записаны основные уравнения гидротермодинамического блока (уравнения движения, неразрывности, баланса энергии и переноса различных фракций влаги и электрического заряда).

Система уравнений гидротермодинамики выведена из общих уравнений движения многофазной (пар, вода, лед) двухкомпонентной (воздух и влага в различных агрегатных состояниях) среды (Берлянд, 1975; Нигматуллин, 1978; Нигматуллин, 1987; Соу, 1975). При выводе уравнений использовано единственное существенное допущение о бесконечно малом времени скоростной и температурной релаксации частиц сконденсированной фазы. Полученные уравнения однотемпературного двухскоростного приближения отличаются от обычных уравнений газодинамики, для решения которых разработано большое число достаточно надежных численных методов, только наличием дополнительных слагаемых, описывающих перенос массы и энергии за счет седиментации частиц сконденсированной влаги. Эти слагаемые не меняют тип системы уравнений и не вызывают больших проблем при программной реализации.

Полученная модель в отличие от большинства моделей, используемых в расчетах динамики облаков, обеспечивает точное выполнение законов сохранения массы и энергии. Это является необходимым условием для построения консервативных разностных схем, обеспечивающих выполнение этих законов вне зависимости от конкретной сеточной дискретизации. Консервативность является необходимым условием физической разумности получаемых результатов.

Особенностью уравнений переноса субстанций является возможность их расщепления по физическим процессам и выделения совокупности источников и стоков каждой из субстанций (с учетом заряжения частиц и обмена зарядом между ними) в отдельный блок. Члены, описывающие источники и стоки, стоят в правых частях уравнений переноса субстанций (Довгалюк и др., 2008). Они имеют физический смысл преобразования субстанций в ходе микрофизических процессов при эволюции облака. Совокупность этих членов образует микрофизический блок модели в целом. Его

разработке и посвящена настоящая работа, в которой содержится описание следующих систем параметрических выражений:

для источников-стоков, описывающих фазовые переходы влаги, коагуляцию облачных частиц и (или) частиц осадков;

для источников-стоков, описывающих зарядение облачных частиц и (или) частиц осадков;

реализующих концепции активного воздействия в рамках разрабатываемой параметризованной модели с применением гигроскопических (Владимиров, 2005; Дрофа, 2010) и льдообразующих (Бекряев, 2007) реагентов.

Первые две системы выражений в совокупности с гидротермодинамическим блоком образуют базовую модель осадкообразующего конвективного облака. Базовая модель полностью разработана в ГУ «ГГО» (за исключением блока описания турбулентности, который разработан совместно с ГУ «ЦАО»). Третья система выражений, разработанная соисполнителями, описывает подблок, подключаемый к базовой модели и предназначенный для моделирования активных воздействий.

1. Микрофизические процессы и способы их описания

В общем случае к микрофизическим относятся процессы с пространственным масштабом от 10^{-8} м (характерный диаметр ядер нуклеации воды) до 10^{-2} м (диаметр крупных частиц осадков). В число микрофизических процессов входят: конденсация и сублимация водяного пара, замерзание и испарение капель, таяние и испарение ледяных частиц, гомогенное образование ледяных кристаллов, слияние облачных элементов между собой, их дробление, захват атмосферных ионов облачными элементами, локальное перераспределение зарядов между ними и др.

Процессы, сопровождаемые фазовыми переходами, вследствие как прямых, так и обратных связей влияют на все параметры облака, поэтому в полной модели важен учет источников и стоков различных субстанций в результате микрофизических процессов (Баранов и др., 1997; Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2007; Веремей, Довгалюк, Морозов, 2006).

По способу описания микрофизических процессов созданные к настоящему времени модели конвективных облаков можно условно подразделить на две группы: 1) модели с детальной микрофизикой, в которых используются функции распределения облачных элементов по размерам (Мазин, Гурович, 1998; Коган, 1991); 2) модели с параметризованной микрофизикой, в которых используются интегральные характеристики функций распределения частиц по размерам (водность, ледность, средняя взвешенная скорость седиментации частиц и др.) (Kessler, 1969).

Авторами был использован второй подход (Веремей, Довгальюк, Морозов, 2006). Ниже описан блок модели, в котором рассматриваются микрофизические процессы (микрофизический блок). В нем реализована параметризация микрофизических процессов в конвективном облаке. При этом данный блок не содержит какой-либо пространственной привязки, т. е. он может быть включен в неизменном виде в любую численную модель конвективного облака (или группы облаков) независимо от ее размерности и пространственной структуры при условии, что модель удовлетворяет определенным требованиям.

2. Общие требования, предъявляемые к численной модели конвективного облака

Сформулируем общие требования, предъявляемые к модели, которые необходимы для корректного подключения микрофизического блока к гидротермодинамическому.

1. Описание пространственных характеристик процессов (геометрия пространства, координатная сетка, привязка к моделям большего пространственного масштаба и др.) полностью входит в гидротермодинамический блок модели. Микрофизический блок, напротив, полностью отделен от пространственных характеристик, что обеспечивает возможность его подключения к разным моделям.

2. При реализации численной схемы модели допускается расщепление системы уравнений по физическим процессам (Марчук, 1967).

3. Полагается, что облако трехфазное. При этом вся влага, присутствующая в облаке и подоблачном слое, состоит из водяного пара, облачных капель (ОК), дождевых капель (ДК), облачных ледяных кристаллов (ОЛК) и ледяных частиц осадков (ЛЧО) (Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2007; Веремей, Довгалюк, Морозов, 2006). Принятое допущение основано на экспериментальных данных о спектрах облачных частиц и частиц осадков. Первые могут быть представлены в виде узкой функции распределения (взаимодействием частиц внутри этой фракции можно пренебречь), тогда как функция распределения вторых имеет достаточно широкий спектр. Внутрифракционными взаимодействиями можно пренебречь по сравнению с межфракционными.

4. Полагается, что носителями электрического заряда в облаке являются облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы, ледяные частицы осадков и атмосферные ионы.

При выполнении указанных требований процесс подключения микрофизического блока к модели заключается в расчете источников и стоков массы и заряда субстанций с последующим подключением их к уравнениям баланса, содержащимся в макрофизическом блоке, на каждом шаге по времени.

Первое, третье и четвертое требования были априори заданы при разработке модели. Остается обосновать возможность корректного расщепления рассматриваемой модели по физическим процессам.

Если записать основные уравнения модели в виде

$$\frac{\partial U}{\partial t} + L_x U = L_s U,$$

где U — содержание любой субстанции, L_x — гидродинамический оператор (упорядоченный и турбулентный перенос), L_s — оператор микрофизических процессов, то после аппроксимации производной по времени t получим разностную схему в виде

$$\frac{U^{n+1} - U^n}{\Delta t} + L_x U^n = L_s U^n,$$

или

$$U^{n+1} = (E - \Delta t L_x + \Delta t L_s) U^n,$$

где E — единичный оператор. В скобках стоит оператор перехода решения U с n -го временного слоя на $(n + 1)$ -й. Этот оператор может быть приближенно факторизован (расщеплен) следующим образом:

$$(E - \Delta t L_x + \Delta t L_s) \approx (E - \Delta t L_x)(E + \Delta t L_s).$$

При этом ошибка факторизации пропорциональна Δt^2 , что формально не ухудшает порядок точности схемы (1-й).

Такая факторизация означает последовательное решение на шаге по времени двух подзадач: гидродинамической и микрофизической, что и представляет собой расщепление по физическим факторам (рис. 1).

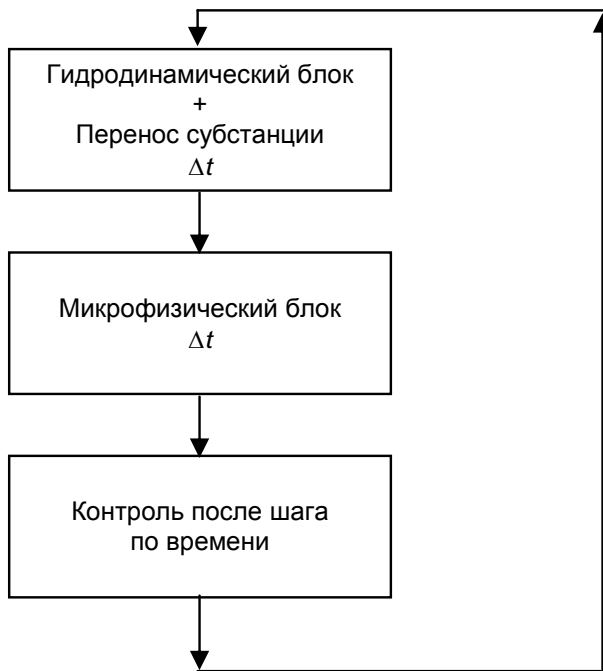


Рис. 1. Общая блок-схема программы (расщепление по физическим факторам).

Таким образом, имеется возможность разрабатывать микрофизический блок модели независимо от разработанного ранее гидротермодинамического (Довгалюк и др., 2008).

3. Источники и стоки влаги

Приступим непосредственно к описанию блока, предназначенного для расчета характеристик микрофизических процессов. При описании микрофизических блоков используются следующие основные обозначения переменных: Q_v , Q_c , Q_{ic} , Q_r , Q_{ic} — отношение смеси водяного пара, ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО соответственно.

Схема преобразования субстанций в ходе микрофизических процессов при эволюции облака представлена на рис. 2.

Выпишем параметрические выражения для расчета интенсивности процессов, указанных на схеме. Все источниковые члены измеряются в с^{-1} и имеют физический смысл приращения массы субстанции на единицу массы среды за единицу времени.

1. Источник-сток водяного пара:

$$F_v = P_{c \text{ исп}} + P_{r \text{ исп}} + P_{i \text{ исп}} + P_{i \text{ т исп}} - P_{\text{конд}} - P_{\text{субл}},$$

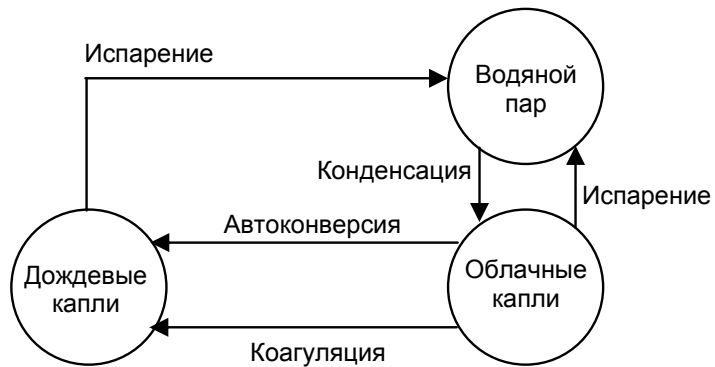
где $P_{\text{конд}}$ — интенсивность конденсации водяного пара, $P_{c \text{ исп}}$ — интенсивность испарения ОК, $P_{r \text{ исп}}$ — интенсивность испарения ДК, $P_{i \text{ исп}}$ — интенсивность испарения ЛЧО, $P_{i \text{ т исп}}$ — интенсивность испарения тающих ЛЧО, $P_{\text{субл}}$ — интенсивность сублимации водяного пара на ЛЧО.

2. Источник-сток облачных капель:

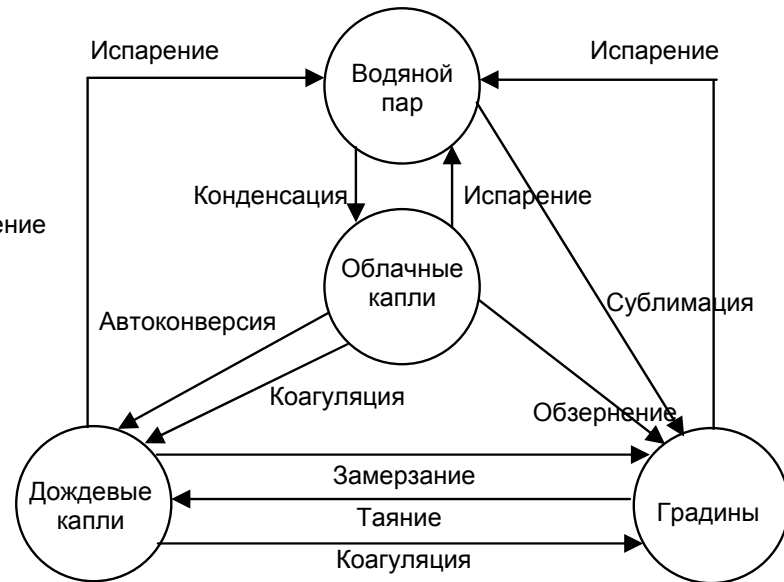
$$F_c = P_{\text{конд}} - P_{\text{авт}} - P_{\text{коаг } c-r} - P_{c \text{ исп}} - P_{\text{обз}} - P_{\text{зам } c} - P_{\text{пер}},$$

где $P_{\text{авт}}$ — интенсивность автоконверсии, $P_{\text{коаг } c-r}$ — интенсивность коагуляции ОК и ДК, $P_{\text{обз}}$ — интенсивность обзернения ЛЧО, $P_{\text{зам } c}$ — интенсивность гомогенного замерзания ОК, $P_{\text{пер}}$ — интенсивность сублимации водяного пара на естественных льдообразующих ядрах при перегонке пара с ОК на ОЛК.

а)



б)



в)

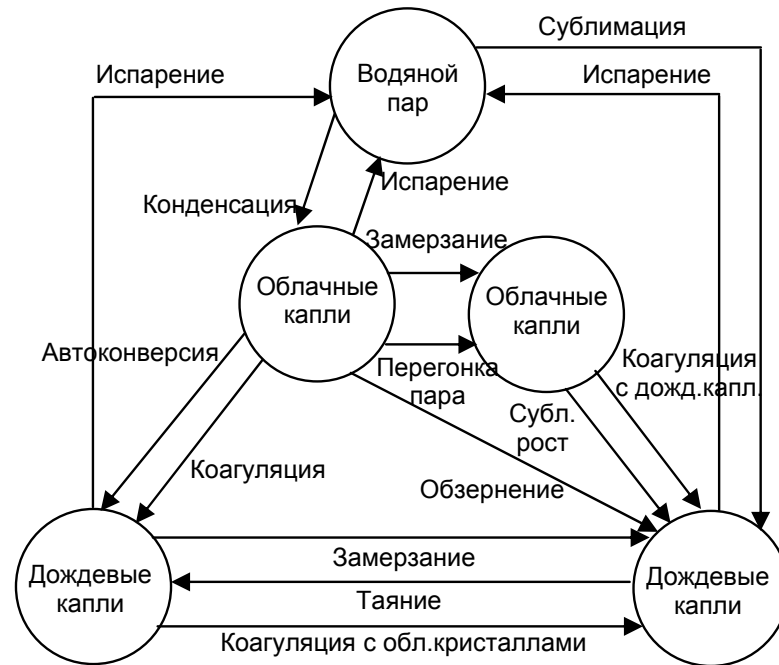


Рис. 2. Схема баланса влаги в облаке.

a — жидкокапельное облако, *б* — трехфазное облако без учета облачного льда, *в* — трехфазное облако с учетом облачного льда.

3. Источник-сток облачных ледяных кристаллов:

$$F_{ic} = P_{\text{зам } c} + P_{\text{пер}} - P_{\text{коаг } r-ic,ic} - P_{\text{рост } ic},$$

где $P_{\text{коаг } r-ic}$ — интенсивность перехода ОЛК в ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК, $P_{\text{рост } ic}$ — интенсивность перехода ОЛК в ЛЧО в результате сублимационного роста ОЛК.

4. Источник-сток дождевых капель:

$$F_r = P_{\text{авт}} + P_{\text{коаг } c-r} - P_{\text{зам } r} + P_{\text{таян}} - P_r \text{ исп} - P_{\text{коаг } r-i} - P_{\text{коаг } r-ic,r},$$

где $P_{\text{зам } r}$ — интенсивность гетерогенного замерзания ДК, $P_{\text{таян}}$ — интенсивность таяния ЛЧО, $P_{\text{коаг } r-ic,r}$ — интенсивность перехода ДК в ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК, $P_{\text{коаг } r-i}$ — интенсивность коагуляции ЛЧО и ДК.

5. Источник-сток ледяных частиц осадков:

$$F_i = P_{\text{зам } r} + P_{\text{субл}} - P_{\text{таян}} - P_i \text{ исп} - P_{i \text{ т исп}} + P_{\text{обз}} + P_{\text{рост } ic} + P_{\text{коаг } r-i} + \\ + P_{\text{коаг } r-ic,r} + P_{\text{коаг } r-ic,ic}.$$

Следует отметить, что некоторые механизмы были исключены из рассмотрения. В частности, не учтен механизм выброса вторичных ОЛК при обзёрнении ЛЧО (механизм Халлетта—Моссопа) (Веремей, Довгалюк, Морозов, 2006), а также испарение ОЛК.

Резюмируя сказанное выше, можно отметить, что микрофизические процессы, связанные с фазовыми переходами воды и коагуляцией частиц, можно подразделить на две группы (см. рис. 2). В трехфазном облаке в общем случае могут работать все перечисленные процессы, а в двухфазном — только часть из них (в которых не участвуют ледяные частицы).

4. Параметрические выражения для расчета интенсивности микрофизических процессов фазовых переходов и коагуляции

На основании анализа литературных источников были выбраны конкретные параметрические выражения для расчета интенсивности микрофизических процессов фазовых переходов и

коагуляции (Веремей, Довгалюк, Морозов, 2006; Мазин, Шметер, 1983; Мейсон, 1961; Роджерс, 1979; Шишкин, 1964; Kessler, 1969; Pruppacher, Klett, 1978). Выпишем указанные выражения для членов, входящих в источники-стоки субстанций. Полагаем, что ДК и ЛЧО распределены по размерам в соответствии с функцией распределения Маршалла—Пальмера, а ОК и ОЛК монодисперсны.

При расчете конденсации водяного пара полагается, что весь избыток массы водяного пара над значением, соответствующим насыщению, сбрасывается в водность ОК:

$$P_{\text{конд}} = \begin{cases} \frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v > Q_{ws}, \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws}, \end{cases}$$

где Q_{ws} — значение Q_v над плоской поверхностью воды при насыщении, Δt — шаг по времени, L_v — удельная теплота фазового перехода вода — пар, T — температура воздуха.

Под автоконверсией подразумевается процесс формирования ДК в ансамбле взаимодействующих между собой ОК. Это взаимодействие, по-видимому, обусловлено механизмами коагуляции, отличными от гравитационного (броуновская, турбулентная, электростатическая). На основании экспериментальных данных (Kessler, 1969) данный процесс можно приближенно описать следующим параметрическим выражением:

$$P_{\text{авт}} = K_1 \left(Q_c - \frac{K_2}{\rho_a} \right), \quad (1)$$

где K_1 и K_2 — константы, значения которых могут варьироваться в зависимости от физико-географических условий (Kessler, 1969); ρ_a — плотность воздуха. Данное выражение выводится из кинетического уравнения коагуляции. Коэффициент $K_2/\rho_a > 0$ принято называть порогом автоконверсии, при превышении ко-

тогого начинает действовать указанный механизм. Коэффициент K_1 характеризует интенсивность автоконверсии.

Следует отметить, что существуют и иные параметрические формулы для описания автоконверсии.

Коагуляция ДК и ОК описывается в приближении непрерывного роста:

$$P_{\text{коаг } c-r} = \frac{\pi}{4} Q_c N_{0r} \int_0^{\infty} E_{r,c} (1 - S_{r,c}) (D_r + D_c)^2 |V_r - V_c| \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r,$$

где Λ_r и N_{0r} — параметры функции распределения Маршалла—Пальмера для ДК; D_r и D_c — диаметры ДК и ОК соответственно; V_r и V_c — собственная скорость падения ДК и ОК соответственно; $E_{r,c}$ и $S_{r,c}$ — коэффициенты столкновения и неслияния для ОК и ДК соответственно. Значения данных коэффициентов в общем случае зависят от D_r и D_c , обобщение этих данных можно найти в работах Мазина, Шметера (1983), Роджерса (1979), Френкеля (1949), Gruppacher, Klett (1978).

Замерзание крупных капель является механизмом, ответственным за первоначальное образование градин в облаке. Данный процесс описывается формулой Бигга (Bigg, 1953), полученной по экспериментальным данным:

$$P_{\text{зам } r} = \begin{cases} \frac{\pi^2}{36} \frac{\rho_w}{\rho_a} J_n(T) N_{0r} \int_0^{\infty} D_r^6 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } T \leq T^{**}, \\ 0 & \text{при } T > T^{**}, \end{cases}$$

где J_n — скорость нуклеации льда, экспоненциально зависящая от температуры (Bigg, 1953); ρ_w — плотность воды; T^{**} — пороговая температура замерзания, величина которой варьирует в зависимости от конкретных условий (Степаненко и др., 2002).

Сублимация водяного пара на поверхности ЛЧО происходит при пересыщении водяного пара над льдом и описывается следующей формулой:

$$P_{\text{субл}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{is} D_v)} \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v > Q_{is}, \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{is}, \end{cases}$$

где D_i — диаметр ЛЧО; Λ_i и N_{0i} — параметры функции распределения Маршалла—Пальмера для ЛЧО; Q_{is} — значение Q_v над плоской поверхностью льда при насыщении; $C_{vi}(D_i)$ — коэффициент вентиляции для ЛЧО, зависящий от числа Рейнольдса; L_s — удельная теплота фазового перехода лед — пар; R_v — газовая постоянная водяного пара; D_v — коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в воздухе; k_a — коэффициент теплопроводности воздуха;

$$P_{\text{таян}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi k_a (T - T^*)}{L_f} \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } T > 0^\circ \text{C}, \\ 0 & \text{при } T \leq 0^\circ \text{C}, \end{cases}$$

где $T^* = 0^\circ \text{C}$, L_f — удельная теплота фазового перехода лед — вода.

Интенсивность испарения ОК при $Q_v < Q_{ws}$ противоположна по знаку интенсивности конденсации:

$$P_{\text{исп}} = \begin{cases} -\frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v < Q_{ws}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws}. \end{cases}$$

При расчете испарения ДК учитываются молекулярная диффузия водяного пара и молекулярная теплопроводность воздуха (соответствующие члены стоят в знаменателе). Также учтен эффект обдува капли:

$$P_r \text{ исп} = \begin{cases} \frac{N_{0r}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{ws} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_r C_{vr}(D_r) \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } Q_v < Q_{ws}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws}, \end{cases}$$

где $C_{vi}(D_i)$ — коэффициент вентиляции для ДК, зависящий от числа Рейнольдса.

Аналогичным образом рассчитывается интенсивность испарения ЛЧО, как сухих (при $T < 0$ °С), так и тающих (при $T \geq 0$ °С):

$$P_i \text{ исп} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{is} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v < Q_{is}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{is}, \end{cases}$$

$$P_{i \text{ т исп}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{ws} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v < Q_{ws}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws}. \end{cases}$$

Обзрение ЛЧО представляет собой захват ими ОК с последующим намерзанием. Формула для расчета интенсивности данного процесса, равно как и для $P_{\text{коаг } c-r}$, записывается в приближении непрерывного роста:

$$P_{\text{обз}} = \frac{\pi}{4} Q_c N_{0i} \int_0^{\infty} E_{i,c} (1 - S_{i,c}) (D_i + D_c)^2 |V_i - V_c| \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i,$$

где V_i — собственная скорость падения ЛЧО; $E_{i,c}$ и $S_{i,c}$ — коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОК и ЛЧО;

$$P_{\text{зам } c} = \begin{cases} K_{fc} Q_c & \text{при } T \leq T^{***}, \\ 0 & \text{при } T > T^{***}, \end{cases}$$

где T^{***} — пороговая температура, зависящая от конкретных условий (характерное значение T^{***} составляет примерно -40 °С), K_{fc} — коэффициент пропорциональности, равный 1с^{-1} ;

$$P_{\text{пер}} = \frac{N_{\text{ЛОЯ}}}{\rho_a} a m_{\text{ЛОЯ}}^b,$$

где $N_{\text{ЛОЯ}}$ и $m_{\text{ЛОЯ}}$ — счетная концентрация и масса льдообразующих ядер соответственно, a и b — эмпирические коэффициенты, являющиеся полиномиальными функциями от температуры (Fletcher, 1962; Koenig, 1971);

$$P_{\text{рост } ic} = Q_{ic}^{100 \text{ мкм}} \frac{6}{\pi D_*^3} a \left(\frac{\pi}{6} \rho_i D_*^3 \right)^b + \frac{Q_{ic}^{100 \text{ мкм}}}{\Delta t},$$

где $Q_{ic}^{100 \text{ мкм}}$ — отношение смеси ОЛЖ, достигших диаметра $D_* = 100$ мкм; a и b — эмпирические коэффициенты (см. формулу для $P_{\text{пер}}$);

$$P_{\text{коаг } r-i} = N_{0i} N_{0r} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} (D_r + D_i)^2 |V_r - V_i| D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_r dD_i,$$

$$P_{\text{коаг } r-ic,ic} = \frac{\pi}{4} Q_{ic} N_{0r} \int_0^{\infty} E_{r,ic} (1 - S_{r,ic}) (D_r + D_{ic})^2 |V_r - V_{ic}| \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r,$$

где D_{ic} — диаметр ОЛК, V_{ic} — собственная скорость падения ОЛК, $E_{r,ic}$ и $S_{r,ic}$ — коэффициенты столкновения и неслияния для ОЛК и ДК соответственно. Значения данных коэффициентов в общем случае зависят от D_r и D_{ic} ;

$$P_{\text{коаг } r-ic,r} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w}{\rho_a} N_{0r} \int_0^{\infty} P(D_r) D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r,$$

где $P(D_r)$ — число столкновений отдельно взятой ДК диаметром D_r с ледяными кристаллами за единицу времени:

$$P(D_r) = \frac{\pi}{4} (D_r + D_{ic})^2 E_{r,ic} (1 - S_{r,ic}) |V_r - V_{ic}| N_{ic}.$$

5. Источники и стоки электрического заряда

На данный момент отсутствует полное и строгое теоретическое описание наиболее мощных механизмов электризации конвективного облака, что объясняется, во-первых, многообразием условий протекания электрических процессов, а во-вторых, наличием тесной взаимосвязи между разными механизмами (Кашлева, 2008; Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2007; Веремей, Довгалюк, Морозов, 2006; Пачин, 2002). Эмпирические данные о многих процессах электризации облачных элементов, полученные разными авторами, чрезвычайно неоднозначны и противоречивы как в количественном, так и в качественном плане (Мучник, Фишман, 1982). По этой причине на данном этапе при описании процессов генерации и разделения нескомпенсированных объемных электрических зарядов неизбежна идеализация.

Эволюция облака происходит в ионизированной среде, поэтому важен учет ионных механизмов заряжения облачных элемен-

тов. Помимо этого, нескомпенсированные объемные заряды могут разделяться при взаимодействии различных частиц между собой.

В настоящей работе учтены следующие основные механизмы электризации:

1) диффузионный — зарядение ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО вследствие диффузии к этим частицам атмосферных ионов и последующего их захвата;

2) индукционный — зарядение ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО при селективном захвате атмосферных ионов указанными частицами, поляризованными во внешнем электрическом поле;

3) сложение зарядов взаимодействующих частиц разных типов при их коагуляции;

4) изменение количества заряда, переносимого частицами того или иного сорта, при их взаимных превращениях в процессе фазовых переходов;

5) разделение заряда при упругом взаимодействии ДК и ОК, поляризованных во внешнем электрическом поле;

6) разделение заряда при упругом взаимодействии ЛЧО и ОЛК.

Блок-схемы, описывающие переход электрического заряда из одной субстанции в другую, приведены на рис. 3 и 4.

Детальный анализ сравнительной роли этих и других механизмов в процессе электризации конвективного облака приведен в работе Довгалюк и др. (2007).

Рассмотрим источники-стоки заряда субстанций. Все источниковые члены измеряются в $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ и имеют физический смысл приращения заряда субстанции в единице объема среды за единицу времени.

1. Источник-сток концентрации отрицательных и положительных ионов:

$$S^n = \frac{1}{e} \left[-G_{c \text{ диф}}^n - G_{ic \text{ диф}}^n - G_{r \text{ диф}}^n - G_{i \text{ диф}}^n - G_{c \text{ инд}}^n - G_{ic \text{ инд}}^n - G_{r \text{ инд}}^n - G_{i \text{ инд}}^n \right] + \frac{1}{e} \left[-\min(0, G_{c \text{ исп}}) - \min(0, G_{r \text{ исп}}) - \min(0, G_{i \text{ исп}}) \right],$$

$$S^p = \frac{1}{e} \left[-G_{c \text{ диф}}^p - G_{ic \text{ диф}}^p - G_r^p \text{ диф} - G_i^p \text{ диф} - G_c^p \text{ инд} - G_{ic}^p \text{ инд} - \right. \\ \left. - G_r^p \text{ инд} - G_i^p \text{ инд} \right] + \frac{1}{e} \left[\max(0, G_{c \text{ исп}}) + \max(0, G_r \text{ исп}) + \max(0, G_i \text{ исп}) \right],$$

где $G_{c \text{ диф}}^n$ и $G_{c \text{ диф}}^p$ — интенсивность диффузионного заряжения ОК (здесь и далее верхние индексы n или p означают заряжение отрицательными или положительными ионами соответственно); $G_{ic \text{ диф}}^n$ и $G_{ic \text{ диф}}^p$ — интенсивность диффузионного заряжения ОЛК; $G_r^p \text{ диф}$ и $G_r^p \text{ диф}$ — интенсивность диффузионного заряжения ДК; $G_i^p \text{ диф}$ и $G_i^p \text{ диф}$ — интенсивность диффузионного заряжения ЛЧО; $G_c^p \text{ инд}$ и $G_c^p \text{ инд}$ — интенсивность индукционного заряжения ОК; $G_{ic}^p \text{ инд}$ и $G_{ic}^p \text{ инд}$ — интенсивность индукционного заряжения ОЛК; $G_r^p \text{ инд}$ и $G_r^p \text{ инд}$ — интенсивность индукционного заряжения ДК; $G_i^p \text{ инд}$ и $G_i^p \text{ инд}$ — интенсивность индукционного заряжения ЛЧО; $G_{c \text{ исп}}$, $G_r \text{ исп}$, $G_i \text{ исп}$ — интенсивность перехода заряда испаряющихся ОК, ДК и ЛЧО соответственно в атмосферные ионы; e — элементарный электрический заряд.

2. Источник-сток объемной плотности заряда облачных капель:

$$S_c = G_{c \text{ диф}}^p + G_{c \text{ инд}}^p - G_{c \text{ диф}}^n - G_{c \text{ инд}}^n - G_{\text{ст } c-r} - G_{\text{ст } c-i} - \\ - G_{\text{авт}} - G_{\text{коаг } c-r} - G_{\text{обз}} - G_{\text{зам } c} - G_{c \text{ исп}},$$

где $G_{\text{ст } c-r}$ — интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОК и ДК, $G_{\text{ст } c-i}$ — интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОК и ЛЧО, $G_{\text{авт}}$ — интенсивность перехода заряда ОК в заряд ДК при автоконверсии, $G_{\text{коаг } c-r}$ — интенсивность перехода заряда ОК в заряд ДК при их коагуляции, $G_{\text{обз}}$ — интенсивность перехода заряда ОК в заряд ЛЧО при обзертении, $G_{\text{зам } c}$ — интенсивность перехода заряда ОК в заряд ОЛК при гомогенном замерзании ОК.

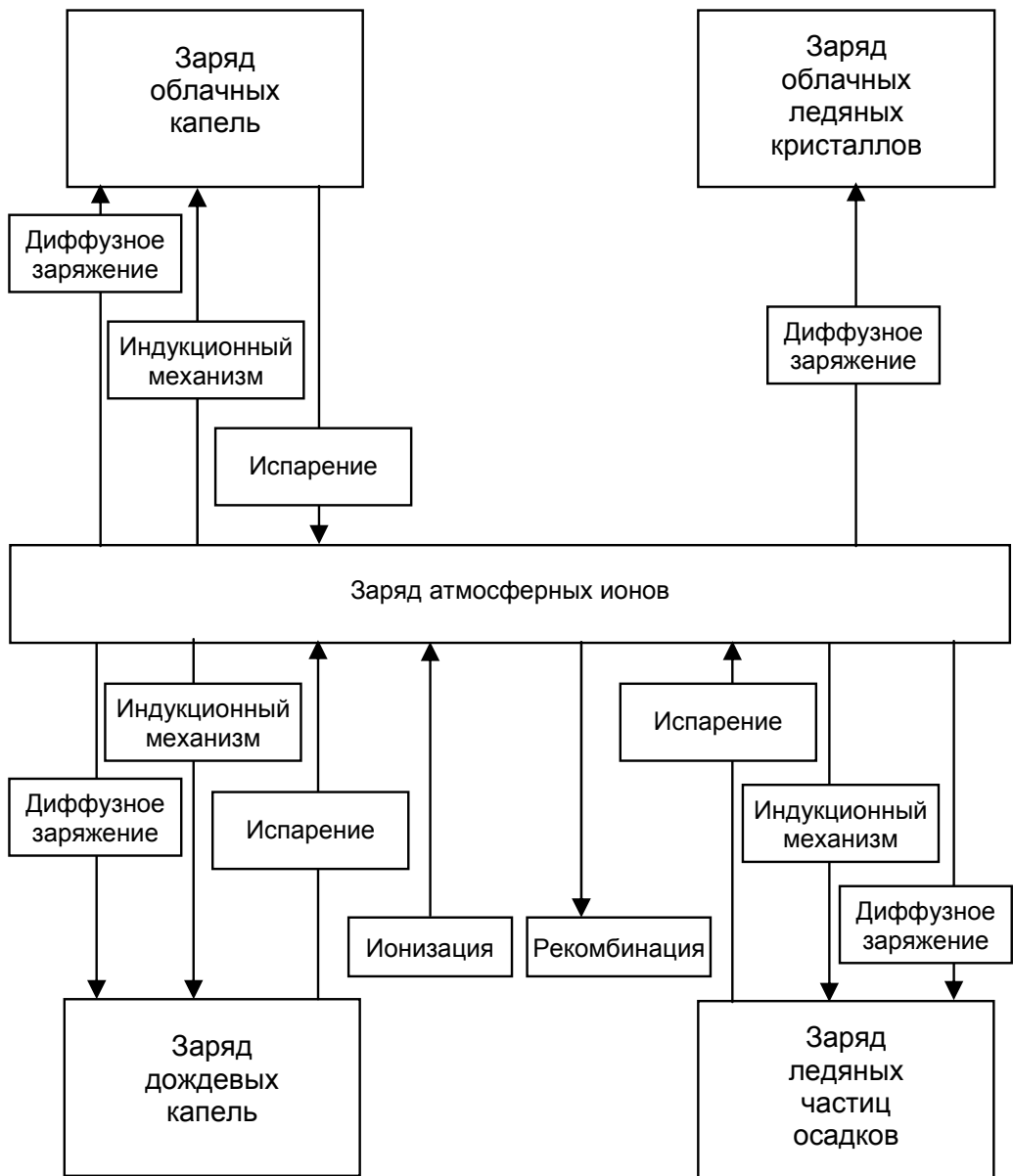


Рис. 3. Ионные механизмы электризации частиц.

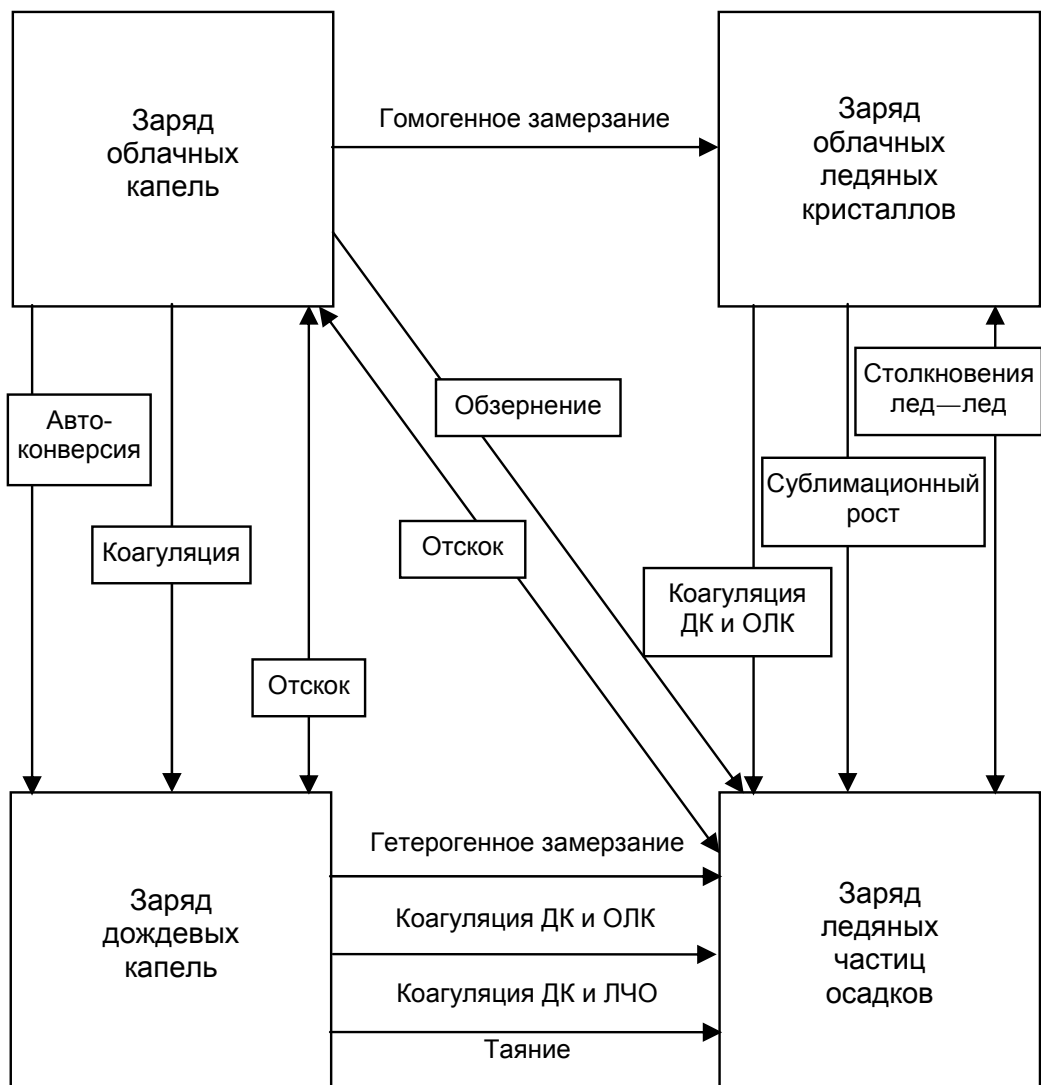


Рис. 4. Механизмы электризации частиц при их взаимодействии и при фазовых переходах влаги.

3. Источник-сток объемной плотности заряда облачных ледяных кристаллов:

$$S_{ic} = G_{ic}^p \text{ диф} + G_{ic}^p \text{ инд} - G_{ic}^n \text{ диф} + G_{ic}^n \text{ инд} + G_{\text{зам } c} - G_{\text{рост } ic} - \\ - G_{\text{коаг } r-ic,ic} - G_{\text{ст } ic-i},$$

где $G_{\text{рост } ic}$ — интенсивность перехода заряда ОЛК в заряд ЛЧО в результате сублимационного роста, $G_{\text{коаг } r-ic,ic}$ — интенсивность перехода заряда ОЛК в заряд ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК, $G_{\text{ст } ic-i}$ — интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОЛК и ЛЧО.

4. Источник-сток объемной плотности заряда дождевых капель:

$$S_r = G_r^p \text{ диф} + G_r^p \text{ инд} - G_r^n \text{ диф} + G_r^n \text{ инд} + G_{\text{ст } c-r} + \\ + G_{\text{авт}} + G_{\text{коаг } c-r} - G_{\text{зам } r} + G_{\text{таян } i} - G_{\text{коаг } r-ic,r} - G_{\text{коаг } r-i} - G_r \text{ исп},$$

где $G_{\text{зам } r}$ — интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при гетерогенном замерзании ДК, $G_{\text{т } i}$ — интенсивность перехода заряда ЛЧО в заряд ДК при таянии ЛЧО, $G_{\text{коаг } r-ic,r}$ — интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК, $G_{\text{коаг } r-i}$ — интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при их коагуляции с последующим замерзанием воды.

5. Источник-сток объемной плотности заряда ледяных частиц осадков:

$$S_i = G_i^p \text{ диф} + G_i^p \text{ инд} - G_i^n \text{ диф} + G_i^n \text{ инд} + \\ + G_{\text{ст } c-i} + G_{\text{ст } ic-i} + G_{\text{зам } r} - G_{\text{таян } i} + G_{\text{обз}} + G_{\text{рост } ic} + \\ + G_{\text{коаг } r-ic,r} + G_{\text{коаг } r-ic,ic} + G_{\text{коаг } r-i} - G_i \text{ исп}.$$

6. Параметризация микрофизических процессов генерации и разделения зарядов

В разрабатываемой модели важно провести обобщение параметризации основных процессов электризации. Ранее рядом авторов (Pruppacher, Klett, 1978) при разработке численных моде-

лей грозových облаков рассматривались отдельные аспекты данной задачи. В настоящей работе сделана попытка обобщить все основные электрические процессы в параметризованном виде.

Выпишем подробные выражения для членов, входящих в источники-стоки заряда. Предполагаем, что функция распределения частиц каждого сорта по зарядам является монодисперсной; средний заряд каждой частицы равен отношению объемной плотности заряда, переносимого частицами данного сорта, к их счетной концентрации.

Диффузионный механизм. Данный механизм обеспечивает зарядение частицы в результате диффузии к ней атмосферных ионов. Если предположить, что поле частиц является чисто кулоновским, а также пренебречь их электрическим взаимодействием между собой, то интенсивность диффузионной электризации (на примере ОК и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{c \text{ диф}}^n = \frac{4\pi e \mu_n q_c N_c N_n}{\exp[-2eq_c/(D_c kT)] - 1},$$

где N_n и μ_n — концентрация и подвижность отрицательных ионов соответственно, k — постоянная Больцмана, N_c — счетная концентрация ОК, q_c — заряд единичной ОК.

Значения $G_{ic \text{ диф}}^n$, $G_{r \text{ диф}}^n$, $G_{i \text{ диф}}^n$, $G_{c \text{ диф}}^p$, $G_{ic \text{ диф}}^p$, $G_{r \text{ диф}}^p$, $G_{i \text{ диф}}^p$ рассчитываются по аналогичным формулам с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для ДК и ЛЧО, распределение которых по размерам не является монодисперсным, подставляются средневзвешенные значения диаметров \bar{D}_r и \bar{D}_i соответственно.

Индукционный механизм. Данный механизм состоит в захвате ионов частицами, поляризованными во внешнем поле. Его интенсивность (на примере ОК и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{c \text{ инд}}^n = J_c^n (V_c, D_c, \mathbf{E}, \mu^n, N^n) e N_c,$$

где \mathbf{E} — вектор напряженности внешнего электрического поля, которое поляризует ОК; J_c^n — поток отрицательных ионов на единичную ОК, зависящий от напряженности электрического поля, размера и скорости седиментации частицы, счетной концентрации и подвижности ионов. Явные выражения для расчета J_c^n приведены в работе Chiu (1978).

Для других частиц используются аналогичные выражения с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для ДК и ЛЧО по-прежнему подставляются средние значения диаметра \bar{D}_r и \bar{D}_i .

Электризация при соударении частиц и их последующем разлете. Интенсивность разделения заряда при взаимодействии ОК и ДК описывается следующим выражением (Chiu, 1978; Ziv, Levin, 1974):

$$G_{ст\ c-r} = N_r N_c |V_r - V_c| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_r + D_c)^2 E_{r,c} S_{r,c} \left[-\gamma_1 D_c^2 \cos \alpha_1 E_z \operatorname{sgn} E_z + \frac{q_c - \gamma_2 q_r (D_c / \bar{D}_r)^2}{1 + \gamma_2 (D_c / \bar{D}_r)^2} \right],$$

где $\gamma_1 = 1,23$, $\gamma_2 = 1,64$ (в первом приближении рассматриваются как константы, в общем случае являются функциями размеров сталкивающихся частиц); $\cos \alpha_1 = 0,666$ — среднее значение косинуса угла, определяющего местоположение ОК относительно ДК. При этом предполагается, что время релаксации заряда при контакте ОК и ДК много меньше характерного времени самого контакта.

Выражение для $G_{ст\ c-i}$ записывается аналогичным образом с подстановкой параметров ЛЧО вместо ДК. Единственное замечание состоит в том, что этот процесс имеет место в области положительных температур, когда градины тают и покрываются ледяной пленкой. В первом приближении считается, что они при столкновениях ведут себя как обычные ДК, что дает возможность воспользоваться аналогичной формулой.

Наименее изучена, а потому представляет наибольший интерес проблема расчета $G_{ст\ ic-i}$. Выражение для $G_{ст\ ic-i}$ имеет следующий общий вид (Ziegler, McGorman, 1991):

$$G_{ст\ ic-i} = N_i N_{ic} |V_i - V_{ic}| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_i + D_{ic})^2 E_{i,ic} S_{i,ic} \delta q_{i,ic},$$

где $\delta q_{i,ic}$ — средний электрический заряд, переносимый от ОЛК к ЛЧО при одном столкновении с отскоком, $E_{i,ic}$ и $S_{i,ic}$ — коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОЛК и ЛЧО (для указанных типов частиц в данной модели полагается $S_{i,ic} = 1$). В контексте собственно процессов электризации основную проблему представляет расчет $\delta q_{i,ic}$.

В настоящей работе индукционный механизм обмена зарядами при столкновении частиц во внешнем электрическом поле не учитывается. Далее рассматривается механизм электризации, обусловленный физико-химическими различиями сталкивающихся частиц.

Основные результаты исследований в данном направлении были получены в лабораторных условиях (Имянитов, Климин, Дьяконова, 1988; Климин, 1990; Jayaratne, Saunders, Hallett, 1983; Saunders, Вах-Norman, Avila, 2003; Saunders, Keith, Mitzeva, 1991; Saunders, Peck, 1998; Takahashi, 1978). В работах Gardiner et al. (1985), Jayaratne, Saunders, Hallett (1983), Saunders, Keith, Mitzeva (1991) параметризация $\delta q_{i,ic}$ проводилась на основе обработки экспериментальных данных в следующем виде:

$$\delta q_{i,ic} = k D_{ic}^m |V_i - V_{ic}|^n (Q_w - Q_{w\ крит}) f(T),$$

где $k = 7,3 \cdot 10^{-14}$ — безразмерный коэффициент, m и n — целые числа (в работе Gardiner et al. (1985) для них выбирались значения: $m = 4$, $n = 3$); Q_w — суммарная водность; $Q_{w\ крит} \approx 0,1 \text{ г/м}^3$ — критическое значение Q_w , ниже которого знак передаваемого заряда меняется на противоположный; $f(T)$ — полиномиальная функция от температуры:

$$f(T) = a_3 (T - 273)^3 - a_2 (T - 273)^2 - a_1 (T - 273) + a_0$$

с коэффициентами $a_3 = -1,7 \cdot 10^{-5}$, $a_2 = 3,0 \cdot 10^{-3}$, $a_1 = -5,0 \cdot 10^{-2}$, $a_0 = 0,13$ (Gardiner et al., 1985). Значение D_{ic} при указанных коэффициентах должно быть выражено в миллиметрах.

Расчет функции $f(T)$ дает температуру изменения знака заряжения при $T = -21,5$ °С. Таким образом, знак $\delta q_{i,ic}$ зависит от влажности и температуры.

Наряду с этим, существует параметризация, основанная на работе Takahashi (1978), в которой дается следующая зависимость $\delta q_{i,ic}(T, Q_w)$ для ОЛК диаметром от 10 до 100 мкм:

$$\delta q_{i,ic} = \begin{cases} \delta q'_{i,ic} & \text{при } T > T_{\text{крит}}, \\ -\delta q''_{i,ic} & \text{при } T < T_{\text{крит}}, \end{cases}$$

где $\delta q'_{i,ic}$, $\delta q''_{i,ic}$, $T_{\text{крит}}$ подбираются на основании экспериментальных данных (Heldson et al., 2001; Scavuzzo et al., 1998; Takahashi, 1978).

Переход заряда от одних носителей к другим. Переход вещества из одной фракции в другую сопровождается переходом заряда. Так, заряд ОК при автоконверсии и коагуляции переходит в заряд ДК, заряд ДК при их замерзании переходит в заряд ЛЧО и т. д. Предположим для простоты, что заряд равномерно распределен по массе влаги. Тогда интенсивность перехода заряда можно связать с интенсивностью соответствующих микрофизических процессов следующими простыми выражениями:

$$\begin{aligned} G_{c \text{ исп}} &= \frac{P_{c \text{ исп}} + P_{\text{пер}}}{Q_c} \tau_c; & G_{r, \text{ исп}} &= \frac{P_r \text{ исп}}{Q_r} \tau_r; & G_{i, \text{ исп}} &= \frac{P_i \text{ исп} + P_{i \text{ т исп}}}{Q_i} \tau_i; \\ G_{\text{авт}} &= \frac{P_{\text{авт}}}{Q_c} \tau_c; & G_{\text{коаг } c-r} &= \frac{P_{\text{коаг } c-r}}{Q_c} \tau_c; & G_{\text{обз}} &= \frac{P_{\text{обз}}}{Q_c} \tau_c; & G_{\text{зам } c} &= \frac{P_{\text{зам } c}}{Q_c} \tau_c; \\ G_{\text{рост } ic} &= \frac{P_{\text{рост } ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; & G_{\text{коаг } r-ic, ic} &= \frac{P_{\text{коаг } r-ic, ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; & G_{\text{коаг } r-ic, r} &= \frac{P_{\text{коаг } r-ic, r}}{Q_r} \tau_r; \\ G_{\text{зам } r} &= \frac{P_{\text{зам } r}}{Q_r} \tau_r; & G_{\text{т } i} &= \frac{P_{\text{т } i}}{Q_r} \tau_r; & G_{\text{коаг } r-i} &= \frac{P_{\text{коаг } r-i}}{Q_r} \tau_r. \end{aligned}$$

Здесь τ_c , τ_{ic} , τ_r , τ_i — объемная плотность заряда ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО соответственно.

7. Пример реализации микрофизического блока в конкретной модели

Сформулированный выше микрофизический блок был последовательно подключен к двум моделям: 1) численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака (Баранов др., 1997; Довгалюк и др., 2007); 2) рассматриваемой в настоящей работе численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака.

Реализация обеих моделей с разработанным микрофизическим блоком показала, что данный блок дает возможность достаточно полного описания микрофизических процессов при сравнительной простоте и высокой скорости расчетов, что является его несомненным преимуществом.

Для валидации модели было предложено исследовать расчетные поля объемной плотности электрического заряда, получаемые при реализации обеих моделей. Это обусловлено тем, что закономерности распределения зарядовой структуры конвективных облаков на разных стадиях их жизни достаточно хорошо исследованы экспериментально (Мучник, Фишман, 1982; Кашлева, 2008). Вместе с тем, объемная плотность электрического заряда является величиной, достаточно чувствительной к изменениям динамических и микрофизических характеристик облака, поэтому неадекватное описание динамических и микрофизических процессов неизбежно привело бы к качественным искажениям электрической структуры облака.

В результате реализации указанных моделей получены следующие результаты.

Наиболее важную роль в процессе генерации нескомпенсированных объемных зарядов в облаке играет процесс разделения зарядов при соударениях и отскоках дождевых и облачных капель и при столкновениях ЛЧО и ОЛК. Ионные механизмы не играют существенной роли в формировании реально наблюдаемых в Сб электрических зарядов и полей, хотя на ранних стадиях развития облака они вносят заметные поправки.

Электрическая структура конвективного облака на разных стадиях его развития, получаемая по модельным расчетам, соответствует наблюдаемым данным: на стадии Сu hum. облако в це-

лом заряжено униполярно и отрицательно; на стадии $Cu\ med.$ — $Cu\ cong.$ оно приобретает двухполюсную структуру с положительным зарядом вверху, на стадии Cb образуется трехполюсная структура с положительным зарядом вверху и внизу и отрицательным в середине облака.

Следует отметить, что указанные результаты были получены как с помощью трехмерной, так и с помощью полуторамерной модели конвективного облака. При этом последняя проходила многостороннее тестирование (Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2007), показавшее высокую оправдываемость получаемых результатов.

Результаты расчетов хорошо согласуются с данными натуральных наблюдений. Таким образом, можно с уверенностью полагать, что полученная полная численная нестационарная трехмерная модель конвективного облака адекватно описывает осадкообразующие конвективные облака, в том числе и с учетом электрических процессов.

8. Параметризация активных воздействий на конвективные облака

Одной из основных задач, для решения которых предназначена разрабатываемая полная численная нестационарная трехмерная модель конвективного облака, является моделирование активных воздействий на облака путем их засева гигроскопическими и льдообразующими реагентами и последующая оценка эффекта воздействия.

В модель включены блоки, описывающие воздействие гигроскопическим и кристаллизующим реагентами.

Методика оценки состоит в последовательном выполнении расчетов эволюции облака при естественном развитии и при активном воздействии с последующим сравнением результатов. В качестве основных характеристик для оценки эффекта воздействия предлагается использовать интенсивность и количество осадков на подстилающей поверхности, высоту верхней границы облака, радиолокационную отражаемость и скорость восходящего потока. При возможности этот перечень может быть расширен.

8.1. Параметризация воздействий гигроскопическими реагентами

Эксперименты по воздействию на конвективные облака гигроскопическими реагентами успешно проводятся на протяжении многих десятилетий (Довгалюк, Бериташвили, 1967; Довгалюк, Ивлев, 1998; Соловьев, 1963; Сталевич, 1972). В последние годы интерес к этим работам усилился (Синькевич, Краус, 2010).

В данной модели, следуя работе Дрофы (2010), предлагается производить воздействие на конвективное облако путем введения в подоблачный слой гигроскопических частиц с определенными физико-химическими характеристиками. Данный метод воздействия применим в основном для жидкокапельного конвективного облака.

Концепция воздействия состоит в трансформации спектра распределения капельной влаги по размерам. В результате воздействия при одной и той же массе облачных капель может изменяться соотношение их концентрации и среднего размера, что способствует изменению скорости осадкообразования.

В работе Дрофы (2010) решалась задача по моделированию активного воздействия на конвективные облака в рамках детального описания микрофизических процессов с учетом распределения капель по размерам. В рамках параметризованного описания облачной микрофизики использованный способ моделирования неприменим. В связи с этим предложен иной подход к моделированию процесса воздействия.

В гидротермодинамический блок дополнительно введено уравнение переноса частиц гигроскопического реагента, аналогичное тем, которые в первой части настоящей работы были записаны для других субстанций (Довгалюк и др., 2008). При расчетах гигроскопический реагент вводится в подоблачный слой в заданный момент времени. В дальнейшем он попадает в облако с восходящими воздушными потоками и распространяется.

В тех областях, где концентрация реагента превышает некоторое пороговое значение, предложено варьировать коэффициенты K_1 и K_2 в формуле (1). Физический смысл такой параметризации воздействия состоит в том, что образование ДК среди ансамбля ОК происходит с увеличенной скоростью, при этом

процесс осадкообразования оказывается более быстрым, чем в естественном цикле эволюции облака.

Выбор момента воздействия оптимально производится таким образом, чтобы запас ОК в облаке был уже достаточно большим, но в то же время естественная автоконверсия еще не начиналась.

8.2. Параметризация воздействий кристаллизующими реагентами

Концепция активного воздействия кристаллизующим (льдообразующим) реагентом состоит в том, что при определенном диапазоне значений температуры воздуха частицы реагента активизируются и происходит нуклеация. Механизмами нуклеации являются:

1) осаждение водяного пара на частицах реагента при пересыщении над льдом;

2) кристаллизация переохлажденных капель воды при контакте с частицами реагента;

3) конденсация водяного пара на поверхности частицы с последующим замерзанием;

4) активация частиц, предварительно собранных каплей и полностью в нее погруженных.

В практических работах по активным воздействиям на облака, как правило, применяется реагент AgI.

В рамках параметризованного подхода к описанию микрофизических процессов, используемого в рассматриваемой модели, воздействие кристаллизующим реагентом параметризуется следующим образом. В некоторой области пространства, соответствующей области температур, при которых активизируется реагент, происходит замораживание ОК и переход их в ОЛК. Доля массы замораживаемых ОК меняется в зависимости от расстояния от места засева и от времени, прошедшего от момента воздействия. Последний выбирают исходя из следующих условий: 1) облако достигло области с требуемым диапазоном температур (в модели принято от -6 до -10 °C); 2) присутствует достаточно большое количество жидкокапельной влаги; 3) облако не достигло стадии, когда происходит естественное осадкообразование.

Заключение

Построен микрофизический блок, содержащий учет основных микрофизических процессов в конвективном облаке (фазовые переходы, коагуляционные процессы и заряджение облачных элементов).

Обоснована возможность его стыковки с гидротермодинамическим блоком с использованием метода расщепления системы уравнений модели по физическим процессам.

Показано, что данный блок может быть подключен к численным моделям конвективного облака разной размерности и пространственной структуры.

Разработаны дополнительные составляющие микрофизического блока, описывающие активное воздействие на облако с применением гигроскопических и льдообразующих реагентов.

Сформулирован алгоритм оценки эффекта воздействия с использованием метода численного моделирования. В качестве основных показателей выбраны интенсивность и количество осадков на подстилающей поверхности, высота верхней границы облака, радиолокационная отражаемость и скорость восходящего потока.

Детальное описание микрофизического блока, описывающего активное воздействие на облако путем засева реагентами, будет подробно рассмотрено в III части настоящей работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00859).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов В. Г., Веремей Н. Е., Власенко С. С., Довгалюк Ю. А. (1997). Численная нестационарная модель электризации конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ. Сер. 4: физика, химия. Вып. 3. № 18. С. 23—30.

Бекряев В. И. (2007). Некоторые вопросы физики облаков и активных воздействий на них. Учебное пособие. — СПб.: Изд-во РГГМУ. 336 с.

Берлянд М. Е. (1975). Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат. 448 с.

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.

Владимиров С. А. (2005). Численное моделирование воздействия на процесс образования осадков в конвективных облаках с помощью засева гигроскопическими аэрозолями // Метеорология и гидрология. № 1. С. 58—68.

Волощук В. М., Седунов Ю. С. (1975). Процессы коагуляции в дисперсных системах. — Л.: Гидрометеоиздат. 320 с.

Довгалюк Ю. А., Бериташвили Б. Ш. (1967). К расчету конденсационного роста и испарения капель в кучевых облаках // Труды ГГО. Вып. 202. С. 3—12.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатъев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Шукин Г. Г. (2008). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. I. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока // Труды ГГО. Вып. 558. С. 102—142.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2007). Применение полутоновой модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — СПб.: Астерион. 162 с.

Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. (1998). Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — СПб.: Изд-во СПбГУ. 322 с.

Дрофа А. С. (2010). Исследование воздействия гигроскопическими частицами на теплое конвективное облако по результатам численного моделирования // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 46, № 3. С. 357—367.

Имянитов И. М., Климин Н. Н., Дьяконова И. Н. (1988). Моделирование процессов контактной электризации облаков в камерах туманов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 24, № 6. С. 630—638.

Кашлева Л. В. (2008). Атмосферное электричество. — СПб. 116 с.

Климин Н. Н. (1990). Механизм передачи заряда при взаимодействии ледяных частиц / В сб.: Вопросы атмосферного электричества. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 127—238.

Мазин И. П., Гурович М. В. (1998). Параметризация процессов зарождения ледяных частиц в численных моделях облаков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 4, № 1. С. 33—44.

Мазин И. П., Шметер С. М. (1983). Облака: строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоиздат. 278 с.

Марчук Г. И. (1967). Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеоиздат. 353 с.

Мейсон Б. Дж. (1961). Физика облаков. — Л.: Гидрометеоиздат. 541 с.

Мучник В. М., Фишман Б. Е. (1982). Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. — Л.: Гидрометеоиздат. 207 с.

Неизвестный А. И. (1982). Аппроксимационные формулы для расчета коэффициента захвата облачных капель // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 18, № 3. С. 317—319.

Нигматуллин Р. И. (1978). Основы механики многофазных сред. — М.: Наука. 336 с.

Нигматуллин Р. И. (1987). Динамика многофазных сред. Ч.1. — М.: Наука. 462 с.

Пачин В. А. (2002). Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков // Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО). Вып. 4 (552). С. 55—65.

Роджерс Р. Р. (1979). Краткий курс физики облаков / Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат. 230 с.

Синькевич А. А., Краус Т. В. (2010). Воздействия на облака в Саудовской Аравии, статистическая оценка результатов // Метеорология и гидрология. № 6. С. 26—37.

Соловьев А. Д. (1963). Поглощение влаги гигроскопическими частицами в облаке // Труды ВНМС. Т. 5. С. 5—13.

Соу С. Л. (1975). Гидродинамика многофазных систем. — М.: Мир. 536 с.

Сталевич Д. Д. (1972). Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ // Труды ГГО. Вып. 278. С. 3—17.

Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Пономарев Ю. Ф., Першина Т. А. (2002). Исследование влияния электрических разрядов на фазовые и микроструктурные преобразования воды в облаках // Метеорология и гидрология. № 3. С. 39—49.

Френкель Я. И. (1949). Теория явлений атмосферного электричества. — Л., М.: Гостехиздат. 155 с.

Шишкин Н. С. (1964). Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.

Bigg E. K. (1953). The supercooling of water // Proc. Phys. Soc. London. No. B66. P. 688—694.

Chiu C. S. (1978). Numerical study of cloud electrification in an axisymmetric time-dependent cloud model // J.Geoph.Res. V. 83, No. C10. P. 5025—5049.

Fletcher N. H. (1962). The Physics of Rainclouds. — Cambridge: Cambridge University Press. 386 p.

Gardiner B., Lamb D., Pitter R. L., Hallett J. (1985). Measurements of initial potential gradient and particles charges in a montana summer thunderstorm // J. Geophys. Res. V. 90, No. D4. P. 6079—6086.

Heldson J. H., Wojeik 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. 1. P. 1165—1192.

Jayarathne E. R., Saunders C.P.R., Hallett J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interaction // *Quart. J.R. Met. Soc.* V. 1, No. 461. P. 609—630.

Kessler E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations // *Meteorological Monographs.* V. 10, No. 32. 84 p.

Koenig L. R. (1971). Numerical modeling of ice deposition // *J. Atm. Sci.* V. 28, No. 2. P. 226—237.

Kogan E. L. (1991). The simulation of convective cloud in 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiment // *J. Atmos. Sci.* V. 48, No. 9. P. 1160—1189.

Mansell E. R., McGorman E. R., Straka I. M., Ziegler C. L. (2003). Recent results from thunderstorm electrification modeling / *Proc. 12-th Int. Conf. on Atm. Electr., Versailles, France.* P. 119—122.

Pruppacher H. R., Klett J. D. (1978). Microphysics of clouds and precipitations. — D.Reidel Publishing Company. 714 p.

Saunders C.P.R., Bax-Norman H., Avila E. E. (2003). Laboratory studies of effect of cloud conditions on charge transfer in thunderstorm electrification / *Proc. 12-th Int. Conf. on Atm. Electr., Versailles, France.* P. 111—114.

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.

Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti 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.

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

Takahashi T. (1978). Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderclouds // *J. Atmos. Sci.* V. 35, No. 6. P. 1536—1548.

Ziegler C. L., MacGorman D. R., Dye J. E., Ray P. S. (1991). A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of mountain thunderstorm // *J. Geophys. Res.* V. 96, No. D7. P. 12.833—12.855.

Ziv A., Levin Z. (1974). Thunderstorm electrification, cloud growth and electrical development // *J. Atm. Sci.* V. 31, No. 6. P. 1650—1661.

УДК 551.508

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ МЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ НАДЕЖНОСТИ ДЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ИЗМЕРЕНИЙ

В. Ю. Окоренков

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

Поступила в редакцию 3.05.2010

Как известно (Меламедов, 1970), основными задачами теории надежности являются установление закономерностей возникновения отказов, изучение влияния внешних и внутренних факторов на надежность, установление количественных характеристик метрологической надежности средств измерений (СИ). Решение именно этих задач применительно к средствам измерений метеорологического назначения является целью данной работы.

В настоящее время существуют два принципиально различных направления решения поставленных выше задач. Первое направление основано на изучении физико-химических свойств и параметров элементов конструкции СИ, происходящих в них физико-химических процессов, физической природы и механизма отказов. При этом текущее состояние элементов и систем описывается уравнениями, отражающими физические закономерности.

Второе направление основано на изучении статистических и вероятностных закономерностей появления отказов множества однотипных СИ. При этом отказы рассматриваются как некоторые отвлеченные случайные события, а многообразные физические состояния элементов и СИ сводятся в основном к двум состояниям — исправности и неисправности (полной или частичной), которые описываются функциями надежности.

Сочетание указанных выше направлений решения основных задач надежности составляет существующую методологическую

основу подхода к исследованию метрологической надежности метеорологических средств измерений.

Как отмечено в ряде работ автора (Окоренков, 1985а, 1985б), более перспективное направление дальнейшего развития теории метрологической надежности метеорологических СИ — это сочетание алгоритмических, статистических и вероятностных методов исследования надежности с «глубоким проникновением в физическую (или физико-химическую) сущность процессов, протекающих в СИ». Для этого необходимо установить непосредственную зависимость основных показателей надежности, во-первых, от физических свойств и параметров материалов и элементов, от физико-химических процессов изменения этих свойств и параметров и, во-вторых, от интенсивности эксплуатационных воздействий на состояние СИ с учетом случайного характера величин и процессов.

Изучение физических закономерностей изменения свойств и параметров элементов, кинетики процессов, вызывающих эти изменения, представляется особенно важным, если иметь в виду, что существо проблемы надежности заключается в конечном счете в изменчивости материалов и элементов во времени при заданных условиях эксплуатации.

Оценка надежности СИ, основанная на данных о физических свойствах материалов, характеристиках элементов и воздействующих факторов, не только не исключает, но и предполагает использование алгоритмических, вероятностных и статистических методов, поскольку эти характеристики представляют собой обычно случайные функции времени или случайные величины.

Отражением объективной необходимости комплексного подхода к исследованию метрологической надежности метеорологических СИ является их классификация (рис. 1), разработанная на основе статистических данных о причинах и характере проявления метрологических отказов.

Определение вида отказа невозможно без применения физических методов исследований, а количественная оценка характеристик метрологической надежности и их прогнозирование невозможны без знания видов отказов, характерных для данного типа СИ.



Рис. 1. Классификация причин и характера

8. Устранимость причин отказов

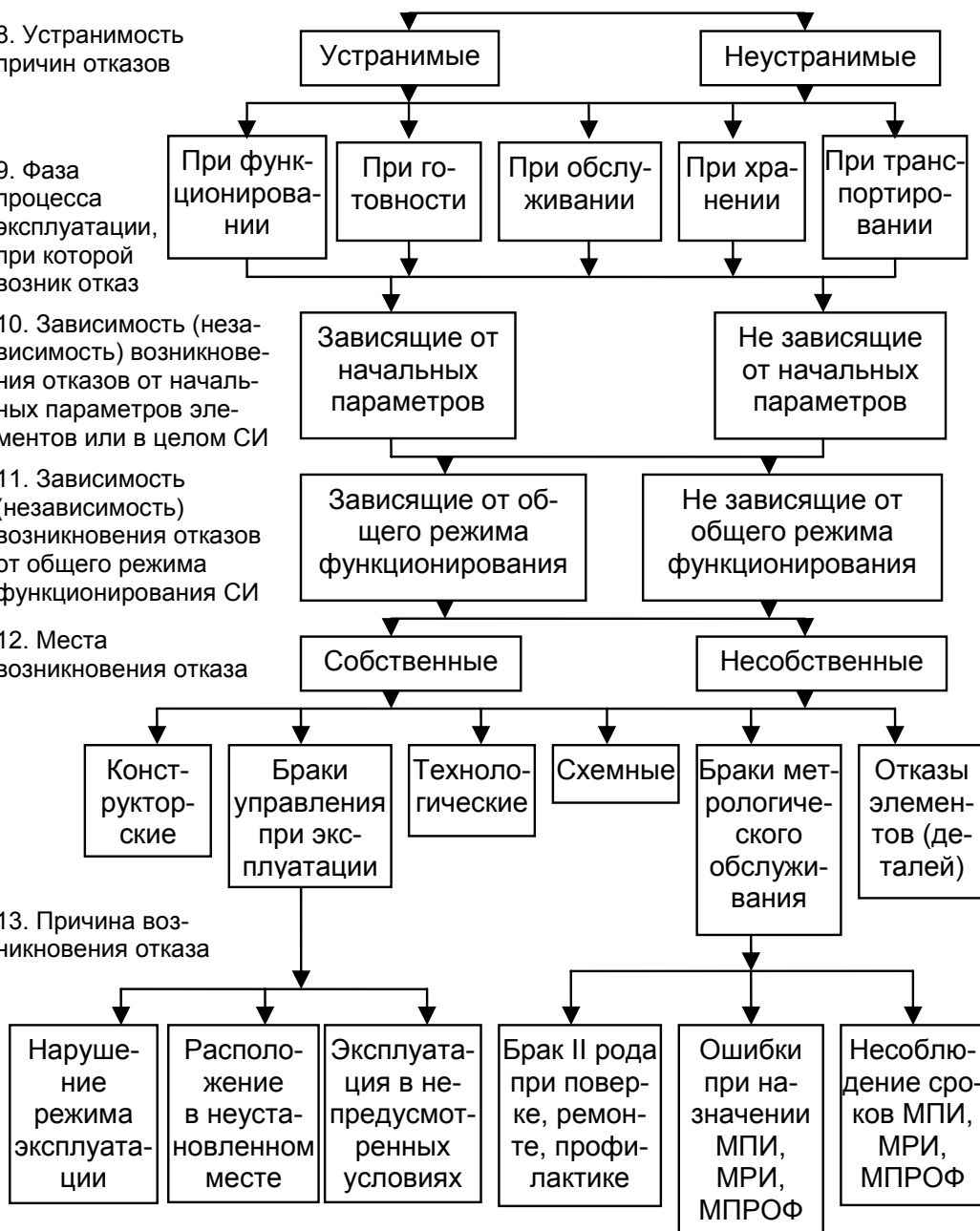
9. Фаза процесса эксплуатации, при которой возник отказ

10. Зависимость (независимость) возникновения отказов от начальных параметров элементов или в целом СИ

11. Зависимость (независимость) возникновения отказов от общего режима функционирования СИ

12. Места возникновения отказа

13. Причина возникновения отказа



проявления метрологических отказов.

Так, классификация отказов по признакам 1—5 позволяет построить вероятностную модель отказов и решать задачи количественной оценки и прогнозирования надежности, а учет признаков 6—13 позволяет существенно повысить точность и достоверность такой оценки.

Например, классификация отказов по условиям их возникновения (первичные, возникшие в условиях, предусмотренных нормативной документацией на СИ; вторичные, возникшие при отклонении условий эксплуатации от установленных; инициированные, возникшие в условиях, вызванных целенаправленным изменением состояния СИ в процессе обслуживания или эксплуатации) и учет причин их появления позволяют установить причинно-следственные связи отказов и возможность их устранения при существующих условиях эксплуатации СИ. Знание видов отказов позволяет правильно выбрать математический аппарат для их анализа, а физико-химические исследования причин их возникновения позволяют правильно построить модель отказа и на ее основе решать задачи оценки и повышения метрологической надежности.

Парк метеорологических СИ значительно отличается от всех исследованных в настоящее время СИ и систем. Специфика метеорологических СИ состоит в том, что они эксплуатируются в условиях агрессивной внешней среды длительный период (как правило, 10 лет и более) и функционирование их основано на таких физических принципах и явлениях, при которых в процессе их эксплуатации происходит «расходование» (перенос, перераспределение) материи и развитие необратимых процессов износа, старения, накопления усталостных явлений. Также весьма важно то обстоятельство, что конструкция метеорологических СИ содержит относительно небольшое число элементов, что объясняет их сравнительно высокую надежность и существенно ограничивает статистические эффекты компенсации и наложения друг на друга случайных процессов дрейфа во времени метрологических параметров, характерные для электроизмерительных и радиоэлектронных СИ. Поэтому эффект последствия случайных процессов дрейфа параметров отдельных элементов конструкции

метеорологических СИ может проявляться в полной мере, что и подтверждают результаты исследований (Окоренков, 1985б, 1985в).

В основном метеорологические СИ относятся к восстанавливаемым механическим, электромеханическим и термоэлектрическим приборам (термометры, барометры, анемометры, СИ солнечной радиации и т. д.), процессы износа и старения которых обладают ярко выраженным последствием, вызванным, как правило, технологией их изготовления и условиями эксплуатации. Влияние указанных процессов начинает проявляться на определенном этапе эксплуатации метеорологических СИ, вызывая зависимость их будущих состояний от последовательности предыдущих, а также и от начальных значений параметров, определяющих метрологическую надежность СИ.

Анализ результатов эксплуатации метеорологических СИ, проведенный автором (Окоренков, 1981, 1985а), показал, что основными причинами возникновения метрологических отказов являются погрешности, вызванные следующими факторами:

- 1) старением, износом, накоплением усталостных элементов конструкции СИ;
- 2) влиянием внешних факторов;
- 3) несовершенством конструкции и технологии изготовления;
- 4) градуировкой (поверкой);
- 5) субъективностью отсчета оператора, производящего измерение.

Метеорологические СИ эксплуатируются в условиях агрессивности внешней среды, и на их метрологическую надежность оказывают влияние известные климатические факторы: температура, влажность и давление воздуха, солнечная радиация, ветер, а также песок и пыль (Буловский, Зайденберг, 1975).

Особенности применения СИ обуславливаются также воздействием на них вибраций и ударов, линейными и центробежными перегрузками.

К временным факторам относятся износ и старение СИ, которые занимают несколько особое положение среди воздействующих факторов. Износ — особый вид разрушения поверхности ма-

териала деталей и элементов вследствие их механического трения друг о друга или вследствие действия электрического тока. При износе наблюдаются изменения как размеров, так и физико-химических структур трущихся поверхностей. Износ усиливается под воздействием механических факторов: вибраций и ударов.

Старение — естественный процесс изменения с течением времени физико-химических свойств материалов, деталей и сборных соединений в процессе эксплуатации. Старение форсируется под воздействием климатических факторов.

Эксплуатационные факторы СИ зависят от действий обслуживающего персонала, который может нарушать работоспособность СИ в результате неправильной регулировки, некачественного ремонта и профилактики, нарушения инструкций по эксплуатации, а также вследствие низкой квалификации.

Основным требованием к СИ, определяющим его работоспособность, является его точность, характеризующаяся значением основной погрешности показаний. Основная погрешность служит главным параметром СИ, и выход ее за установленные пределы вызывает метрологический отказ. Случайный нестационарный процесс изменения основной погрешности $Y(t)$ во времени можно представить в виде

$$Y(t) = \xi(t) + \eta(t) + \upsilon(t), \quad (1)$$

где $\xi(t)$ — необратимая составляющая, которая определяется в основном физико-химическими процессами старения и износа СИ; $\eta(t)$ — обратимая составляющая, которая определяется неустойчивостью внутренних и внешних воздействующих факторов; $\upsilon(t)$ — составляющая, определяемая погрешностью конструкции СИ и погрешностью измерения.

Составляющие $\xi(t)$, $\eta(t)$, $\upsilon(t)$ представляют собой некоторые временные случайные процессы.

Преобладание той или иной составляющей определяет характер изменения $Y(t)$. Очевидно, составляющие $\eta(t)$ и $\upsilon(t)$ вносят много случайного в поведение $Y(t)$, что затрудняет определение и оценку тенденции изменения $Y(t)$, которая определяется составляющей $\xi(t)$.

Если $\xi(t) \gg [\eta(t) + \upsilon(t)]$, закономерность изменения $Y(t)$ можно оценить методами аналитического прогнозирования. Для метеорологических СИ в ряде случаев составляющие $\xi(t)$ и $[\eta(t) + \upsilon(t)]$ соизмеримы или даже $[\eta(t) + \upsilon(t)] > \xi(t)$. Очевидно, что в этом случае необходим статистический анализ случайных процессов $Y(t)$, и больший эффект достигается при вероятностном решении задачи. На процесс естественного изменения во времени погрешности $Y(t)$ СИ накладывается процесс целенаправленного управления этим параметром при их метеорологическом обслуживании. С учетом процесса обслуживания, проверок (ремонтов), профилактики СИ при их эксплуатации случайный нестационарный процесс изменения погрешности $Y(t)$ можно представить в следующем виде:

$$Y(t) = \xi(t) + \eta(t) + \upsilon(t) - W_s(\bar{x}_0), \quad s = \bar{1}, \bar{k}, \quad (2)$$

где $W_s(\bar{x}_s) = \delta(x_s)[Y(t)] + \xi o_s(t)$ — функция восстановления; $\delta = 0$ при отсутствии коррекции состояния СИ при обслуживании s , $\delta = 1$ при коррекции состояния ($Y(t)$) СИ при обслуживании s ; $\bar{x}_s = \{x_s^1, x_s^2, x_s^3, \dots, x_s^n\}$ — вектор периодичности обслуживания (МПИ, межремонтные, межпрофилактические интервалы); $s = \bar{1}, \bar{k}$ — вектор метрологического обслуживания СИ (проверка, ремонт, профилактика и т. д.); $x_s[Y(t)]$ — систематическая составляющая коррекции (восстановления) состояния СИ, зависящая от величины $Y(t)$ и качества обслуживания s ; $\xi o_s(t)$ — случайная составляющая коррекции (восстановления) состояния СИ при обслуживании s , зависящая от случайной погрешности коррекции состояния $o_s(t)$ обслуживания s ; ζ — случайная величина.

Знак минус перед функцией восстановления $W_s(x_s)$ является условным и показывает обратную направленность восстановления СИ при обслуживании s . С учетом составляющих зависимостей (1) и (2) перейдем к анализу влияния каждой из них на метрологическую надежность конкретных типов метеорологических СИ.

Рассматриваемые при анализе метрологической надежности метрологические отказы заключаются, прежде всего, в превышении погрешностью $Y(t)$ установленных пределов допускаемой основной погрешности.

Общее воздействие климатических факторов на надежность СИ известно (Буловский, 1975), что позволяет перейти непосредственно к общему анализу физико-химических процессов, вызывающих метрологические отказы метеорологических СИ. Любые СИ могут характеризоваться некоторым набором метрологических параметров. Если каждый параметр СИ рассматривать как одну из координат n -мерного пространства, то состояние СИ в любой момент времени может быть представлено точкой в этом пространстве. Совокупность всех точек, для которых СИ выполняет свои функции, образует область работоспособности. В процессе эксплуатации СИ имеет место изменение метрологических параметров, которые можно представить в виде суперпозиции следующих развивающихся случайных процессов: $\zeta(t)$, $\eta(t)$, $\nu(t)$, $(W_s(t), s = 1, n)$.

В результате воздействия указанных выше процессов происходит изменение метрологических параметров (погрешности СИ), и рабочая точка перемещается внутри области работоспособности.

В результате воздействия $\xi(t)$ происходит медленный монотонный дрейф рабочей точки внутри области работоспособности, вызывающий постепенные метрологические отказы, а флуктуационные колебания, формируемые $\eta(t)$, вызывают немонотонный дрейф рабочей точки внутри области работоспособности.

Как известно (Окоренков, 1985б), изменение погрешности $\xi(t)$ для метеорологических СИ в большинстве случаев корректируется при проверке введением поправок, что нарушает монотонность дрейфа рабочей точки и вызывает зависимость состояний СИ от «истории» коррекций погрешностей в прошлом, что важно для обоснования приемлемых моделей процесса $Y(t)$.

Метеорологические СИ эксплуатируются в условиях быстро меняющейся агрессивности внешней среды, что вызывает значительное преобладание обратимой составляющей погрешности СИ над необратимой: $\eta(t) \gg \zeta(t)$, т. е. изменение внешних условий значительно сказывается на изменении состояния СИ. Вследствие

этого при приближении рабочей точки средства измерения ($Y(t)$) достаточно близко к границе области работоспособности флуктуационные колебания $\eta(t)$ оказывают значительное влияние на интенсивность особого вида обратимых (самоустраняющихся) метрологических отказов — сбоев. Это приводит к появлению последействия в потоке указанного выше типа метрологических отказов (сбоев). В результате интенсивность сбоев становится случайной величиной, зависящей от истории влияния изменения внешних условий (Окоренков, 1985б). В этом случае поток метрологических отказов значительно отличается от простейшего потока, и, следовательно, модели надежности без последействия (марковские, полумарковские, регенерирующие, пуассоновские и т. п.) непригодны для метеорологических СИ, что очень важно для выбора модели метрологической надежности. Отмеченный факт имеет важное значение для разработки моделей метрологических отказов СИ и, как известно, подтверждается конкретным анализом процессов, вызывающих отказы для различных типов метеорологических СИ, в ряде работ автора (А. с., 1986; Окоренков, 1981, 1982а, 1982б, 1982в, 1985, 1985а, 1985б, 1985в, 1985г; Окоренков, Бураченко, 1987; Окоренков, Фатеев, 1986).

Кроме того, из-за наличия погрешностей при восстановлении метрологических параметров СИ возникают скачкообразные перемещения рабочей точки средств измерения ($Y(t)$), увеличивающие немонотонность дрейфа рабочей точки СИ внутри области работоспособности. Следовательно, в некоторых случаях, описанных выше, возникают метрологические отказы, потоки которых обладают последействием. Таким образом, для метеорологических СИ характерным является наличие в общем случае немонотонного случайного процесса дрейфа погрешности $Y(f)$, обладающего ярко выраженным последействием, что является важным выводом, который позволяет выделить класс моделей случайных процессов, приемлемых для построения теоретически достоверных моделей метрологической надежности.

Как известно из ряда работ автора, указанным выше свойством обладают укрупненные случайные процессы немарковского типа, модели которых, описывающие процессы изменения на-

дежности как восстанавливаемых, так и невосстанавливаемых СИ, приведены в работах автора (А. с., 1986; Окоренков, 1985а, 1985г; Окоренков, Бураченко, 1987; Окоренков, Фатеев, 1986). Так, например, на основе укрупнения множества типов отказов СИ в работе автора (Окоренков, 1985в) получена универсальная модель укрупненного случайного процесса изменения надежности невосстанавливаемых СИ, задаваемая σ -алгеброй F -пространства состояний вида

$$\{s_i^N\} = R \cup m \cup SB \cup Q, \quad (3)$$

$$s_i \cap s_j = 0 \text{ для всех } i, j = 1, 2, 3, 4 \text{ при } i \neq j,$$

где использовались следующие обозначения:

R — укрупненное состояние работоспособности СИ,

m — укрупненное состояние необратимого метрологического отказа СИ,

SB — укрупненное состояние обратимого метрологического отказа типа сбоя,

Q — укрупненное состояние явного (функционального) отказа СИ.

Вероятностная модель укрупненного случайного процесса изменения надежности, реализованная в виде ориентированного вероятностного графа, приведена на рис. 2.

Матрица переходов укрупненных состояний модели вида (3) приведена в табл. 1.

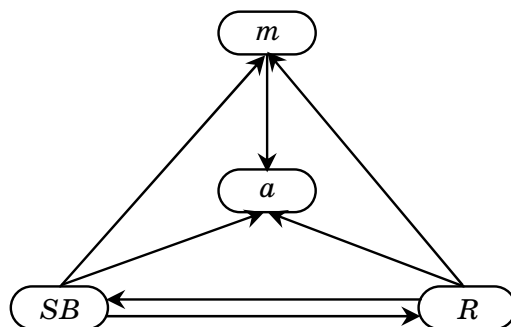


Рис. 2. Вероятностная модель укрупненного случайного процесса изменения надежности СИ.

Матрица переходов укрупненных состояний модели вида (3)

Исходное состояние	Конечное состояние			
	<i>R</i>	<i>m</i>	<i>SB</i>	<i>Q</i>
<i>R</i>	-----	*	*	*
<i>m</i>		-----		*
<i>SB</i>	*	*	-----	*
<i>Q</i>				-----

Для восстанавливаемых СИ универсальная модель надежности строится на основе свертки двух укрупненных случайных процессов — процесса изменения надежности (см. рис. 2) и процесса метрологического и технического обслуживания.

В зависимости от существующих схем метрологического и технического обслуживания модель изменения надежности может модифицироваться, однако в любом случае процесс изменения надежности вида (3) сохраняется. Например, для описания процесса реального функционирования СИ при выпуске их из производства использована модель, задаваемая разбиением надежности следующего вида:

$$F = \{s_i\} = R \cup m \cup SB \cup Q \cup PP \cup REM \cup H \cup T, \quad (4)$$

$$s_i \cap s_j = 0 \text{ для всех } i, j = 1, 8 \text{ при } i \neq j,$$

где использованы следующие обозначения:

PP — укрупненное состояние первичной поверки СИ на заводе-изготовителе,

REM — укрупненное состояние ремонта СИ на заводе-изготовителе,

T — укрупненное состояние транспортировки СИ,

H — укрупненное состояние хранения СИ.

В общем случае число укрупненных состояний вероятностных моделей вида (3) и (4) может быть при необходимости увеличено путем разбиения указанных укрупненных состояний на подмножества состояний, детализирующих случайный процесс формирования исходных укрупненных состояний. Например, состоя-

ние необратимого метрологического отказа (m) может быть детализировано на отказ при функционировании (m_F) или при простое (m_p), или при транспортировании и т. п., включая все возможные состояния процесса обслуживания СИ. При этом степень «вложения» подмножеств состояний друг в друга ограничивается их наблюдаемостью (возможностью фиксации), что является принципиальным положением для построения алгоритмических моделей вероятностного типа.

Для реализации подобных моделей автором разработано уже достаточно много специализированных комплексов и систем программного обеспечения, а также технических моделей узлов сетей для создания систем любой сложности (А. с., 1986; Окоренков, 1985г; Окоренков, Бураченко, 1987; Окоренков, Фатеев, 1986). Поэтому применение модели укрупненных случайных процессов для исследования надежности СИ представляет одно из современных направлений в теории метрологической надежности. Для практической реализации указанного направления, кроме программных и технических разработок, необходимы модели отказов СИ, вероятностные модели укрупненных случайных процессов изменения надежности эксплуатации СИ разработаны автором (Окоренков, 1985в, 1985г). Например, для метеорологических СИ модели наработки до обратимых и необратимых метрологических отказов, как правило, описываются логнормальным законом, усеченно-нормальным распределением и распределением Вейбулла.

В некоторых случаях на завершающем этапе эксплуатации СИ, когда ресурс СИ исчерпан, могут наблюдаться распределения наработки до метрологического отказа, близкие к равномерному закону (Окоренков, 1985б). В общем виде эволюцию моделей наработки до метрологического отказа для метеорологических СИ можно представить в виде свертки указанных типов законов распределения, последовательно доминирующих в определенной очередности: на начальном этапе эксплуатации (приработке) — логнормальный закон, на этапе нормального функционирования — усеченно-нормальный, на этапе износа и старения — распределение Вейбулла, на заключительном этапе — равномерное распределение (Окоренков, 1985в). Для явных функциональных

отказов метеорологических СИ соблюдается экспоненциальный закон наработки до отказа. Оценки средней наработки до метеорологических и явных отказов основных типов метеорологических СИ приведены в табл. 2.

Исследование типов законов распределения времени наработки СИ до поверки, профилактики, регулировки, хранения, транспортирования показало, что для метеорологических СИ в целом соблюдается усеченно-нормальный закон распределения упрощенного типа и лишь только для распределения времени наработки до ремонта соблюдается экспоненциальный закон (Окоренков, 1985г). Объясняется этот факт существующей в настоящее время стратегией эксплуатации СИ: ремонт СИ проводится, как правило, после их явного отказа, а во всех остальных случаях осуществляется регулировка и профилактика СИ. Конкретные параметры законов распределения времени до переходов в укрупненные состояния процесса обслуживания известны (А. с., 1986; Буловский, Зайденберг, 1975; Окоренков, 1982а, 1982б, 1985, 1985а, 1985б, 1985в, 1985г; Окоренков, Бураченко, 1987; Окоренков, Фатеев, 1986) и оцениваются по статистическим данным конкретных подразделений поверки и ремонта приборов с помощью специализированных комплексов программ (Окоренков, 1985г, 1987).

Для автоматизированного анализа состояния парка метеорологических СИ, управления их надежностью и процессом эксплуатации в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова разработана специализированная система управления метрологическим обеспечением измерений. Для решения наиболее часто встречающихся в практике задач прогнозирования надежности и оптимального управления состоянием парка СИ в ГГО разработана и опробована система программного обеспечения для метеорологических СИ (Окоренков, 1985г), включающая в себя пять комплексов программ. Система позволяет провести достаточно полный цикл исследования метрологической надежности СИ на этапах испытаний, выпуска их из производства и эксплуатации.

Таким образом, для большинства типов метеорологических СИ решены основные задачи надежности, создана теоретическая и экспериментальная база теории метрологической надежности.

Таблица 2

**Показатели метрологической надежности метеорологических средств измерений
и измерительно-информационных систем Росгидромета**

№ п/п	Тип средства измерений	Наработка до отказа			Примечание
		метрологического		функционального	
		Среднее	СКО	Среднее	
<i>Средства измерений атмосферного давления</i>					
1	Эталонные барометры КР	11,58	5,99	6,59	Годы
2	Эталонные барометры ИР	7,07	4,38	4,20	“
3	Манометры типа МБП	9,25	3,36	5,50	“
4	Барометры СР-А, СР-Б	9,88	5,37	6,78	“
5	Барометры типа М-67, М-98	3,60	1,36	3,33	“
6	Барометры типа БАММ-1	2,93	1,32	2,06	“
7	Датчики давления КРАМС-2	3,33	1,35	2,07	“
8	Датчики давления АРМС	2,56	1,06	2,01	“
9	Датчики давления MIDAS-321	2,18	1,15	1,85	“
10	Датчики давления MILOS-500	1,06	1,11	1,85	“
<i>Средства измерений температуры воздуха</i>					
11	Термометры ТМ-1	6,42	5,00	6,02	“
12	Термометры ТМ-2	5,00	3,13	4,28	“
13	Термометры ТМ-3	4,80	3,26	5,21	“
14	Термометры ТМ-4	5,67	2,37	4,65	“
15	Термометры ТМ-5	3,89	4,37	4,80	“
16	Термометры ТМ-6	6,13	3,77	5,38	“
17	Термометры ТМ-7	6,60	2,65	4,30	“

18	Термометры ТМ-8	6,75	3,21	5,21	“
19	Термометры ТМ-9	3,15	1,92	5,00	“
20	Термометры ТМ-10	6,50	4,95	6,36	“

Средства измерений скорости воздушного потока

21	Анемометры типа МС-13	3,57	1,26	1,01	1—15 м/с
		2,47	0,83	1,01	15—20 м/с
22	Анемометры типа М-47	3,27	0,84	3,47	1—20 м/с
		1,91	0,40	3,41	20—30 м/с
23	Анеморумбометры типа М-63, М-63М, М-63М1	3,20	0,97	1,82	1—10 м/с
		2,83	0,77	1,82	10—15 м/с
24	Датчик ветра станции М-49	2,29	0,59	1,82	15—20 м/с
		3,21	0,97	3,40	1—20 м/с
25	Датчик ветра станции М-107	2,39	0,51	3,40	20—30 м/с
		2,79	0,83	2,43	1—20 м/с

Средства измерений влажности воздуха

26	Гигрометры типа М-19	0,98	0,45	2,66	Годы
27	Регистратор дальности видимости типа РДВ-3	2,19	0,85	2,30	“
28	Измеритель высоты облаков типа ИВО-1М	1,04	0,36	0,88	“
29	Актинометры типа М-3	27,60	24,88	20,90	Наработка до первого метрологического отказа, мес Наработка до второго метрологического отказа, мес
		17,34	16,42		

Продолжение табл. 2

№ п/п	Тип средства измерений	Наработка до отказа			Примечание
		метрологического		функционального	
		Среднее	СКО	Среднее	
30	Балансомеры типа М-10-М	12,0	13,0	16,46	Наработка до первого метрологического отказа, мес Наработка до второго метрологического отказа, мес Наработка до третьего метрологического отказа, мес
31	Головки пиранометров типа М-115-М	11,20	12,16	20,43	
		13,26	13,53		
		9,45	8,44		
32	Плювиографы типа П-2			9,31	мес
33	Осадкомеры типа О-1			10,61	“
	М-70			4,87	“

Метеорологические СИ, эксплуатируемые на НИС

34	Анеморумбометры типа М-63М1	19,14	9,50	35,88	Месяцы
35	Анемометры типа М-92	14,47	7,24	31,20	“
	МС-13	21,60	7,80	35,04	“
36	Барометры типа М-67	22,24	13,83	22,20	“

37	Датчик давления станции MIDAS-321	26,21	5,60	24,05	“
38	Датчик направления и скорости ветра станции MIDAS-321	24,25	12,36	31,44	“
39	Психрометры типа МВ-4М	10,66	5,41	10,68	“
40	Датчик влажности станции MIDAS- 321	7,0	4,03	12,01	“
41	Пиранометры типа М-115-М	16,01	7,62	18,02	
	М-80	16,68	7,86	18,00	
42	Балансомеры типа М-10-М	17,50	7,68	12,00	“
43	Актинометры типа АТ-50	24,03	12,04	32,76	“
44	Образцовые барометры типа КР	11,58	5,99	6,59	Годы
45	Барометры типа ИР	7,07	4,38	4,20	“
	СР-А, СР-Б	9,88	5,37	6,78	“
	М-67, М-98	3,60	1,36	3,33	“
46	Манометры типа МБП	9,25	3,36	5,50	“
47	Барометры типа БАММ-1	2,93	1,32	2,06	“
48	Датчики давления станции КРАМС	3,33	1,35	2,07	“
	станции АРМС	2,56	1,06	2,01	“
49	Термометры типа ТМ-1	6,42	5,00	6,02	“
	ТМ-2	5,00	3,13	4,28	“
	ТМ-3	4,80	3,26	5,21	“
	ТМ-4	5,67	2,37	4,65	“
	ТМ-5	3,89	4,37	4,80	“

Окончание табл. 2

№ п/п	Тип средства измерений	Наработка до отказа			Примечание
		метрологического		функционального	
		Среднее	СКО	Среднее	
50	ТМ-6	6,13	3,77	5,38	“
	ТМ-7	6,60	2,65	4,30	“
	ТМ-8	6,75	3,21	5,21	“
	ТМ-9	3,15	1,92	5,00	“
	ТМ-10	6,50	4,95	6,36	“
	Анемометры типа				Годы м/с
	МС-13	3,57	1,26	1,01	“ 1—15
		2,47	0,83	1,01	“ 15—20
	М-47	3,27	0,84	3,41	“ 1—20
		1,91	0,40	3,41	“ 20—30
51	Анеморумбометры типа:				
	М-63, М-63М, М-63М1	3,20	0,97	1,82	“ 1—10
		2,83	0,77		“ 10—15
52		2,29	0,59		“ 15—20
	Датчики ветра				
	станции М-49	3,21	0,97	3,40	“ 1—20
		2,39	0,51		“ 20—30
	станции М-107	2,79	0,83	2,43	“ 1—20
53	Гигрометры типа М-19	0,98	0,45	2,66	Годы
54	Гигрографы	1,18	0,58	3,25	“
55	Психрометры типа				
	М-34	4,18	1,39	2,09	“
	МВ-4М	1,97	0,41	1,10	“

56	Альбедометры типа СМ-7 станции MIDAS-321	16,02	8,01	18,01	Месяцы
57	Пиранометры типа СМ-7 станции MIDAS-321	14,23	5,60	17,95	“
58	Балансомеры типа СМ-7 станции MIDAS-321	17,10	8,54	18,01	“
59	Датчик температуры станции MIDAS-321	21,82	7,50	24,05	“
60	Измеритель высоты облаков типа ИВО-1М	10,50	7,05	12,68	“
61	Датчик электропроводности воды типа М6500 станции MIDAS-321	12,05	6,12	4,12	“

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А. с. 1254500 (СССР) (1986). Модель узла сети для исследования систем массового обслуживания / В. Ю. Окоренков. Заявл. 10.07.84. Опубл. 30.08.86 // Свод изобр. СССР. Вып. 32.

Буловский П. И., Зайденберг М. Г. (1975). Надежность приборов систем управления. — Л.: Машиностроение. 328 с.

Меламедов И. М. (1970). Физические основы надежности. — Л.: Энергия. 152 с.

Окоренков В.Ю. (1981). Исследования по обоснованию межповерочных интервалов для метеорологических приборов. — Труды ГГО. Вып. 452. С. 72—99.

Окоренков В. Ю. (1982а). Комплексный метод исследования метрологической надежности средств измерений // Труды ГГО. Вып. 465. С. 65—97.

Окоренков В. Ю. (1982б). Оптимальные стратегии управления метрологической надежностью метеорологических средств измерений и их практическое применение // Труды ГГО. Вып. 465. С. 3—14.

Окоренков В. Ю. (1982в). Повышение метрологической надежности метеорологических средств измерений // Труды ГГО. Вып. 465. С. 101—107.

Окоренков В. Ю., Бураченко Т. А. (1987). Система моделирования функционирования парка метеорологических средств измерений (комплекс программ). — ОФАП Госкомгидромета, ВЦ ВНИИГМИ—МЦД, инв. № Ж 051051086.

Окоренков В. Ю. (1985а). Новый подход к решению многоцелевых задач оптимального управления и прогнозирования метрологической надежности средств измерений // Труды ГГО. Вып. 476. С. 10—24.

Окоренков В. Ю. (1985б). Разработка и обоснование теоретических моделей процессов, определяющих изменение метрологической надежности метеорологических средств измерений // Труды ГГО. Вып. 476. С. 24—40.

Окоренков В. Ю. (1985в). Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью средств измерений // Труды ГГО. Вып. 476. С. 40—66.

Окоренков В. Ю. (1985г). Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью средств измерений (комплекс программ). — ОФАП Госкомгидромета, ВЦ ВНИИГМИ—МИД, 1985, инв. № Ж 051050923.

Окоренков В. Ю. (1985). Исследование метрологической надежности средств измерений скорости воздушного потока. — Труды ГГО. Вып. 491.

Окоренков В. Ю., Фатеев Н. П. (1986). Методика расчета оптимальных межповерочных интервалов с использованием ЭВМ для метеорологических средств измерений // Труды ГГО. Вып. 510.

УДК 551.510.534 (99)

МЕТОД АНАЛИЗА ДАННЫХ ОБ ОБЩЕМ СОДЕРЖАНИИ ОЗОНА ПРИ НАБЛЮДЕНИЯХ НА ДВИЖУЩИХСЯ ПЛАТФОРМАХ

Е. Н. Русина^{1,2}, Е. Л. Генихович²

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38
elnikrus@mail.ru

² Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
ego@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 30.07.2010
Поступила после доработки 18.08.2010

Введение

Мониторинг общего содержания озона (ОСО), который является важнейшим фактором, регулирующим поступление жесткого ультрафиолетового излучения к поверхности Земли, осуществляется мировой наземной озонметрической сетью. Вся информация собирается в Мировом банке данных по озону и ультрафиолетовой радиации (WOUDC) Всемирной метеорологической организации (ВМО) (Ozone data, 2003; WMO, 2003). Одновременно проводятся постоянные спутниковые наблюдения за содержанием озона (Fioletov et al., 2008; Stolarski et al., 2005), калибровка и корректировка которых осуществляется с использованием данных наземной сети (Fioletov et al., 2008).

Изучению распределения ОСО в различных районах земного шара посвящено множество публикаций, например работы Брасье, Соломон (1987), Звягинцева и др. (2008, 2009), Крученицкого (2007), Сыроваткиной и др. (2008), Шаламянского и др. (2004), Fioletov et al. (2002, 2008). Постоянные и эпизодические наблюдения за общим содержанием озона ведутся и в полярных

широтах как Северного, так и Южного полушария, в частности на российских стационарных станциях (Радионов, Русина, 2006; Радионов и др., 2007; Радионов, Сибир, 2000; Сибир, 2007). Кроме того, наблюдения за ОСО производятся во время рейсов научно-экспедиционных судов (НЭС) в Антарктиду и Арктику. Периодически ОСО измеряется на дрейфующих станциях Северный полюс (СП) (Радионов, Русина, 2006). Последние два вида наблюдений представляют собой наблюдения на движущихся платформах. Для всех этих измерений используются фильтровые озонметры М-124 (Методические указания, 1981).

Однако до сих пор не решен вопрос о сравнении результатов измерений при наблюдениях на движущихся платформах из-за постоянно меняющихся координат и времени наблюдений. В опубликованных работах на графиках обычно приводятся конкретные значения ОСО, полученные в разных рейсах в различные годы, и демонстрируется результирующее «облако точек», разброс в котором в значительной степени определяется пространственной неоднородностью и нестационарностью рассматриваемых данных. В настоящей работе предлагается метод совместного анализа этих данных, основанный на одном из вариантов общей методологии обработки метеорологических полей с учетом их пространственно-временной неоднородности и позволяющий сопоставить значения общего содержания озона, которые получены по данным измерений на движущихся платформах.

Описание метода и характеристика использованных материалов

Методы статистического анализа данных наблюдений, используемые при анализе случайных процессов и полей (Каган, 1979; Пугачев, 1979; Murphy, Katz, 1985), как правило, применимы, когда эти ряды (поля) являются стационарными или пространственно однородными (Дроздов, 1989). К сожалению, ряды данных наблюдений за ОСО являются нестационарными, а при измерениях с движущихся платформ не соблюдается и условие однородности.

Для общего содержания озона характерны широтные и сезонные вариации (Брасье, Соломон, 1987; Хргиан, 1973). Например, в Антарктиде, как правило, с августа по ноябрь наблюдается такой феномен, как «озоновая дыра» (Радионов, Сибир, 2000; Сибир, 2007; Jones, Shanklin, 1995; Stolarski et al., 2005). Уменьшение содержания озона зарегистрировано и в Арктике, хотя по интенсивности оно меньше, чем в антарктических «озоновых дырах» (Christensen et al., 2005; Goutail et al., 2005; Newman et al., 1997). Различия между полярными областями сильнее всего выражены весной и сглаживаются в летний период (Радионов и др., 2007; Хргиан, 1973).

Наличие у ОСО выраженного годового и широтного хода фактически означает, что средние значения ОСО могут изменяться по мере движения измерительной платформы или различаться при сравнении результатов измерений на двух и более платформах, если пространственно-временные масштабы, характеризующие движение платформ, сопоставимы с соответствующими масштабами естественной изменчивости ОСО. Поэтому при разработке метода совместного анализа данных измерений ОСО при наблюдениях на движущихся платформах главным моментом является преобразование имеющихся рядов данных с целью обеспечения их однородности. При этом будут использоваться данные о пространственно-временной изменчивости ОСО.

Обычно (см., например, работу Murphy (1985)) для этого от исходных измеренных значений (x_i) переходят к их отклонениям от соответствующих средних, т. е. «от норм», в тех же пространственно-временных точках (или к аномалиям $K_i = x_i - x_{cp}$), а рассчитанные разности нормируют на соответствующие стандартные отклонения σ_i . Полученная при этом случайная переменная (нормированная аномалия $K = K_i/\sigma_i$) характеризуется средним значением, равным нулю, и стандартным отклонением, равным единице.

При расчете нормированных аномалий необходимо заранее знать пространственно-временное распределение полей норм и стандартных отклонений. Однако эмпирические оценки для вторых моментов распределений более чувствительны к погрешно-

стям измерений, чем для первых моментов. К тому же объем выборки, по которой должны были бы оцениваться стандартные отклонения, недостаточно велик для отдельных широтных поясов, поэтому обычная нормировка преобразуемых величин на их стандартные отклонения в работе не использовалась, а была заменена нормировкой на соответствующие средние значения.

При этом учитывались результаты Ogunjobi (2007) и Akineumi (2007), согласно которым коэффициенты вариации ОСО, равные отношению их стандартных отклонений к средним значениям, сравнительно слабо меняются в годовом ходе.

Для определения годового хода среднеширотных значений ОСО в выбранных широтных поясах был использован архив мировой наземной озонметрической сети Всемирной метеорологической организации (ВМО), хранящийся в Мировом центре данных по озону и ультрафиолетовой радиации (WOUDC) в Канаде (<http://www.woudc.org/>). Было отобрано 84 станции с наиболее длинными рядами наблюдений по 2008 г. включительно, которые были сгруппированы по широтным поясам: 0—23, 24—40, 41—60, 61—90° для Северного и Южного полушария. Границы поясов выбирались таким образом, чтобы они были симметричны относительно экватора и чтобы внутрь каждого из поясов попали не менее четырех станций. Последнее требование наиболее существенно для Южного полушария, где число длиннорядных станций мало в отличие от Северного полушария, в котором число таких станций может достигать 26 в одном поясе.

Полученные по многолетним данным среднемесячные значения ОСО для каждого из рассматриваемых поясов представлены в табл. 1 и на рис. 1. Широтный пояс от 0 до 23° северной и южной широты практически охватывает зону между северным и южным тропиком (см. рис. 1 *a*). В этой зоне ОСО мало меняется в течение года. Изменения ОСО в разных полушариях в основном происходят в противофазе (если эти изменения рассматривать на протяжении календарного года без учета полугодового сдвига сезонов друг относительно друга). В Северном полушарии разброс экстремальных средних месячных значений ОСО составляет 23 е. Д., а в Южном полушарии — 15 е. Д.

Таблица 1

Среднемесячные значения ОСО (е. Д.) для разных широтных поясов

Месяц	Северное полушарие				Южное полушарие			
	90—61°	60—41°	40—24°	23—0°	0—23°	24—40°	41—60°	61—90°
I	322	342	300	244	255	268	285	283
II	367	365	310	248	254	265	270	274
III	395	374	320	256	254	264	270	269
IV	396	374	324	264	254	263	274	266
V	375	360	320	268	254	264	281	276
VI	344	342	309	268	254	273	298	277
VII	321	325	294	266	257	283	309	277
VIII	303	311	289	264	261	292	316	232
IX	291	299	281	262	265	304	315	190
X	293	291	277	258	269	305	326	201
XI	296	299	277	250	265	295	322	258
XII	330	316	286	246	260	280	296	293

ОСО, е. Д.

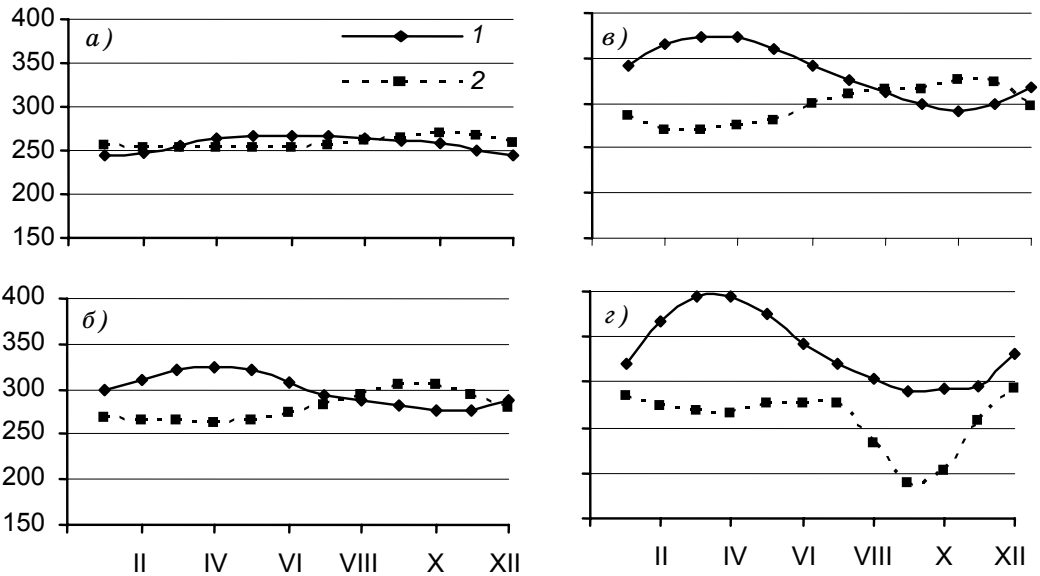


Рис. 1. Осредненный годовой ход ОСО для разных широтных поясов Северного (1) и Южного (2) полушария.

рис. а б в г
 φ° ш. 0—23 24—40 41—60 61—90

Следующий пояс ограничен интервалом широт $24\text{--}40^\circ$. В этом поясе ОСО в течение года меняется более существенно, а его годовой ход в Северном и Южном полушарии совершенно четко находится в противофазе (см. рис. 1 б). Максимум ОСО в Северном полушарии приходится на апрель, минимум — на октябрь. В Южном полушарии с февраля по май (осенние месяцы) среднемесячные ОСО мало меняются, достигая при этом минимальных значений ($263\text{--}264$ е. Д.), а максимум ОСО приходится на октябрь (что соответствует апрелю Северного полушария). Разброс экстремальных средних месячных значений составляет 47 е. Д. в Северном полушарии и 42 е. Д. в Южном полушарии.

В широтном поясе $41\text{--}60^\circ$ амплитуда годового хода ОСО (см. рис. 1 в) гораздо больше, чем в поясе $24\text{--}40^\circ$. В Северном полушарии разброс экстремальных средних месячных значений составляет 83 е. Д., а в Южном — 56 е. Д. В Северном полушарии максимум ОСО приходится на март — апрель, минимум — на октябрь. В Южном полушарии весенний максимум приходится на октябрь, а минимум на февраль—март.

Самые большие расхождения в конфигурации годового хода в Северном и Южном полушарии (см. рис. 1 г) относятся к широтному поясу $61\text{--}90^\circ$. В Северном полушарии наиболее высокие среднемесячные значения ОСО наблюдаются в марте и апреле (394 и 396 е. Д. соответственно), минимальные — в сентябре и октябре (291 и 292 е. Д.). Отличительной особенностью годового хода ОСО в Южном полушарии является резкое снижение ОСО с августа по октябрь—ноябрь с минимальным среднемесячным значением в сентябре, равным 190 е. Д. (такое уменьшение ОСО интерпретируется как «озоновая дыра»). Далее происходит увеличение содержания озона до среднего декабрьского значения, равного 293 е. Д. В этом широтном поясе разброс экстремальных среднемесячных значений в обоих полушариях максимален и достигает близких по величине значений: 105 е. Д. в Северном полушарии и 103 е. Д. в Южном.

Полученные результаты, описывающие пространственно-временное распределение ОСО, хорошо согласуются с опубликованными ранее (Звягинцев и др., 2008, 2009; Радионов, Русина,

2006; Радионов и др., 2007; Радионов, Сибир, 2000; Сибир, 2007; Сыроваткина и др., 2008; Шаламянский и др., 2004; Хргиан, 1973; Ogunjobi, 2007; Ozone data, 2003; Stolarski et al., 2005; Campbell et al., 2009).

Среднемесячные значения ОСО, приведенные в табл. 1, могут быть использованы при совместном анализе наблюдений за ОСО с различных движущихся платформ. В качестве примера в настоящей работе рассматриваются данные, полученные на двух дрейфующих станциях (СП-32 и СП-33), а также во время семи рейсов НЭС «Академик Федоров». Периоды наблюдений и граничные координаты движения платформ указаны в табл. 2.

При обработке данных измерений среднесуточных значений содержания озона в зависимости от широты, на которой движущаяся платформа находилась в конкретный рассматриваемый день, рассчитывались соответствующие аномалии (отклонения от нормы, т. е. от среднего поясного значения ОСО для месяца, к которому относился рассматриваемый день наблюдений). Затем определялись относительные аномалии K как отношения указанных аномалий к принятым нормам.

Все вычисленные отношения K оказались достаточно близкими к нулю. Для полученного ряда безразмерных аномалий K , состоящего из 504 членов, выборочные оценки среднего из всех значений $K_{\text{ср}}$ и соответствующего стандартного отклонения σ составили 0,0001 и 0,114. То, что среднее значение K практически равно нулю, подтверждает «несмещенность» оценок, получаемых при обработке данных, поскольку поле норм определялось по результатам систематических синхронных наблюдений в фиксированных точках, а среднее из значений относительных аномалий K строилось по результатам наблюдений на движущихся платформах, которые выполнялись в разные периоды времени и в разных географических регионах.

Анализ полученных результатов

Анализ выполненных расчетов показал, что в вычисленных значениях относительных аномалий K общего содержания озона,

Таблица 2

Периоды наблюдения за ОСО на движущихся платформах и разброс координат в эти периоды

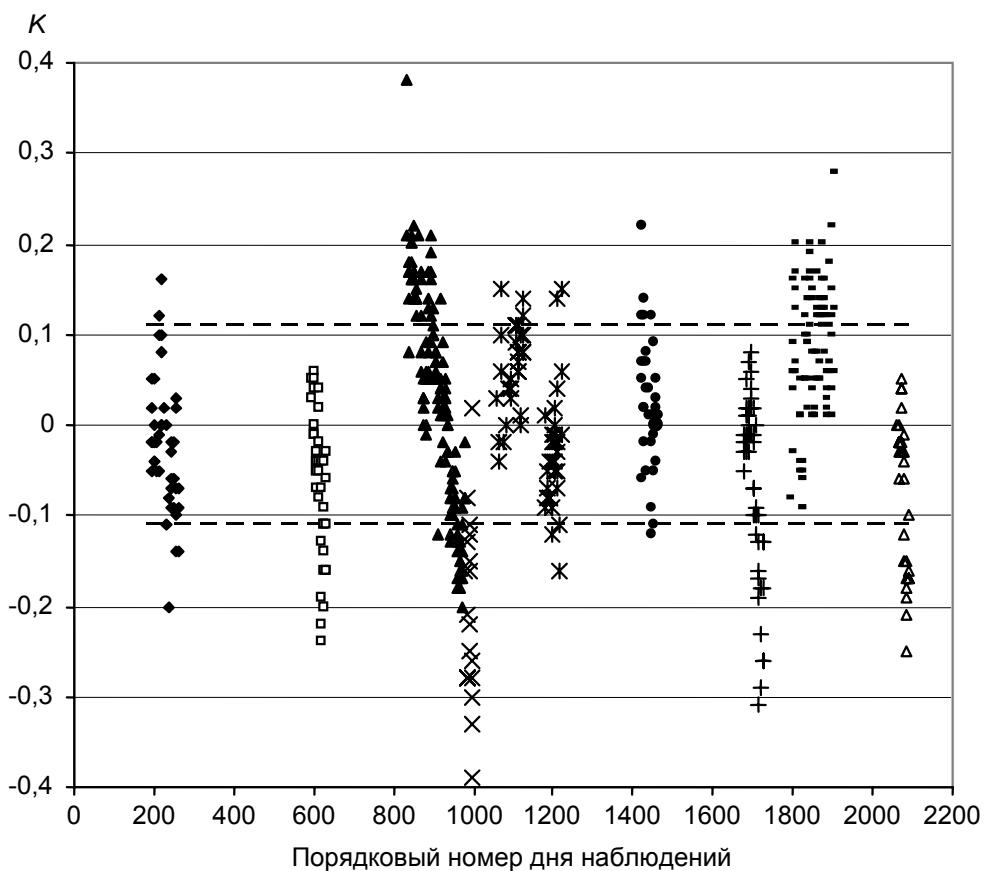
№ п/п	Платформа	Дата начала наблюдений за ОСО	Дата окончания наблюдений за ОСО	Разброс	
				широты	долготы
1	СП-32	1.07.2003	30.09.2003	85,9—87,8° с. ш.	44,8—81,9° в. д.
2	«Академик Федоров», 21-й рейс	1.08.2004	30.09.2004	62,8—85,1° с. ш.	5—166,1° в. д.
3	СП-33	1.04.2005	4.09.2005	86,3—89,2° с. ш.	40,2—99,2° з. д.
4	«Академик Федоров», 23-й рейс	5.09.2005	23.06.2005	73,7—88,3° с. ш.	170,1° в. д.— 36,8° з. д.
5	«Академик Федоров», 24-й рейс	21.11.2005	2.05.2006	58,6° с. ш.— 69,6° ю. ш.	76,4° в. д.— 21,2° з. д.
6	«Академик Федоров», 25-й рейс	14.11.2006	26.12.2006	46,2° с. ш.—69,1° ю. ш.	92,9° в. д.—18,0° з. д.
7	«Академик Федоров», 26-й рейс	29.07.2007	17.09.2007	72,6—90,0° с. ш.	179,6° в. д.— 0°—174,6° з. д.
8	«Академик Федоров», 27-й рейс	17.11.2007	5.03.2008	33,1° с. ш.—77,6° ю. ш.	175,0° в. д.— 0°—173,0° з. д.
9	«Академик Федоров», 28-й рейс	18.08.2008	21.09.2008	67,1—82,6° с. ш.	176,6° в. д.— 0°—178,7° з. д.

полученных на движущихся платформах, систематическая пространственно-временная изменчивость практически не проявляется. Это позволяет сравнить между собой данные, накопленные в разных судовых рейсах и на дрейфующих станциях. Результаты такого сравнения представлены на рис. 2, на котором по оси ординат отложены значения относительных аномалий K , а по оси абсцисс сквозной нумерацией указаны порядковые номера дней наблюдений начиная с 1 января 2003 г. При этом первое значение K соответствует 1 июля 2003 г., т. е. дню № 182. На рисунке штриховыми линиями показана выборочная оценка доверительного интервала $K_{\text{ср}} \pm \sigma$.

Из рисунка следует, что значения указанных аномалий в большинстве случаев укладываются в интервал ($K_{\text{ср}} \pm \sigma$). С учетом характера проведенного преобразования можно полагать, что для таких случаев измеренные с движущихся платформ значения ОСО не отличаются значимым образом от «норм» ОСО, характерных для рассматриваемого широтного пояса и соответствующего времени года. Вместе с тем, из рисунка видно, что в ряде рейсов за границы интервала ($K_{\text{ср}} \pm \sigma$) выходят не отдельные значения K , а группы аномалий. Поскольку каждое из значений K относится к данным, полученным на определенной платформе в определенное время наблюдений, можно восстановить условия, которые они характеризуют.

Так, оказалось, что заметные групповые выбросы относительных аномалий K за нижнюю границу интервала $K_{\text{ср}} \pm \sigma$ имели место в сентябре 2004 г. (21-й рейс НЭС «Академик Федоров»), в сентябре 2005 г. (23-й рейс), в сентябре 2007 г. (26-й рейс) и в сентябре 2008 г. (28-й рейс). Это были рейсы НЭС «Академик Федоров» на север. Таким образом, в сентябре 2004, 2005, 2007 и 2008 гг. по данным судовых наблюдений в Арктике наблюдались пониженные значения общего содержания озона.

Наиболее существенные выбросы относительных аномалий K за верхнюю границу интервала ($K_{\text{ср}} \pm \sigma$), т. е. повышенные значения ОСО, отмечались дважды: в период с 10 апреля по 18 мая 2005 г. на СП-33 в Арктике, а также во время 27-го рейса НЭС «Академик Федоров» в Антарктиду (отдельные группы дней за период с 1 января по 3 марта 2008 г.).



- ◆ СП-32 □ 21-й рейс ▲ СП-33 × 23-й рейс
- ✱ 24-й рейс ● 25-й рейс + 26-й рейс - 27-й рейс
- △ 28-й рейс

Рис. 2. Значения относительной аномалии K общего содержания озона, полученные на движущихся платформах в 21-м, 23—28-м рейсах НЭС «Академик Федоров» и в периоды дрейфа станций СП-32 и СП-33.

Для подтверждения правомерности использования предлагаемого нами подхода к анализу уровней содержания озона, измеряемого на движущихся платформах, авторами были сопоставлены для конкретных координат средние суточные значения ОСО, полученные по измерениям со спутников TOMS

(<http://toms.gsfc.nasa.gov>), с данными наблюдений на СП и в 23—28-м рейсах НЭС «Академик Федоров» в периоды, для которых имеются соответствующие спутниковые данные. Корреляционная зависимость между спутниковыми данными и результатами синхронных измерений на судне и СП представлена на рис. 3.

Уравнение регрессии значений ОСО, измеренных с движущихся платформ, на спутниковые данные (жирная линия на рис. 3) имеет вид $y = 0,75x + 65,9$; квадрат коэффициента корреляции между этими значениями ОСО $R^2 = 0,89$. На рис. 3 показана также линия «идеального согласия» (тонкая линия) между спутниковыми и судовыми данными (в случае равенства масштабов по осям абсцисс и ординат — это биссектриса угла между осями).

Всего из 406 случаев синхронных наблюдений, по которым построена корреляционная зависимость (см. рис. 3), в 26,4 % случаев разность Δ между морскими (с судов и СП) и спутниковыми данными была отрицательной ($\Delta = \Omega_{\text{суд}} - \Omega_{\text{СП}}$, где $\Omega_{\text{суд}}$ — среднесуточное значение ОСО, измеренное на судне, а $\Omega_{\text{СП}}$ — соот-

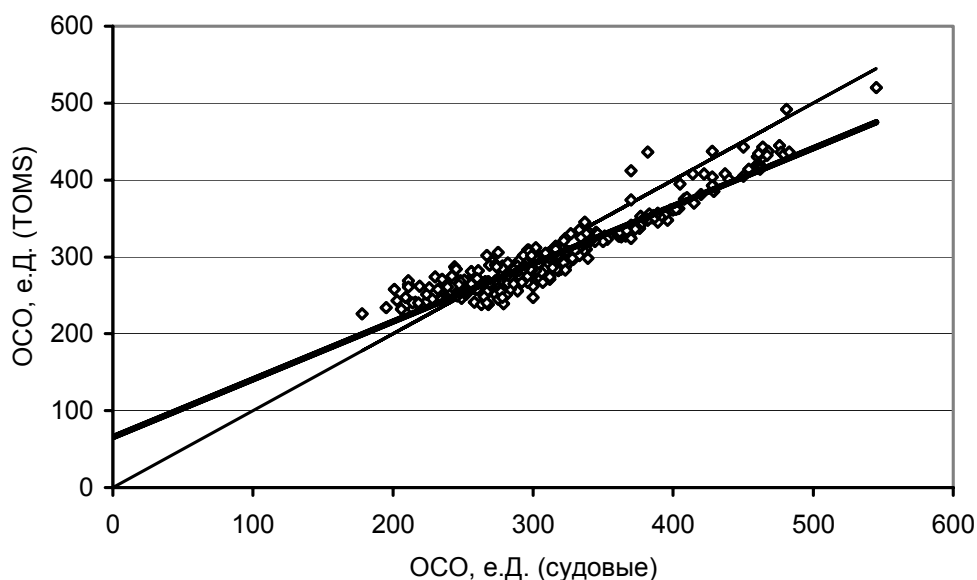


Рис. 3. Корреляционная зависимость между данными, полученными на платформах (СП-33 и 23—28-й рейсы НЭС «Академик Федоров»), и спутниковыми данными.

ветствующее спутниковое значение), т. е. спутниковые значения ОСО превышали судовые. При этом отрицательные значения Δ изменялись от 0 до -57 , а положительные значения Δ (73,6 % общего числа случаев) варьировали в интервале 0—53.

Из рис. 3 видно, что коэффициенты корреляции R очень высоки (0,94). Это, прежде всего, подтверждает правомерность использования для наблюдений за ОСО на судах озонометров М-124. Тем не менее анализ уравнения регрессии для всего массива данных синхронных измерений на спутнике и движущихся платформах (см. рис. 3) указывает на возможность определенного смещения в значениях ОСО, полученных при наблюдениях на движущихся платформах, по отношению к соответствующим спутниковым данным, причем характер этого смещения зависит от наблюдаемого уровня ОСО. В частности, при значениях ОСО, не превосходящих примерно 280 е. Д., результаты измерений со спутника в основном превышают результаты измерений с движущихся платформ, а при значениях ОСО более 280 е. Д. чаще всего отмечается обратное соотношение.

Сделанный вывод подтвердился, когда авторами была построена аналогичная корреляционная зависимость только для тех случаев, которые вышли за пределы интервала ($K_{\text{сп}} \pm \sigma$). Возможно, причины замеченного явления кроются либо в особенностях градуировки приборов, используемых для спутниковых наблюдений и измерениях на платформах, либо в конструктивных особенностях самих приборов, однако этот вопрос требует дополнительного анализа. В лаборатории контроля озонового слоя атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, чтобы снизить эффект погрешностей градуировки при наблюдениях в зените неба при низких значениях ОСО, во время проведения контроля сетевой информации в данные наблюдений вводят специальные эмпирически найденные поправочные коэффициенты.

В случае если на основе дополнительных проработок удастся подтвердить универсальный характер соотношения между результатами наблюдений за ОСО со спутников и с движущихся платформ, представленного уравнением регрессии на рис. 3, имело бы смысл рассмотреть вопрос о целесообразности использования такого типа уравнения для корректировки соответствующих данных наблюдений.

Заключение

В настоящей работе, носящей в основном методический характер, авторы пытались решить вопрос о том, каким образом можно корректно сопоставлять результаты, полученные при наблюдениях на различных движущихся платформах.

Предложенный авторами подход, основанный на расчете и анализе относительных аномалий ОСО, дает возможность исключить пространственный и годовой ход общего содержания озона и сопоставить данные наблюдений, полученные на движущихся платформах (дрейфующих станциях и научно-экспедиционных судах) в разное время и в различных точках пространства. Совместный анализ данных измерений общего содержания озона на двух дрейфующих станциях и в семи рейсах НЭС «Академик Федоров» подтвердил применимость такого подхода при сопоставлении результатов измерений ОСО, полученных на движущихся платформах.

Несмотря на тесную корреляцию между данными, полученными на движущихся платформах с помощью озонметра М-124, и спутниковыми данными, существует превышение спутниковых данных над данными, полученными на судах и СП, в области низких (ниже 280 е. Д.) значений ОСО и обратное соотношение в области значений ОСО, превышающих 280 е. Д. Причины таких различий, скорее всего, не связаны со спецификой проведения наблюдений на движущихся платформах, а имеют иную природу. Этот вопрос требует дополнительного исследования.

Авторы выражают глубокую благодарность А. М. Шаламянскому за полезные обсуждения и А. А. Мишину за содействие в подборе материалов для анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брасье Г., Соломон С. (1987). Аэрономия средней атмосферы. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат. 413 с.

Дроздов О. А. (1989). Климатология / Под ред. Н. В. Кобышевой. — Л.: Гидрометеоиздат. 568 с.

Звягинцев В. М. и др. (2008). Содержание озона на территории Российской Федерации в первом (втором, третьем) квартале 2008 г. // *Метеорология и гидрология*. № 5 (8, 11) С. 120—125 (123—127, 116—121).

Звягинцев В. М. и др. (2009). Содержание озона на территории Российской Федерации в 2008 г. // *Метеорология и гидрология*. № 3. С. 102—110.

Каган Р. Л. (1979). Осреднение метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат. 204 с.

Крученицкий Г. М. (2007). Диагностика состояния полей озона и УФ-облученности и их моделирование. Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — Долгопрудный. 34 с.

Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. Изд. 3-е (1981). — Л.: Гидрометеоздат. 48 с.

Пугачев В. С. (1979). Теория вероятности и математическая статистика. — М.: Наука. 495 с.

Радионов В. Ф., Русина Е. Н. (2006). Результаты измерения общего содержания озона в Центральном арктическом бассейне // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. Т. 42. № 5. С. 716—720.

Радионов В. Ф., Русина Е. Н., Сибир Е. Е., Шаламянский А. М. (2007). Особенности общего содержания озона в северной и южной полярных областях // *Проблемы Арктики и Антарктики*. № 77. С. 64—72.

Радионов В. Ф., Сибир Е. Е. (2000). Особенности временной изменчивости общего содержания озона на российских антарктических станциях // *Метеорология и гидрология*. № 3. С. 100—103.

Сибир Е. Е. (2007). Общее содержание озона в Антарктиде в 2006—2008 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. № 75. С. 152—154.

Сыроваткина О. А., Кароль И. Л., Шаламянский А. М., Клягина Л. П. (2008). Межгодовые особенности формирования полей общего содержания озона в высоких широтах Северного полушария в ноябре—марте 1998—2005 гг. // *Метеорология и гидрология*. № 2. С. 47—57.

Шаламянский А. М., Кароль И. Л., Клягина Л. П., Ромашкина К. И. (2004). Общее содержание озона над территорией Российской Федерации и прилегающих стран по 30-летним измерениям наземных станций // *Метеорология и гидрология*. № 8. С. 24—35.

Хргиан А. Х. (1973). Физика атмосферного озона. — Л.: Гидрометеоздат, 292 с.

Akineuti M. L. (2007). The influence of some atmospheric phenomena on total ozone concentration over the tropics // *Australian J. of Basic and Appl. Sci.* V. 1(4). P. 497—505.

Campbell J. R., Ellsworth J. W., Spinhirne J. D. (2009). Continuous lidar monitoring of polar stratospheric clouds at the South Pole // *Bull. Amer. Met. Soc. (BAMS)*. V. 90. No. 5. P. 613—617.

Christensen T., Knudsen B. M., Streibel M., Andersen S. B., Benesova A., Braathen G., Claude H., Davies J., De Backer H., Dier H., Dorokhov V., Gerding M., Gil M., Henchoz B., Kelder H., Kivi R., Kyrö E., Litynska Z., Moore D., Peters G., Skrivankova P., Stübi R., Turunen T., Vaughan G., Viatte P., Vik A.F., Von der Gathen P., Zaitcev I. (2005). Vortex-averaged Arctic ozone depletion in the winter 2002/03 // *Atmos. Chem. Phys.* V. 5. P. 131—138.

Fioletov V. E. et al. (2008). The performance of the ground-based total ozone network assessed using satellite data. *JGR_Paper-2008jd009809-pip.pdf* <http://www.woudc.org/Publications...>

Fioletov V. E., Bodeker G. E., Miller A. J. et al. (2002). Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964—2000 // *J. Geophys. Res.* V. 107. No. D22. 4647, doi: 10.1029/2001JD001350.

Goutail F., Pommereau J.-P., Lefèvre F., Van Roozendael M., Andersen S. B., Kåstad Høiskar B.-A., Dorokhov V., Kyrö E., Chipperfield M. P., Feng W. (2005). Early unusual ozone loss during the Arctic winter 2002/03 compared to other winters // *Atmos. Chem. Phys.* V. 5. P. 665—677.

Jones A. E., Shanklin J. D. (1995). Continued decline of total ozone over Halley, Antarctica since 1985 // *Nature*. V. 376. P. 409—411.

Murphy A. H., Katz R. W. (ed.) (1985). Probability, statistics, and decision making in the atmospheric sciences. — Boulder: Westview Press. 545 p.

Newman P. A., Gleason J. F., McPeters R. D., Stolarski R. S. (1997). Anomalous low ozone over Arctic // *Geophys. Res. Lett.* V. 24. P. 2689—2692.

Ogunjobi K. O. (2007). Temporal and spatial patterns of interannual variability of total column ozone in Africa from ground-based observations // *Res. J. Appl. Sci.* V. 2 (66). P. 666 — 672.

Ozone data for the world (2003) // ODW CD No. 5. World Meteorological Organization. Global Atmosphere Watch. Meteorological Service of Canada.

Stolarski R. S., McPeters R. D., Newman P. A. (2005). The ozone hole of 2002 as measured by TOMS. // *J. Atmos. Sci.* V. 62 (3). P. 716—720.

WMO (World Meteorological Organization) (2003). Scientific assessment of ozone depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report. — Geneva, Switzerland. No. 47.

КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (ПО ДАННЫМ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ)

П. Ф. Свистов, А. И. Полищук, Н. А. Першина

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Поступила в редакцию 15.06.2010
Поступила после доработки 31.08.2010

В процессе формирования окружающей среды заметная роль принадлежит атмосферным осадкам. При выпадении осадков, помимо увлажнения, подстилающая поверхность подвергается воздействию их химического состава. В табл. 1, взятой из работ Басоло, Пирсона (1971) и Михайлова и др. (2008), приводится классификация компонентов, обнаруженных в атмосферных осадках (Бримблкумб, 1988). Видно, что кислотно-основные характеристики осадков меняются довольно широко: от сильных (жестких) до слабых (мягких).

Таблица 1

**Классификация кислот и оснований по Пирсону для ингредиентов,
обнаруженных в атмосферных осадках (Басоло, Пирсон, 1971;
Михайлов и др., 2008)**

Кислоты, pH < 7			Основания, pH > 7		
Жесткие	Промежу- точные	Мягкие	Жесткие	Промежу- точные	Мягкие
H^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , SO_3 , CO_2 , HSO_4^-	SO_2 , NO_2 , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+}	Металлы (атомы), Hg^{2+} , I_2 , H_2O	OH^- , PO_4^{3-} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , NO_3^- , NH_3	NO_2^- , COO^- , SO_3^{2-} , HCO_3^- , CH_3COO^-	I^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, CO , C_2H_4 , H_2O

Из таблицы видно, что если диоксиды серы, азота или углерода растворяются в воде, то они не только образуют кислоты с H_2O , но и сами действуют как кислоты, т. е. стремятся вступить в реакцию с отрицательно заряженными ионами.

В упрощенном представлении кислотные или основные свойства частиц обусловлены их способностью отдавать или присоединять катион водорода (протон H^+). Основание в водном растворе способно отнять протон у молекулы воды, которая в данном случае выступает в роли кислоты и, потеряв протон, превращается в гидроксид-ион OH^- . Кислоты и основания могут быть нейтральными, анионными или катионными. Пары их типа $\text{NH}_4^+ \leftrightarrow \text{NH}_3$, $\text{SO}_2 \leftrightarrow \text{HSO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ или $\text{CO}_2 \leftrightarrow \text{HCO}_3^-$ называются сопряженными.

Молекула воды может выступать как в качестве кислоты, так и в качестве основания. Вода представляет собой систему, в которой водородные связи приводят к появлению в ней полимерных молекул $(\text{H}_2\text{O})_n$, а ее самоионизация (диссоциация) — к образованию ионов H^+ и OH^- : $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$.

Ион водорода H^+ представляет собой элементарную частицу — протон, силовое поле и размеры которого несопоставимы с силовыми полями и размерами всех других ионов. Именно поэтому равновесная концентрация протонов в растворах настолько мала, что свободный протон не считается равноправным участником равновесий в растворах. В растворе протон всегда связан с какими-нибудь более крупными частицами: атомами, молекулами или радикалами. Наибольшую концентрацию имеет ион H_3O^+ , поэтому правильное уравнение самоионизации воды записать в следующем виде: $2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$.

Обычно, если специально не оговорено, суммарную равновесную концентрацию ионов вида $(\text{H} \cdot n\text{H}_2\text{O})^+$ в воде и водных растворах обозначают просто $[\text{H}^+]$. Константа диссоциации молекул воды $K_{\text{дисс}}$ по реакции $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$ записывается в виде: $K_{\text{дисс}} = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-]/[\text{H}_2\text{O}]$, где $[\text{H}^+]$, $[\text{OH}^-]$ и $[\text{H}_2\text{O}]$ — концентрация катионов $[\text{H}^+]$, анионов $[\text{OH}^-]$ и молекул $[\text{H}_2\text{O}]$ в одном литре воды (моль/л). При температуре 22 °С, константе диссоциации

$K_{\text{дисс}} = 1,8 \cdot 10^{-16}$ и концентрации $[\text{H}_2\text{O}]$, равной 55,4 моль/л, получаем произведение растворимости воды: $K_w = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 1 \cdot 10^{-14}$ и далее $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$.

Водородный показатель рН равен десятичному логарифму концентрации ионов водорода $[\text{H}^+]$, взятому с обратным знаком: $\text{pH} = -\lg [\text{H}^+]$. Для нейтрального раствора $\text{pH} = \text{pOH} = 7$, в кислом $\text{pH} < 7$, в щелочном $\text{pH} > 7$. В настоящей работе кислотность осадков выражается через величину рН и концентрацию ионов водорода H^+ в мкг/л.

Под влиянием газового и аэрозольного состава воздуха и различных физико-химических процессов, происходящих в атмосфере с участием паров воды, природная кислотность осадков редко (не более чем в 1 % случаев) выходит за пределы 0,01 — 1000 мкг/л (рН в пределах 8,0—3,0). Крайние значения оказываются токсичными для живых организмов и в природе встречаются редко. В 90 % случаев выпадают кислые осадки (рН в интервале 4,0—6,0). Из всех видов атмосферных осадков, в том числе росы, иней, изморози, жидкого и твердого налета, в настоящей работе рассматриваются только жидкие и твердые осадки, выпадающие из облаков, т. е. дождь и снег.

При полной смене влагосодержания воздуха на Земле за 8—10 дней облака и осадки вбирают в себя многие вещества, содержащиеся в атмосфере в виде газов и аэрозолей, — в большинстве своем продукты производственной и сельскохозяйственной деятельности человека. Доля осадков с природным фоновым содержанием различных компонентов на территории Российской Федерации (РФ) составляет не более 10—15 %. Практически во всех областных городах повторяемость их близка к нулю. В работе Климатология (1992) показано, что самоочищение атмосферы осадками до разных уровней происходит за год примерно 40 раз, причем весь механизм формирования осадков остается, по-видимому, природным, хотя химический состав осадков (ХСО) постоянно меняется.

К другим особенностям кислотности атмосферных осадков относится то обстоятельство, что распределение величины рН в большинстве случаев подчинено нормальному закону, т. е. при разных значениях средней арифметической величины и стан-

дартного отклонения коэффициент асимметрии колеблется в пределах $\pm 0,2$ при коэффициенте вариации не более 15 %. Постоянно по мере выпадения осадков кислотность их возрастает, а при хранении уменьшается (Ежемесячные данные... за 1981—1985 гг., 1989). Последнее обстоятельство связано не только с влиянием внешних факторов, но и с малой буферностью осадков.

В 75 % случаев при хранении осадков величина рН раствора повышается, т. е. их кислотность уменьшается. Эта зависимость представлена на рис.1 и достаточно хорошо описывается линейным уравнением: $pH_x = pH_0 \cdot a + b$, где pH_x — величина рН осадков при их выпадении, pH_0 — величина рН месячных сумм осадков. Это выражение справедливо при значениях $pH \leq 6,0$ месячных сумм осадков, что позволяет оценить реальную их кислотность в момент выпадения. Понижение кислотности при хранении объясняется постепенным растворением в воде карбонатных аэрозолей, а повышение ее при выпадении осадков — вымыванием их из подоблачного слоя.

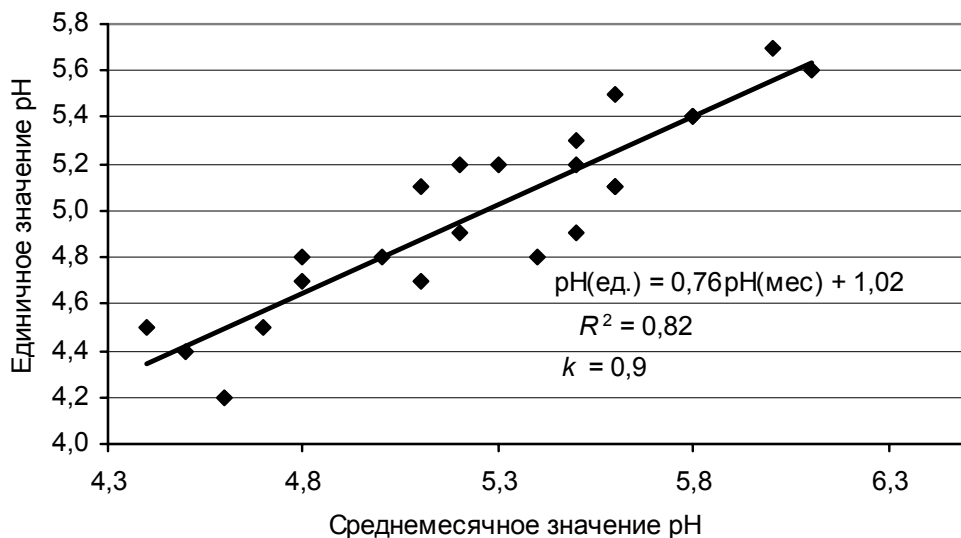


Рис. 1. Соотношение между значениями величины рН, измеренной в месячных и единичных выпадениях осадков (Ежемесячные данные... за 1981—1985 гг., 1989).

В качестве иллюстрации распределения величины рН в осадках рассмотрим данные фоновой станции Усть-Вымь и данные для Санкт-Петербурга (рис. 2 и 3). Средневзвешенная минерализация в Санкт-Петербурге составляет около 20 мг/л, на станции Усть-Вымь — 10 мг/л, крайние максимальные значения различаются примерно в пять раз. Однако в обоих пунктах атмосферные осадки относятся к слабокислым растворам. Средние за год значения рН составляют $5,5 \pm 0,2$ (Усть-Вымь) и $5,6 \pm 0,9$ (Санкт-Петербург) с минимальными значениями 5,0 (Усть-Вымь) и 4,3 (Санкт-Петербург) при максимальных значениях 6,1 и 7,5 единиц рН соответственно.

Характерно, что в сельской местности Северо-Западного региона месячные осадки с $\text{pH} < 5,0$ вообще не выпадают. В Санкт-Петербурге повторяемость таких осадков составляет около 10 % с обеспеченностью более 30 %. С другой стороны, значения рН, близкие к среднему (например, 5,7), отмечаются в Усть-Выми в 37 % случаев с обеспеченностью около 70 %, а в Санкт-Петербурге — в 25 % случаев с обеспеченностью немногим более 60 %.

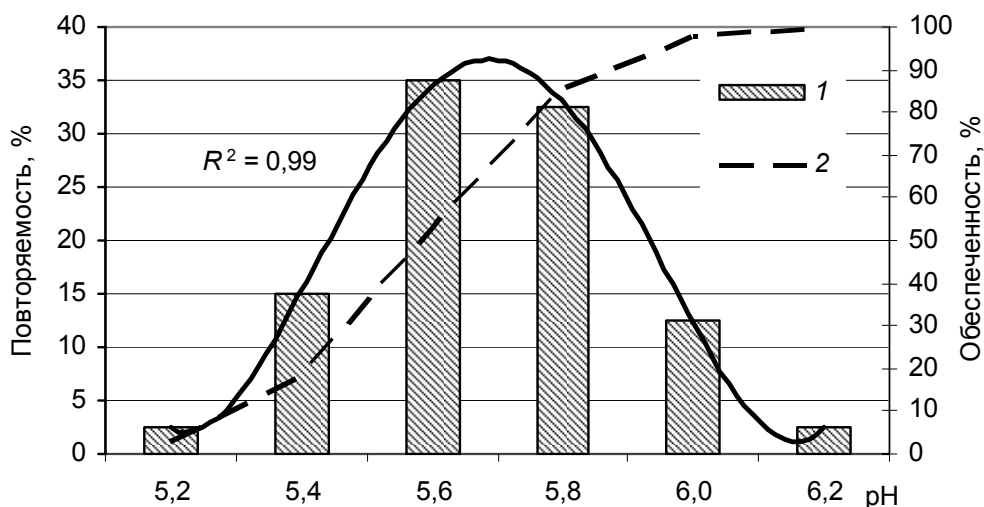


Рис. 2. Повторяемость (1) и обеспеченность (2) величины рН в осадках по данным станции Усть-Вымь за 1958—2008 гг.

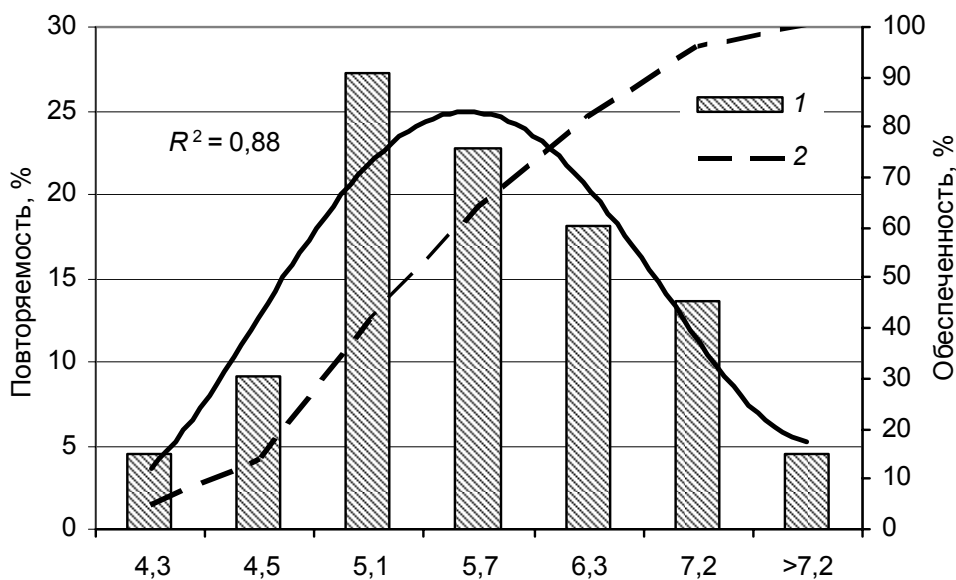


Рис. 3. Повторяемость (1) и обеспеченность (2) величины pH в осадках в Санкт-Петербурге за 1966—2008 гг.

Кислые свойства осадков обусловлены присутствием угольной, серной, сернистой, азотной и азотистой кислот (редко хлористоводородной), которые образуются при растворении в воде диоксида углерода, оксидов серы и азота из воздуха. При содержании в воздухе 0,035 % только углекислого газа кислотность осадков составляла бы 2,5 мкг/л (pH = 5,6). Возрастание диоксида углерода может повысить ее до 10 мкг/л (pH = 5,0). Более высокая кислотность осадков создается преимущественно оксидами серы и другими веществами, о чем свидетельствуют нижеприведенные материалы (рис. 4—6).

Временные ряды химического состава осадков

Для анализа использовались данные за период 1990—2009 гг. по трем станциям Северо-Западного региона РФ: Санкт-Петербург, Мурманск и Усть-Вымь. Последняя из них входит в состав сети Глобальной службы атмосферы (ГСА) ВМО по хими-

ческому составу атмосферных осадков (ХСО). Все данные представляют собой средневзвешенные за год значения. Основное внимание уделено содержанию в атмосферных осадках сульфатов, нитратов и величине рН. Ранее (Свистов, Першина, 1991) рассматривался ряд данных наблюдений по Санкт-Петербургу и Воейково с 1958 г.

За весь период наблюдений начиная с 1966 г. в Санкт-Петербурге и с 1991 г. на станции Мурманск максимальные значения концентрации сульфатов достигали в Мурманске 32 мг/л, в Санкт-Петербурге 29 мг/л при средневзвешенном значении около 10 мг/л. В годы, предшествующие рассматриваемому периоду, шло постепенное снижение среднегодовой концентрации сульфатов, и за последние 20 лет среднее значение составляет в Мурманске 6,5 мг/л и в Санкт-Петербурге — 4,2 мг/л.

На рис. 4—6 показан ход изменения со временем концентрации сульфатов, нитратов и величины рН в осадках по данным для Санкт-Петербурга, Мурманска и Усть-Выми. Статистическая значимость изменений тренда указанных компонентов (с уровнем значимости 5 %) оценивается по коэффициенту автокорреляции и критерию Валлиса—Мура (Никитин, 2003). Возрастание величины рН в Санкт-Петербурга описывается линейной функцией: $\text{pH} = 0,05x + 5,43$, где x — годы по порядку начиная с 1990 г. Начальное значение величины рН составляло 5,43; ежегодно она возрастала на 0,05 единиц рН, достигнув через 20 лет значения 6,4. Повышение рН, по-видимому, связано с уменьшением концентрации сульфатов, что видно из следующего выражения: $[\text{SO}_4] = -0,2x + 6,27$. Содержание сульфатов ежегодно уменьшилось на 0,2 мг/л, начиная со среднегодовой концентрации 6,27 мг/л. Примерно с 1998 г. влияние сульфатов на величину рН осадков прекращается, и, вероятно, определяющим в формировании их кислотности становится содержание гидрокарбонатов и других соединений — продуктов растворения в воде пыли. Таким образом, возрастание величины рН свидетельствует не только об уменьшении концентрации диоксида серы, но и об увеличении запыленности воздуха.

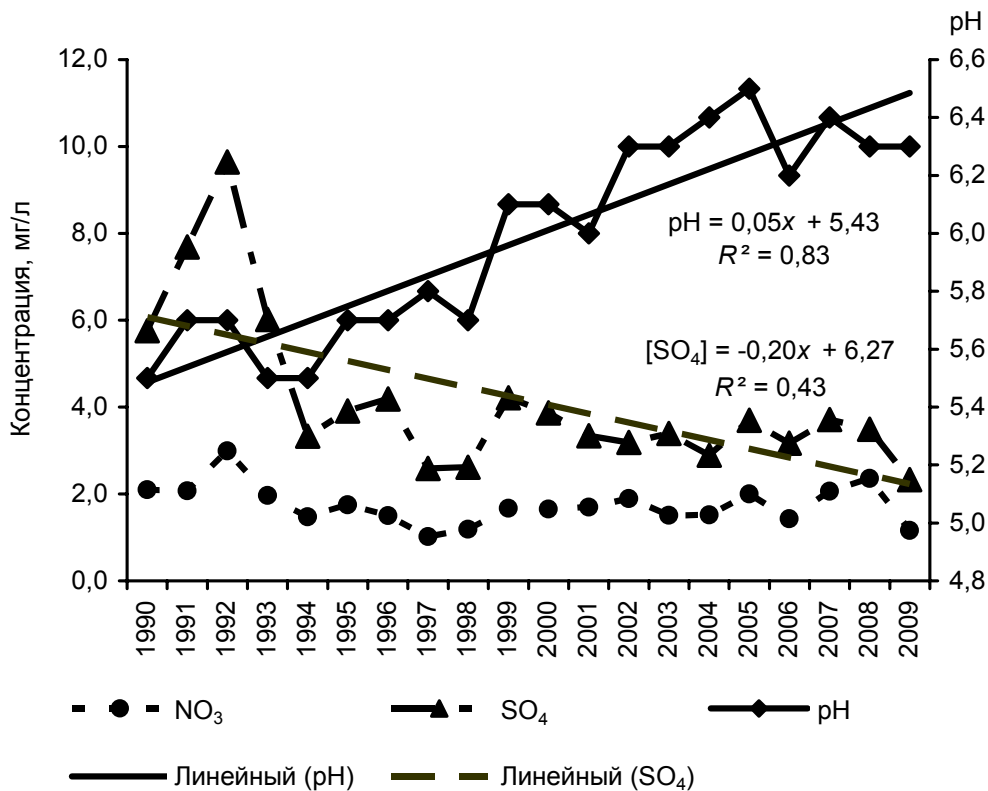


Рис. 4. Временной ход изменения концентрации сульфатов, нитратов и величины рН в осадках Санкт-Петербурга за 1990—2009 гг.

Наибольшие изменения концентрации нитратов произошли с 1981 по 1992 г. (Ежемесячные данные... за 1981—1985 гг. (1989), за 1986—1990 гг. (1994), за 1991—1995 гг. (1998)). Среднегодовая концентрация их тогда возросла от 0,5 до 2—2,5 мг/л, а в последние годы стабильно удерживается на уровне 2 мг/л. Скорее всего, изменения концентрации нитратов мало сказываются на колебаниях рН, тенденция нитратов незначима.

Общая картина сопряженных изменений со временем рН и концентрации сульфатов в Мурманске такая же, как в Санкт-Петербурге, хотя исходные значения существенно различаются. В начале периода в Мурманске кислотность осадков была выше на порядок, а концентрация сульфатов на 55 % больше, чем в Санкт-Петербурге. Содержание нитратов колеблется около

1,0 мг/л, и тренд их также незначим. Атмосферные осадки на станциях Мурманской области обычно кислые, и значение рН их близко к равновесному (рН = 5,65). Наиболее велика повторяемость значений рН осадков в интервале от 4,6 до 5,2. Среднее значение рН за весь рассматриваемый период по Мурманской области равно 5,2, а в осадках в Мурманске отмечены более низкие значения рН (в среднем 4,7). В целом наблюдался тренд в сторону снижения кислотности осадков. Аналогичный результат относительно величины рН был получен для территории Кольского полуострова в ходе годичного эксперимента «Экогеохимия Баренц-региона» (Першина, Полищук, 2008; Salminen et al., 2004).

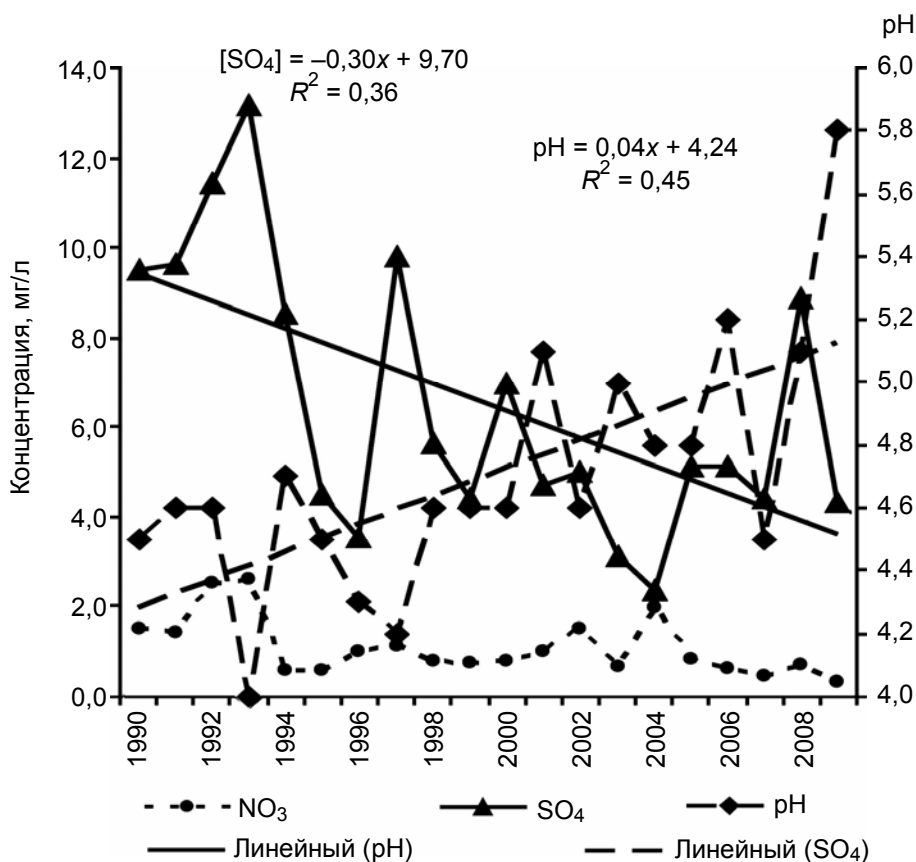


Рис. 5. Временной ход изменения концентрации сульфатов, нитратов и величины рН в осадках Мурманска за 1990—2009 гг.

На фоновой станции Усть-Вымь с уровнем значимости 0,01 тренд кислотности осадков отсутствует. У сульфатов и нитратов обнаруживается слабая линейная тенденция: за последние 20 лет содержание сульфатов и нитратов уменьшилось на 1,8 и 1,2 мг/л соответственно. За последние пять лет в среднем концентрация сульфатов не превышала 2,3 мг/л, а нитратов 1,6 мг/л с величиной pH = 5,6. Такие значения предложено полагать фоновыми (Свистов, Першина 1991; Свистов, Першина, Полищук, 2006, 2009).

Данные, приведенные в настоящей работе, подтверждают оценки динамики эмиссии SO₂ и NO_x и содержания их в воздухе

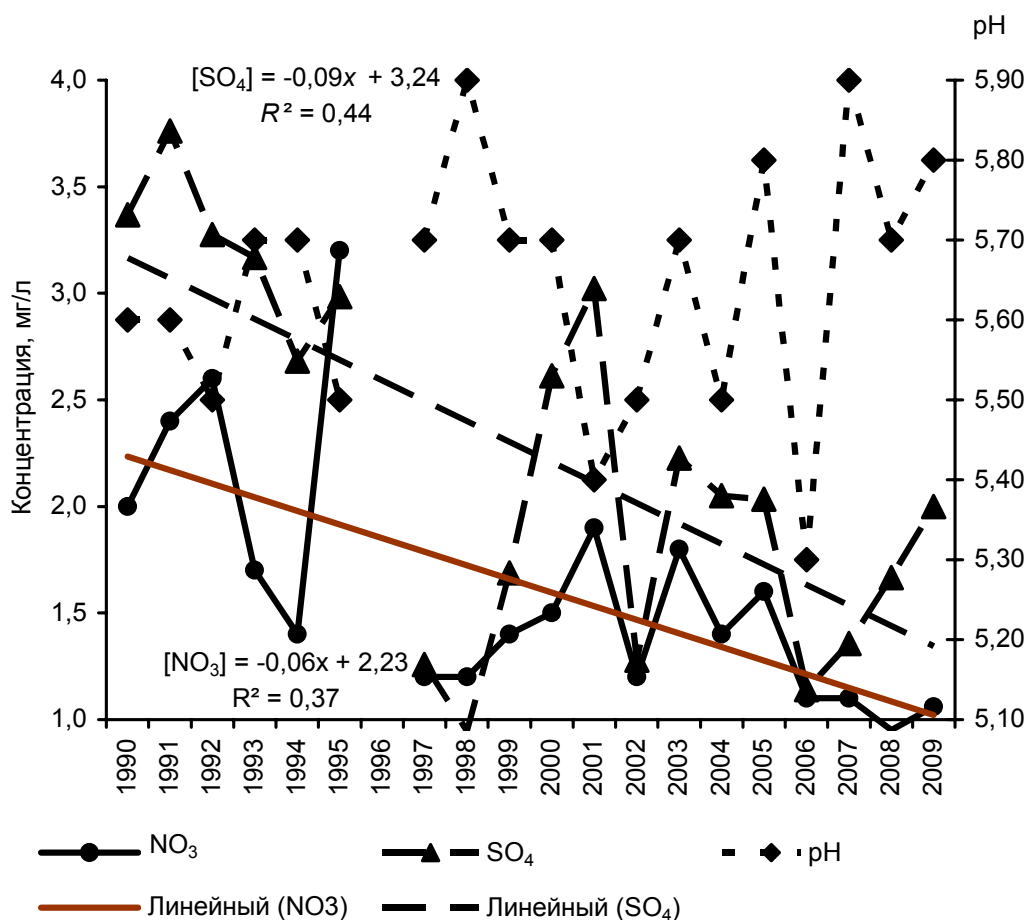


Рис. 6. Временной ход изменения концентрации сульфатов, нитратов и величины pH в осадках на станции Усть-Вымь за 1990—2009 гг.

арктического региона за период с 1992 по 2009 г. Эти оценки (Assessment, 2006; Першина, Полищук, Свистов, 2008) указывают на постепенное и значительное снижение объема выбросов SO_2 практически во всех промышленных центрах.

Если предположить, что сульфаты на всех трех станциях связаны только с ионами водорода, то расчетное значение рН будет составлять 1—2 единицы. Такая высокая кислотность осадков никогда здесь не наблюдалась. Для РФ абсолютный минимум рН по единичным измерениям составляет 2,0. Повышенная кислотность подавляется присутствием веществ, реагирующих с ионами водорода, а избыток сульфатов связывается другими катионами (см. табл. 1).

Межионные связи в составе осадков

Рассмотрим некоторые сопряженные взаимодействия в осадках, влияющие на величину рН. Развитие химических реакций в осадках определяется присутствием в воздухе диоксида углерода, аэрозолей и паров воды, причем молекулы воды служат основным поставщиком ионов водорода (при окислении газов) или гидроксидов (при растворении карбоната кальция).

Обычный набор компонентов в атмосферных осадках (Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- и т. д.) в действительности представляет собой различные системы. Например, в системе пыль с карбонатом кальция $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ из воздуха существуют следующие химические компоненты: Ca^{2+} , CO_2 (газ), CO_2 (раствор), H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , H^+ , OH^- , H_2O (жидкость), H_2O (пары), CaCO_3 (твердая частица). При этом всегда должны соблюдаться условия равновесия:

1) условие материального баланса при растворении только диоксида углерода в атмосферных осадках по CO_2 : $[\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] = \text{C}$ (концентрация), а после попадания и растворения частичек пыли: $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$;

2) условие электронейтральности: $[\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-]$ и $2[\text{Ca}^{2+}] + [\text{H}^+] = 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-]$.

Наиболее тесная связь в химическом составе обнаруживается между минерализацией, удельной электропроводностью и кислотностью осадков. Эти три величины принадлежат к важнейшим характеристикам природных вод. Они непосредственно зависят от химического состава осадков и могут рассматриваться как индикаторы загрязнения осадков. Вместе с тем, удельная электропроводность k и величина рН быстро и с необходимой точностью могут быть измерены современными приборами.

На рис. 7, построенном по экспериментальным данным, представлен общий вид связи трех интегральных характеристик атмосферных осадков. При незначительной кислотности осадков (правая ветвь кривой) зависимость удельной электропроводности (k) от суммы ионов (M) практически функциональная. При значении рН = 2,0 (абсолютный минимум для РФ) минерализация осадков может достигать 150—200 мг/л и определяется в основном кислотностью осадков, так как подвижность протонов в воде примерно в 50—100 раз выше подвижности любого иона (Мелвин-Хьюз, 1975).

На рис. 8 представлены экспериментальные данные по одному из важнейших механизмов регулирования кислотности осадков.

При повышении концентрации гидрокарбонатов в осадках кислотность их понижается. Для практических целей, однако,

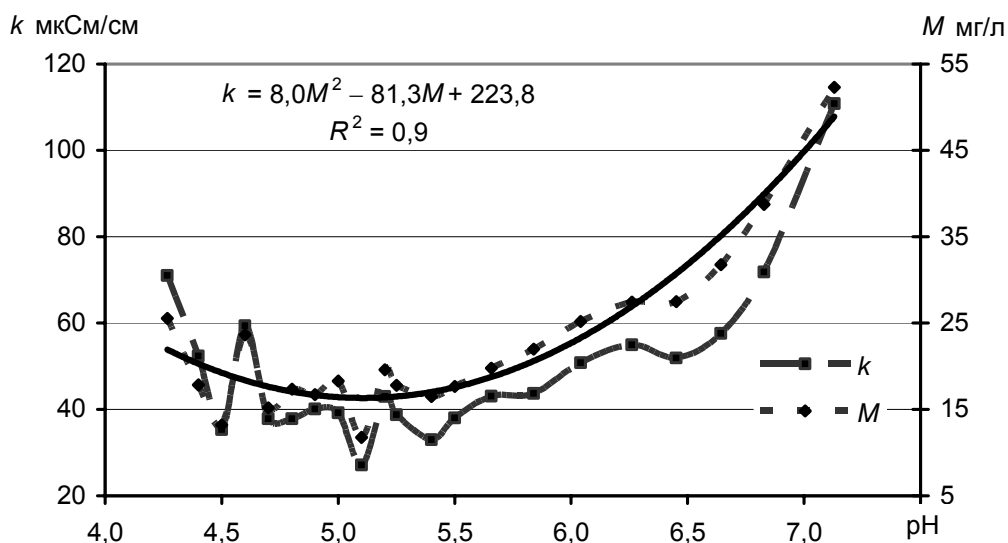


Рис. 7. Влияние кислотности осадков на их минерализацию (M) и удельную электропроводность (k) по данным за 1966—2008 гг.

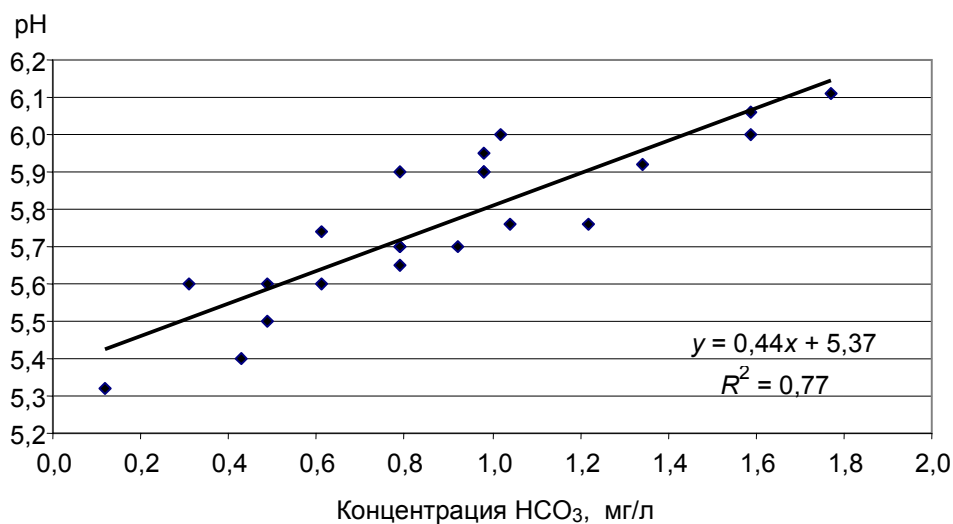


Рис. 8. Изменение кислотности осадков под влиянием гидрокарбонатов при минерализации их ниже 10 мг/л по данным за 1966—2008 гг. для пункта Воейково.

представляет большой интерес, при каком значении величины рН гидрокарбонаты прекращают образовываться в осадках. Согласно уравнению $\text{pH} = 0,44 \cdot [\text{HCO}_3] + 5,37$, это должно происходить при $\text{pH} < 5,37$. В действительности диоксид углерода из воздуха и газ, выделявшийся при растворении карбонатов, перестают поглощаться осадками при $\text{pH} < 5,0$. Следовательно, если величина рН собранных осадков не превышает 5,0, то концентрация гидрокарбонатов близка к нулю. Так, в Мурманской области около 90 % осадков не содержат гидрокарбонатов.

Пространственные изменения кислотности осадков

Результаты наблюдений за кислотностью осадков показывают, что в течение 50 лет региональные изменения этой величины на территории РФ колеблются в широких пределах. Во временных рядах на каждой из примерно 200 станций можно выделить несколько 3—5-летних периодов, когда кислотность осадков только возрастала или только уменьшалась от года к году. При этом крайние значения могут различаться (в единицах концентрации) в 2—10 раз.

Пространственное распределение среднемесячного значения рН носит зональный характер, т. е. кислотность осадков, уменьшаясь с севера на юг и с запада на восток, следует примерно за расположением географических зон. В степных и полупустынных районах выпадают осадки с пониженной кислотностью или даже слабощелочные. Характер распределения нарушается иногда при поступлении на Европейскую часть России (ЕЧР) более кислых осадков с запада и северо-запада, а также на морском побережье или под влиянием крупных городов и промышленных центров, расположенных вблизи пунктов отбора осадков.

Регулярные измерения величины рН позволили выделить регионы с устойчиво повышенной кислотностью: Кольский полуостров и акватория Ладожского озера, Северо-Запад РФ, Предуралье, восточные районы озера Байкал и Приморье. С частым выпадением кислых осадков в этих регионах связывают прогрессирующее закисление почв и малых водоемов, болезни леса, снижение урожайности или гибель некоторых сельскохозяйственных культур (Исаков, 1980; Федорова, 2001; Ходжер, 2005). Минимальные значения величины рН месячных осадков в РФ представлены на рис. 9.

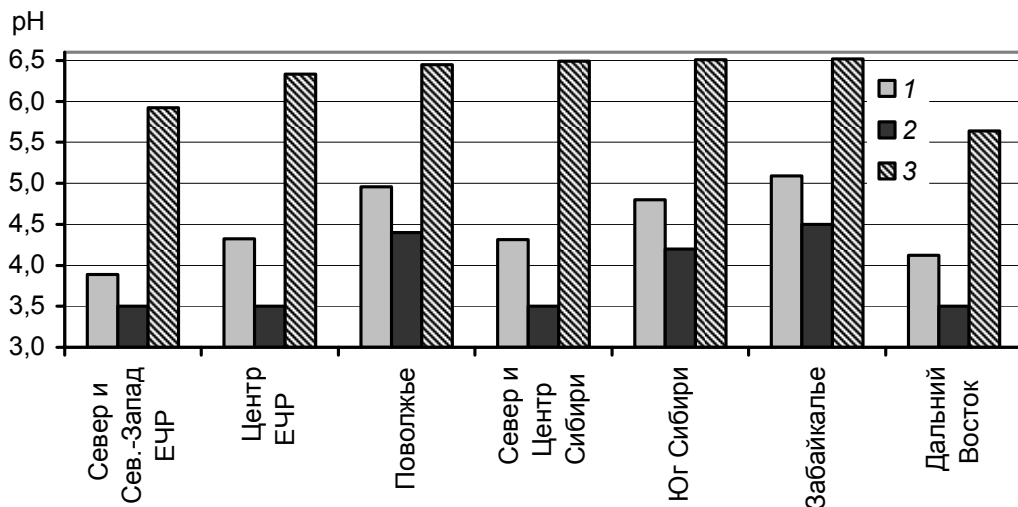


Рис. 9. Распределение кислотности осадков по регионам РФ по данным за 2000—2008 гг.

1 — среднее годовое значение рН по минимальным значениям, 2 — абсолютные минимальные значения величины рН за год, 3 — среднее годовое значение рН.

Диагностический метод оценки состояния окружающей среды

Наибольшую опасность для экосистем представляют кислые осадки. В монографии Дажо (1975) приводятся результаты исследований ФАО степени воздействия кислотности водной среды на рыб, растения и микроорганизмы, на их размножение и развитие. Качественные изменения биомов (табл. 2), соответствуют этим сведениям. По данным о химическом составе атмосферных осадков в табл. 2 авторами предложена оценка загрязнения окружающей среды и сформулированы понятия о возможных экологических нормах и зонах экологического риска, кризиса и бедствия. При $\text{pH} = 3,0 \dots 3,5$ и ниже погибают практически все виды рыб, выживают некоторые виды растений и беспозвоночные; при $\text{pH} = 4,0 \dots 5,0$ задерживается развитие икры и некоторых рыб с последующей их гибелью. Угнетение и гибель микроорганизмов в поверхностном слое вод суши при выпадении кислых осадков указывает на антисептические свойства атмосферных осадков (Кочетова и др., 2007). Исследования ихтиологов (Виноградов, 2000) показали, что величина pH , содержание сульфатов, нитратов, и особенно аммония (и аммиака), в растворе приводят к деформации жабер у некоторых видов рыб. Процесс начинается при концентрации соединений азота $0,3 \text{—} 0,5$ мг/л. При более высокой их концентрации рыбы погибают.

Выше показано, что сульфаты и нитраты в осадках являются продуктами окисления оксидов серы и азота из воздуха, причем промежуточные ионы — сульфиты и нитриты — в растворе примерно в 50 раз более токсичны, чем сульфаты и нитраты (Левина, 1992). В общем виде схемы этих процессов представляются следующим образом: $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3^{-2} \rightarrow \text{SO}_4^{-2}$ и $\text{NO}_2 \rightarrow \text{NO}_2^{-} \rightarrow \text{NO}_3^{-}$. Переход сульфитов в сульфаты происходит полностью примерно за пять суток; остатки нитритов могут сохраняться около месяца. Следовательно, только в месячных пробах все основные компоненты осадков находятся в равновесии: диоксиды углерода, серы и азота с карбонатами, сульфатами и нитратами, аммиак воздуха с ионами аммония. В результате растворения газов и аэрозолей, а также химического взаимодействия их между собой формируется кислотность осадков.

Таблица 2

Оценка загрязнения окружающей среды по данным о химическом составе атмосферных осадков
(Ваганов, 2008; Виноградов, 2000; Влияние..., 1990; Исаков и др., 1980; Молчанова и др., 2007;
Оценки влияния..., 2007; Перечень..., 1999; Федорова, 2001; Ходжер, 2005)

Показатель	Баллы					
	0	1	2	3	4	5
M мг/л	≤ 3	> 3 и ≤ 15	> 15 и ≤ 30	> 30 и ≤ 50	> 50 и ≤ 100	> 100
K мкСм/см	≤ 5	> 5 и ≤ 30	> 30 и ≤ 60	> 60 и ≤ 120	> 120 и ≤ 250	> 250
pH						
$pH = -\lg[H^+]$	5,5—6,5	5,5—5,0	5,0—4,5	4,5—4,0	4,0—3,5	$< 3,5$
$[H^+]$ г-ион/л		6,5—7,0	7,0—7,5	7,5—8,0	8,0—8,5	$> 8,5$
$[SO_4]$ мг/л	$\leq 1,0$	> 1 и ≤ 3	> 3 и ≤ 5	> 5 и ≤ 7	> 7 и ≤ 10	> 10
$[NO_3]$ мг/л	$\leq 0,1$	$> 0,1$ и ≤ 1	> 1 и ≤ 2	> 2 и ≤ 4	> 4 и ≤ 7	> 7
$[NH_4]$ мг/л	$\leq 0,1$	$> 0,1$ и $\leq 0,5$	$> 0,5$ и ≤ 1	> 1 и ≤ 2	> 2 и ≤ 5	> 5
Возможные изменения флоры и фауны	Нет	Слабые	Угнетение роста	Угнетение роста и гибель	Угнетение роста и гибель	Гибель
Экологическая зона	Экологическая норма		Зона риска	Зона кризиса	Зона экологического бедствия	

В свою очередь, кислотность осадков находится под воздействием углекислого газа, так как концентрация диоксида углерода в воздухе примерно на два-три порядка выше содержания оксидов серы и азота.

Минерализация M и удельная электропроводность k характеризуют суммарное загрязнение осадков. Эти величины служат удобным показателем возможного количества в осадках отдельных ингредиентов, так как соотношение их для каждой станции достаточно устойчивое. Оценку балла вредности осадков следует начинать с показателей кислотности, которые служат основанием для отнесения осадков к качественным признакам возможного изменения флоры и фауны.

Выводы

Атмосферные осадки обладают рядом особенностей, которые отличают их от всех других природных вод:

обновление химического состава атмосферных вод происходит около 40 раз в год;

в естественных условиях осадки всегда кислые ($\text{pH} \ll 7$) и обладают антисептическими свойствами;

кислотность осадков определяется и регулируется концентрацией углекислого газа в воздухе, а при отсутствии влияния других факторов значение pH осадков близко к *равновесному*;

результаты наблюдений за химическим составом и кислотностью осадков позволяют проводить диагностическую оценку экологического состояния окружающей среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басоло Ф., Пирсон Р. (1971). Механизм неорганических реакций. — М.: Мир. С. 145.

Бримблжумб П. (1988). Состав и химия атмосферы. — М.: Мир. 352 с.

Ваганов П. А. (2008). Как рассчитать риск угрозы здоровью из-за загрязнения окружающей среды. — СПб.: Изд.-во Санкт-Петербургского университета. 130 с.

Виноградов Г. А. (2000). Процессы ионной регуляции у пресноводных рыб и беспозвоночных. — М.: Наука. 215 с.

Влияние атмосферного загрязнения на свойства почв. (1990) / Под ред. Л. А. Гришиной. — М.: Изд. МГУ. С. 65—80.

Дажо Р. (1975). Основы экологии. — М.: Прогресс, с. 144—163.

Ежемесячные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1981—1985 гг. (1989). — Л.: изд. ГГО, с. 190.

Ежемесячные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1986—1990 гг. (1994). — СПб.: изд. ГГО, с. 156.

Ежегодные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1991—1995 гг. (1998). — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 68.

Исаков Ю. А., Казанская Н. С., Панфилов Д. В. (1980). Классификация, география и антропогенная трансформация экосистем. — М.: Наука. 226 с.

Климатология. (1989) / Под ред. О. А. Дроздова и др. — Л.: Гидрометеоиздат. 568 с.

Кондратьев С. А. (2007). Формирование внешней нагрузки на водоемы: проблемы моделирования. — СПб.: Наука. 253 с.

Кочетова Л. В., Винник Ю. С., Карлова Е. А. и др. (2007). Асептика и антисептика / Учеб. пособие. — М.: ФЕНИКС. 117 с.

Левина Э. Н. (1992). Общая токсикология металлов. — Л.: Медицина. 183 с.

Мелвин-Хьюз Е. А. (1975). Равновесие и кинетика реакций в растворах. — М.: Химия. 472 с.

Михайлов В. А., Сорокина О. В., Савинкина Е. В., Давыдова М. Н. (2008). Химическое равновесие. — М.: БИНОМ. 190 с.

Молчанова Я. П., Заика Е. А., Бабкина Э. И., Сурнин В. А. (2007). Гидрохимические показатели состояния окружающей среды / Под ред. Т. В. Гусевой. — М.: ФОРУМ, ИНФРА-М. 192 с.

Никитин А. Я., Сосунова И. А. (2003). Анализ и прогноз временных рядов в экологических наблюдениях и экспериментах. — Иркутск, изд. Иркутского ГПУ. 81 с.

Оценка влияния изменения режима вод суши на наземные экосистемы (2005). — М.: Наука. 365 с.

Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды и водных объектов, имеющих рыбохозяйственное назначение (1999). — М.: Изд. ВНИРО. 300 с.

Першина Н. А., Полищук А. И. (2008). Оценка химического состава атмосферных осадков на территории Северо-Западного федерального округа России и

Финляндии по результатам международного российско-финско-норвежского проекта «Экогеохимия Баренцева региона». — Труды ГГО. Вып. 558. С. 233—251.

Першина Н. А., Полищук А. И., Свистов П. Ф. (2008). К вопросу о закислении атмосферных осадков в Российской Арктике. — Труды ГГО. Вып. 560. С. 211—232.

Свистов П. Ф., Першина Н. А. (1991). О тренде химических элементов в атмосферных осадках. — Труды ГГО. Вып. 543. С. 57—65.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Полищук А. И. (2006). Ежегодные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1996—2000 гг. (Обзор данных). — М.: Метеоагентство Росгидромета. 226 с.

Свистов П. Ф., Полищук А. И., Першина Н. А. (2009). Фоновый уровень состояния атмосферы по многолетним данным о химическом составе атмосферных осадков. — Труды ГГО. Вып. 560. С. 116—142.

Федорова В. А. (2001). Устойчивость геосистем к загрязнению как основа экологического нормирования качества вод (на примере рек Севера ЕЧР) / Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Казань, Изд. ООО «ДАС». 21 с.

Ходжер Т. В. (2005). Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы Байкальской природной территории / Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. — М.: Изд. ИСЭМ СО РАН.

AMAP Assessment (2006). acidifying pollutants, arctic haze, and acidification in the Arctic. S. 32—48.

Salminen R. et al. (2004). Geochemical ATLAS of the Eastern Barents Region. — ELSEVIER. 348 p.

УДК 551.594

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПРИСОЕДИНЕНИЯ ИОНОВ К АЭРОЗОЛЬНЫМ ЧАСТИЦАМ В ИОНИЗОВАННОЙ СРЕДЕ

В. Н. Морозов

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

Поступила в редакцию 7.05.2010
Поступила после доработки 25.08.2010

Введение

Экспериментальные и теоретические исследования показывают, что аэрозольная частица, помещенная в ионизованную среду, приобретает электрический заряд за счет присоединения частиц ионизованной среды. Процесс заряжения аэрозольных частиц происходит как в нижних слоях атмосферы, где ионизованная среда состоит из так называемых легких ионов (Мучник, Фишман, 1982), так и в верхних слоях атмосферы, где ионизованная среда состоит из ионов и электронов, в космическом пространстве (Фортов и др., 2004; Каплан, Пикельнер, 1977), а также в плазме газового разряда (Фортов и др., 2004).

Предельный электрический заряд, приобретаемый частицей, определяется ее размерами и подвижностью заряженных частиц, из которых состоит ионизованная среда. Так, если в нижней атмосфере, где подвижности положительных и отрицательных легких ионов близки, предельный электрический заряд на частице может достигать 10—100 элементарных зарядов, то в ионосфере, плазме газового разряда эта величина может составлять 1000 элементарных зарядов, за счет того, что подвижность электронов в 700 раз больше подвижности ионов. Присоединение ионов к аэрозольным частицам приводит к уменьшению концентрации ионов в атмосфере, а следовательно, и к уменьшению ее электрической проводимости. Измерения электрической проводимости

на атмосферно-электрических станциях могут давать информацию об аэрозольном загрязнении атмосферы.

В настоящей работе рассматривается задача о расчете коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам, помещенным в ионизованную среду. Здесь возможны два подхода, определяемые соотношением длины свободного пробега ионов в атмосфере и характерным размером аэрозольной частицы (в случае сферической частицы этим размером является ее радиус). Если размер частицы больше длины свободного пробега иона, то расчет потоков ионов на частицу, коэффициентов присоединения ионов к аэрозольной частице и ее электрического заряда основан на диффузионном приближении. Если имеет место обратная ситуация, расчет этих величин проводится в кинетическом приближении. В настоящей работе приводятся результаты расчетов упомянутых выше величин в обоих приближениях для нижней атмосферы (тропосфера).

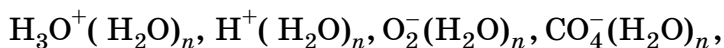
1. Экспериментальные данные о влиянии аэрозольных частиц на электрическое состояние атмосферы

Электрическое состояние атмосферы определяется такими параметрами, как электрическая проводимость λ , напряженность электрического поля E (вблизи земной поверхности составляет примерно 100 В/м), которое является преимущественно вертикальным, и плотность электрического тока, равная $2 \cdot 10^{-12}$ А/м² (Атмосфера. Справочник, 1992).

Электрическая проводимость определяется ионным составом атмосферы. Ионный состав верхних слоев атмосферы, начиная с ионосферы, определяется ионизацией молекул кислорода и азота ультрафиолетовым и рентгеновским солнечным излучением и представляет собой слабо ионизованную плазму (Гершман, 1972). Существенное влияние на электрическую проводимость оказывает земное магнитное поле, которое делает ее анизотропной (Чепмен, Акасофу, 1975). Ионный состав нижней атмосферы, довольно сложен. Основную роль здесь играют легкие ионы, подвижность которых составляет: $b_1 = 1,36 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$, $|b_2| = 1,5 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$ (Брикар, 1969; Таммет и др., 1987; Israel, 1970). Они представляют

собой заряженные молекулярные кластеры, существенное влияние на образование которых оказывает водяной пар, содержащийся в атмосфере.

В качестве примера можно привести следующие легкие ионы:



где $n = 4 \dots 8$. Для сравнения укажем, что подвижность электронов равна $|b_e| = 700 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$, т. е. почти в 500 раз больше подвижности легких ионов.

Подвижность легких ионов зависит от давления $P(z)$ и температуры атмосферы $T(z)$ и определяется выражением (Брикар, 1969)

$$b_{1,2} = b_{1,2}^0 \frac{P(0) T(z)}{P(z) T(0)}, \quad (1)$$

где $P(0) = 1013 \text{ гПа}$, $T(0) = 273 \text{ К}$.

Схема образования легких ионов следующая. Галактические космические лучи ионизуют молекулы кислорода и азота. Возникающие электроны присоединяются за время 10^{-7} с к нейтральным молекулам и создают отрицательные ионы. Затем отрицательные и положительные ионы, взаимодействуя с молекулами H_2O , образуют за несколько микросекунд молекулярные кластеры — легкие ионы.

Легкие ионы рекомбинируют друг с другом и присоединяются к аэрозольным частицам, образуя долгоживущие малоподвижные большие ионы (аэрозольные ионы). В стационарных условиях и при равных концентрациях положительных и отрицательных ионов их концентрация $n_{1,2}$ находится из уравнения баланса:

$$\frac{dn_{1,2}}{dt} = 0 = q - \alpha n_{1,2}^2 - \beta n_{1,2} Z, \quad (2)$$

где q — интенсивность ионообразования, α — коэффициент рекомбинации, β — коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, Z — концентрация аэрозольных частиц.

Наряду с ионизацией галактическими и космическими лучами, которые обеспечивают $q = 10^6 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ на уровне моря и $q = (4...5) \cdot 10^7 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ в умеренных широтах на высоте 15 км, важную роль могут играть радиоактивные газы, выделяющиеся из земной коры. В частности, радон может обеспечивать вблизи земной поверхности $q = 10^7 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Его действие может простираться до высоты порядка 100 м.

Таблица 1 составлена по данным работ Брикара (1969) и Israel (1970) и показывают сложность определения ионного состава атмосферы. В работе Таммета и др. (1987) вводятся также конденсационные ионы, которые возникают при конденсации различных микропримесей воздуха на отрицательных и положительных ионах. Их подвижность находится в интервале $0,3—0,5 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$.

Таблица 1

Подвижность ($b_{1,2}$) и радиус (R) ионов (Брикар, 1969)

Ионы	$B_{1,2} (\text{см}^2/(\text{В} \cdot \text{с}))$	$R \text{ см}$
<i>По данным работы Брикара (1969)</i>		
Легкие	$1,0 > b_{1,2} > 0,01$	$6,6 \cdot 10^{-8} < R < 7,8 \cdot 10^{-8}$
Средние	$0,01 > b_{1,2} > 0,001$	$7,8 \cdot 10^{-8} < R < 250 \cdot 10^{-8}$
Ланжевена	$0,001 > b_{1,2} > 0,00025$	$250 \cdot 10^{-8} < R < 570 \cdot 10^{-8}$
Ультратяжелые	$b_{1,2} < 0,00025$	$R > 570 \cdot 10^{-8}$
<i>По данным работы Israel (1970)</i>		
Легкие	$b_{1,2} > 1,0$	$R < 6,6 \cdot 10^{-8}$
Легкие промежуточные ионы	$1,0 > b_{1,2} > 0,01$	$6,6 \cdot 10^{-8} < R < 80 \cdot 10^{-8}$
Тяжелые (большие) Промежуточные ионы	$0,01 > b_{1,2} > 0,001$	$80 \cdot 10^{-8} < R < 250 \cdot 10^{-8}$
Ланжевена	$0,001 > b_{1,2} > 0,00025$	$250 \cdot 10^{-8} < R < 570 \cdot 10^{-8}$
Ультратяжелые	$b_{1,2} < 0,00025$	$R > 570 \cdot 10^{-8}$

Электрическая проводимость в атмосфере определяется выражением

$$\lambda = \sum_{k=1}^n (e_1^k b_1^k n_1^k + e_2^k b_2^k n_2^k), \quad (3)$$

где $e_{\pm}^k b_{\pm}^k n_{\pm}^k$ — электрический заряд, подвижность и концентрация положительных и отрицательных ионов k -й группы.

Основной вклад в электрическую проводимость атмосферы вносят легкие ионы, которые определяют электродинамику нижней атмосферы, т. е. распределение полей и токов в ней.

Выброс аэрозольных частиц в атмосферу приводит к понижению электрической проводимости воздуха (Шварц, Огуряева, 1987). В настоящей работе на основе анализа данных атмосферно-электрических наблюдений на ряде станций бывшего СССР показано уменьшение λ за последние 40 лет, которое вызвано, по всей видимости, возросшей антропогенной деятельностью, приведшей к значительному повышению концентрации аэрозольных частиц в атмосфере. Согласно данным, приведенным в работе Атмосфера. Справочник (1992) и работе Шварца, Огуряевой (1987), концентрация аэрозольных частиц в том диапазоне размеров (0,01—0,2 мкм), в котором они оказывают влияние на параметры атмосферного электричества, составляет:

над океаном вдали от берегов $(3—5) \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$,

в континентальной сельской местности вдали от городов $(1—5) \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$,

в сельской местности вблизи городов $(1—10) \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$,

в городах $(1—10) \cdot 10^{10} \text{ м}^{-3}$.

Как следует из формулы (2), для расчета уменьшения концентрации ионов за счет присоединения ионов к аэрозольным частицам необходимо рассчитать коэффициент присоединения β . Ниже излагается теория расчета этого коэффициента.

2. Математические модели взаимодействия аэроионов с аэрозольными частицами

2.1. Вычисление коэффициентов $\beta_{ij}^{(k)}$, определяющих взаимодействие ионов с аэрозольными частицами в кинетическом режиме

Уменьшение концентрации легких ионов в приземном слое происходит за счет их присоединения к аэрозольным частицам и определяется коэффициентами присоединения $\beta_{ij}^{(k)}$. Теория расчета этих коэффициентов разрабатывалась в работах Брикара (1969), Норпель (1977, 1985), Норпель, Фрикс (1986). Исходным уравнением для определения этих коэффициентов является выражение для потока положительных и отрицательных ионов на аэрозольную частицу в предположении ее сферичности:

$$I_i = -4\pi r^2 \left(D_i \frac{\partial n_i}{\partial r} - b_i E n_i \right), \quad (4)$$

где i — полярность иона ($i = 1, 2$); n_i — концентрация ионов; D_i — коэффициент молекулярной диффузии; E — напряженность электрического поля, определяемая электрическим зарядом частицы и зарядом — изображением иона.

Предполагается, что сферическая аэрозольная частица является проводником.

Тогда для потенциала электрического поля, создаваемого частицей, имеет место выражение

$$\varphi^{(k)}(r) = \frac{ke^2}{r} - \frac{a^3 e^2}{2r^2(r^2 - a^2)}, \quad (5)$$

где k — число элементарных зарядов на частице, a — радиус аэрозольной частицы.

Второй член в выражении (5) определяет потенциал, обусловленный зарядом — изображением иона.

Из уравнения (4) следует уравнение для концентрации ионов в окрестности сферической аэрозольной частицы:

$$\frac{dn_i}{dr} + \frac{1}{k_1 T} \frac{d\varphi}{dr} = -\frac{I_i}{4\pi r^2 D_i}, \quad (6)$$

где φ — потенциал электрического поля, определяемый выражением (5). Решение этого уравнения представляется в следующем виде:

$$n_i(r) = n_\infty e^{\frac{\varphi(r)}{kT}} - \frac{I_i e^{-\frac{\varphi(r)}{k_i T}}}{4\pi D_i} \int_r^\infty \frac{e^{\frac{\varphi(r)}{k_i T}}}{r^2} dr, \quad (7)$$

где n_∞ — концентрация ионов вдали от аэрозольной частицы.

Из формулы (7) следует выражение для потока ионов на частицу:

$$I_i = \frac{4\pi D_i (n_\infty - n_i e^{\frac{\varphi(r)}{k_i T}})}{\int_r^\infty \frac{e^{\varphi(r)/k_i T}}{r^2}}, \quad (8)$$

которое описывает поток ионов в диффузионной области.

Если размеры частицы меньше длины свободного пробега ионов, то необходимо рассматривать область кинетического описания около частицы радиусом δ , который больше радиуса частицы на одну длину свободного пробега. Этот внутренний поток пропорционален концентрации ионов на δ и равен

$$I_i = F_i n_i(\delta). \quad (9)$$

Подставив в (9) выражение (7) и определив $I_i^{(k)}$, получим выражение для $\beta_{ij}^{(k)}$:

$$\beta_{ij}^{(k)} = \frac{I_i^{(k)}}{n_\infty} = \frac{F_i e^{\frac{\phi(\delta)}{k_i T}}}{1 + F_i e^{-\phi(\delta)/k_i T} / 4\pi D_i \int_{a+\delta}^{\infty} e^{\phi(r)/k_i T} / r^2 dr} = \frac{4\pi D_i}{(4\pi D_i / F_i) e^{\phi(r)/k_i T} + \int_{a+\delta}^{\infty} e^{\phi(r)/k_i T} / r^2 dr}. \quad (10)$$

В работах Норрел (1977), Норрел, Фрикс (1986) рассмотрена теория расчета коэффициентов $\beta_{ij}^{(k)}$ с учетом кулоновской силы и силы зеркального изображения. Выражение для расчета этих коэффициентов было получено в предположении, что $F_i = \pi a^2 \bar{v}_i(E.F.)$, $\delta = \Delta + \lambda$, где Δ — радиус сферы зеркального захвата, λ — длина свободного пробега иона (Норрел, 1977):

$$\beta_{ij}^{(k)} = \frac{4\pi D_i a}{\frac{4D_i}{\bar{v}_i(E.F.)a} \exp b \left[\frac{k}{x} - \frac{1}{2x^2(x^2-1)} \right] \Big|_{x=1+\frac{\Delta+\lambda_i}{a}} + \int_{1+\frac{\Delta+\lambda_i}{a}}^{\infty} \frac{1}{x^2} e^{b \left[\frac{k}{x^2} - \frac{1}{2x^2(x^2-1)} \right]} dx}. \quad (11)$$

Здесь $\bar{v}_i = 1,27 \sqrt{\frac{2k_i T}{m_i}}$, $D_i = \frac{b_i k_i T}{e}$, b_i — подвижность i -го иона, m_i — масса иона, T — температура среды, k_1 — постоянная Больцмана, $b = \frac{e^2}{ak_1 T}$, k — число элементарных зарядов на частице (при $k < 0$ заряды частицы и иона противоположны по знаку, при $k > 0$ — одинаковы), i — полярность иона, j — полярность заряда частицы, $x = \frac{r}{a}$.

Параметр $(E.F.)$, входящий в выражение (11), определяется следующим образом:

$$(E.F.) = \frac{1}{\bar{v}_i} \int v_i B_\Delta^2 F(v_i) dv_i, \quad B_\Delta = \frac{b_\Delta}{a}, \quad (12)$$

где b_Δ — параметр захвата, $F(v_i)$ — максвелловская функция распределения ионов по скоростям.

Параметр захвата B_Δ определяется из уравнения

$$B_\Delta^2 = s^2 - 2kYs + \frac{Y}{s^2 - 1}, \quad (13)$$

где $s = \frac{r_a}{a}$; $Y = \frac{e^2}{am_i v_i^2}$; r_a — минимальное расстояние, на которое ион подходит к аэрозольной частице.

Расстояние Δ (радиус действия зеркальных сил) находится из решения уравнения, получаемого из условия $\frac{dB_\Delta^2}{ds} = 0$ при $s = \Delta$:

$$\Delta^5 - kY\Delta^4 - 2\Delta^3 + 2kY\Delta^2 + (1 - Y)\Delta - kY = 0. \quad (14)$$

Отсюда получаем

$$B_\Delta^2 = \Delta^2 - 2kY\Delta + \frac{Y}{\Delta^2 - 1}. \quad (15)$$

В пренебрежении зеркальными силами при $s = 1$ (в этом случае минимальное апсидальное расстояние совпадает с радиусом частицы) получим

$$B_\Delta^2 = \Delta^2 - 2kY, \\ (E.F.) = 1 - \frac{ke^2}{ak_1 T}. \quad (16)$$

При $k = 0$ (отсутствие электрического заряда на аэрозольной частице) находим

$$\Delta^2 = 1 + \sqrt{Y}, \quad B_\Delta = 1 + 2\sqrt{Y}, \quad (E.F.) = 1 + 2\sqrt{\frac{\pi e^2}{8ak_1T}}. \quad (17)$$

Если учитывать силы изображения и кулоновские силы, то задача становится более сложной и должна решаться численно. Результаты вычислений $\beta_{ij}^{(k)}$ представлены в работе Noppel, Frick (1986) до значений $k = 5$ в виде таблиц. Некоторые результаты расчетов, заимствованные из этой работы, приведены в работе Шварца и Огуряевой (1987).

Из упомянутых таблиц следует, что для $a < 0,03$ мкм имеем $\beta_{ij}^{(k)} = 0$, $k \geq 2$. При $a < 0,007$ мкм взаимодействие ионов с аэрозольными частицами определяется рекомбинациями при тройных столкновениях. В этом случае коэффициент перед экспонентой в знаменателе выражения (6) $\frac{4D_i}{\bar{v}_i(E.F.)a}$ необходимо заменить

на выражение $\frac{4D_i a}{\bar{v}_i \gamma f(y) \delta^2}$, где $\delta > \Delta$ — радиус сферы захвата при

тройных столкновениях, который рассчитывается на основе следующих уравнений ((Noppel, 1977):

$$\Phi(\delta) - \Phi(\delta + \lambda_i) = E = \frac{e^2 \lambda_i}{2d(d + \lambda_i)},$$

$$\Phi(x) = \frac{ke^2}{x} - \frac{a^3 e^2}{2x^2(x^2 - a^2)}, \quad \gamma = 1 - \frac{\Phi(\delta) - \Phi(\delta + \lambda_i)}{k_1 T},$$

$$f(y) = 1 - \frac{1}{2y^2} [1 - e^{-2y} \cos \theta_c (1 + 2y \cos \theta_c)],$$

$$y = \frac{\delta}{\lambda_i}, \quad \theta_c = \arcsin \frac{b_c}{\Delta}, \quad b_c^2 = \Delta^2 \left[1 - \frac{\Phi(\Delta) - \Phi(\delta)}{k_1 T} \right], \quad (18)$$

где d — расстояние захвата ион—ион, определяемое из коэффициента рекомбинации ионов.

Некоторые результаты расчетов коэффициентов присоединения при $D_i = 3,25 \text{ см}^3/\text{с}$, $\lambda_i = 2,21 \cdot 10^{-6} \text{ см}$ и $v_i = 2,32 \cdot 10^4 \text{ см/с}$ приведены в табл. 2.

В стационарном случае в элементарном объеме устанавливается равновесное состояние между концентрациями заряженных и нейтральных частиц, обусловленное принципом детального равновесия (Hoppel, Frick, 1986):

$$n_i \beta_{ii}^{(k)} N_i^{(k-1)} = n_j \beta_{ji} N_i^{(k)}. \quad (19)$$

Из соотношения следует выражение, связывающее $N_i^{(k)}$ и N_0 :

$$\frac{N_i^{(k)}}{N_0} = \left(\frac{n_i}{n_j} \right)^k \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{ii}^{(m-1)}}{\beta_{ji}^{(m)}}. \quad (20)$$

Используя формулу (20) и выражение $N_a = N_0(a) + \sum_{k=1}^p N_1^{(k)}(a) + \sum_{k=1}^p N_2^{(k)}(a)$, получим соотношение, связывающее концентрацию аэрозольных частиц N радиусом a с концентрацией нейтральных аэрозольных частиц N_0 того же радиуса:

$$N(a) = N_0 \left[1 + \sum_{k=1}^p \left(\frac{n_1}{n_2} \right)^k \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{11}^{(m-1)}}{\beta_{21}^{(m)}} + \sum_{k=1}^p \left(\frac{n_2}{n_1} \right)^k \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{22}^{(m-1)}}{\beta_{12}^{(m)}} \right]. \quad (21)$$

При $n_1 \approx n_2$ и при известной функции $N(a)$ получим распределение N_0 , $N_1^{(k)}$ по координате z . В этом случае функции Φ_1 и Φ_2 можно представить в следующем виде:

$$\Phi_1 = \int_a \bar{\beta}_1(a) N(a) da, \quad \Phi_2 = \int_a \bar{\beta}_2(a) N(a) da, \quad (22)$$

$$\bar{\beta}_1 = \frac{\beta_{11}^{(0)} + \sum_{k=1}^{p-1} \beta_{11}^{(k)} \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{11}^{(m-1)}}{\beta_{21}^{(m)}} + \sum_{k=1}^p \beta_{12}^{(k)} \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{22}^{(m-1)}}{\beta_{12}^{(m)}}}{1 + \sum_{k=1}^p \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{11}^{(m-1)}}{\beta_{21}^{(m)}} + \sum_{k=1}^p \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{22}^{(m-1)}}{\beta_{12}^{(m)}}}, \quad (23)$$

$$\bar{\beta}_2 = \frac{\beta_{22}^{(0)} + \sum_{k=1}^{p-1} \beta_{22}^{(k)} \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{22}^{(m-1)}}{\beta_{12}^{(m)}} + \sum_{k=1}^p \beta_{21}^{(k)} \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{11}^{(m-1)}}{\beta_{21}^{(m)}}}{1 + \sum_{k=1}^p \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{11}^{(m-1)}}{\beta_{21}^{(m)}} + \sum_{k=1}^p \prod_{m=1}^k \frac{\beta_{22}^{(m-1)}}{\beta_{12}^{(m)}}}. \quad (24)$$

Для расчета коэффициентов присоединения по формулам (23)—(24) необходимо использовать общее выражения для коэффициентов $\beta_{ij}^{(k)}$ по формуле (11). Рассмотрим некоторые предельные случаи. В работе Сальма (1986) были получены аппроксимации $\bar{\beta}_1$ и $\bar{\beta}_2$ для случая, когда подвижность положительных и отрицательных легких ионов одинакова ($\bar{\beta}_1 = \bar{\beta}_2 = \beta_\delta$). Оказалось, что для частиц радиусом $a > 0,01$ мкм (10^{-6} см)

$$\beta_\delta(a) = 4\pi Da. \quad (25)$$

При этом эффективный коэффициент присоединения, определяемый выражением

$$\beta = \frac{\int \beta_\delta(a) N(a) da}{\int N(a) da}, \quad (26)$$

равен

$$\beta = 4\pi D\bar{a}, \quad (27)$$

где \bar{a} — средний радиус аэрозольных частиц, D — коэффициент молекулярной диффузии.

В работе Норпель, Frick (1986) приведено другое аппроксимационное выражение для β_δ , имеющее смысл в диапазоне размеров аэрозольных частиц более 0,0044 мкм:

$$\beta_\delta(a) = 0,436a - 9,2 \cdot 10^{-8}, \quad \beta(a = 0,0044 \text{ мкм}) = 10^{-7} \text{ см}^3/\text{с}, \quad (28)$$

где a измеряется в сантиметрах.

Данные, приведенные в работе Норпель, Frick (1986), можно использовать для расчета коэффициентов $\bar{\beta}_1$ и $\bar{\beta}_2$ и в случае отсутствия равновесия, определяемого выражением (19). Приведем значения этих коэффициентов при некоторых значениях радиуса аэрозольных частиц:

r мкм.....	0,01	0,04	0,1
$\bar{\beta}_1 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$	$0,17 \cdot 10^{-6}$	$1,815 \cdot 10^{-6}$	$4,72 \cdot 10^{-6}$
$\bar{\beta}_2 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$	$0,23 \cdot 10^{-6}$	$1,815 \cdot 10^{-6}$	$4,7 \cdot 10^{-6}$

Используя эти данные, можно рассчитать функции Φ_1 и Φ_2 при известной функции распределения по радиусам $N(a)$. Одним из наиболее используемых распределений в диапазоне размеров 0,01—0,2 мкм является распределение, полученное в работе Смеркалова (1984):

$$N(a) = \frac{A \exp \left[-K \left| \frac{a - a_0}{a} \right|^{v'} \right]}{a \ln 10 (a^v + |a - a_0|^{v_*})}. \quad (29)$$

Для тропосферного аэрозоля $K = 0,42$, $a_0 = 0,03$ мкм, $v_* = 3$, $v = 0,74v_*$, $v' = 0,47$. Постоянная A определяется из условия нормировки на полное число аэрозольных частиц. На основании расчетов, проведенных в работе Шварца, Огуряевой (1987), можно получить для частиц, размеры которых находятся в указанном диапазоне, значения $\Phi_1 = \Phi_2 = 0,85 \cdot 10^{-6} N$, где N — полная концентрация аэрозольных частиц.

**2.2. Вычисление коэффициентов $\beta_{ij}^{(k)}$
и электрических зарядов на аэрозольных частицах
в диффузионном приближении**

В земной атмосфере длина свободного пробега ионов составляет $\lambda = 7 \cdot 10^{-2}$ мкм, и поэтому для частиц радиусом $a > \lambda$ можно использовать для расчета потока на заряженную аэрозольную частицу диффузионное приближение. В противном случае используется кинетический подход (Hoppel, 1977; Hoppel, Fick, 1986; Борзилов, Седунов, 1972; Мучник, Фишман, 1978).

В диффузионном приближении потоки ионов и коэффициенты $\beta_{ij}^{(k)}$ вычисляются следующим образом. Основные уравнения, описывающие распределение концентрации ионов и напряженность электрического поля около аэрозольной частицы, имеют следующий вид (Морозов, 1984; Седова, Черный, 1986):

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_{1,2}}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{I}_{1,2} &= q - \alpha n_1 n_2, \\ \operatorname{div} \vec{E} &= 4\pi e(n_1 - n_2), \quad \operatorname{rot} E = 0, \\ \vec{I}_{1,2} &= -D_{1,2} \nabla n_{1,2} + n_{1,2} b_{1,2} \vec{E}, \quad b_{1,2} = \frac{\pm e D_{1,2}}{\bar{k} T_{1,2}}, \end{aligned} \quad (30)$$

где индекс 1 соответствует положительно заряженным ионам, индекс 2 — отрицательно заряженным ионам; $\vec{I}_{1,2}$ — вектор плотности потока ионов; \vec{E} — напряженность электрического поля; $D_{1,2}$, $b_{1,2}$ — коэффициенты молекулярной диффузии и подвижности ионов, которые предполагаются однозарядными; e — заряд электрона, \bar{k} — постоянная Больцмана, $T_{1,2}$ — температура ионов, q — интенсивность ионообразования (локальная скорость ионизации), α — коэффициент рекомбинации.

Пренебрегая внешним электрическим полем, объемным электрическим зарядом ионов, а также процессами ионизации и ре-

комбинации и считая, что распределение электрического поля и концентрации ионов около частицы определяется электрическим зарядом частицы, значениями концентрации ионов вдали от частицы, процессами диффузии ионов и скоростью их осаждения на частицу, а также что характерное время изменения концентрации ионов и заряда частицы велико по сравнению с отношением $a^2/D_{1,2}$, получим следующие математические неравенства для выполнения этих условий (Морозов, 1984; Седов, Черный, 1986):

$$\frac{eaE^0}{\bar{k}T_{1,2}} \ll 1, \quad \frac{D_{1,2}n_{1,2}^0}{a^2} \gg q, \quad \frac{D_{1,2}}{a^2} \gg an_{1,2}^0,$$

$$\chi^2 = \frac{\varepsilon \bar{k}T_{1,2}}{4\pi e^2(n_1^0 + n_2^0)} \gg a^2, \quad T \gg \frac{a^2}{D_{1,2}}, \quad (31)$$

где $n_{1,2}^0$ и E^0 — концентрация ионов и напряженность электрического поля вдали от частицы, χ — радиус Дебая, ε — диэлектрическая проницаемость газа, T — характерное время изменения концентрации $n_{1,2}^0$ и заряда частицы.

Используя условия (27), можно заменить систему уравнений (26) уравнениями

$$\operatorname{div} \vec{I}_{1,2} = 0, \quad \operatorname{div} \vec{E} = 0. \quad (32)$$

Зарядка или разрядка частицы происходит за счет диффузии ионов к частице и осаждения их на ее поверхности за счет действия поверхностных сил. Изменение заряда частицы Q в результате осаждения ионов на ее поверхности описывается уравнением

$$\frac{dQ}{dt} = -4\pi a^2 (\vec{I}_1 - \vec{I}_2) \vec{v}, \quad (33)$$

где \vec{v} — единичный вектор внешней нормали к поверхности частицы.

Граничные условия вдали от частицы и на ее поверхности имеют следующий вид:

$$n_{1,2} = n_{1,2}^0, \quad \vec{E} = 0(r \rightarrow \infty), \quad -(\vec{I}_{1,2}\vec{v}) = K_{1,2}n_{1,2}(r = a). \quad (34)$$

Здесь $K_{1,2}$ — константа скорости реакций, протекающих на поверхности аэрозольной частицы с участием ионов и приводящих к осаждению последних на частице. Предполагается, что разрядка осевших ионов протекает достаточно быстро, так что их влиянием на значения $K_{1,2}$, а также процессами, обратными осаждению ионов, можно пренебречь.

Система уравнений, состоящая из третьего уравнения системы (30), уравнений (32), (23) с граничными условиями (34), описывает задачу о диффузионной зарядке аэрозольной частицы в слабо ионизованном газе. Предполагается, что частица имеет сферическую форму. Для сферической частицы все величины будут зависеть только от радиуса r — расстояния до центра частицы.

Таким образом, в сферической системе координат с началом в центре частицы уравнения (32) имеют решение

$$I_{r,1,2} = I_{a,1,2} \frac{a^2}{r^2}, \quad E_r = E_a \frac{a^2}{r^2}, \quad E_a = \frac{Q}{a^2}, \quad (35)$$

где E_a , $I_{a,1,2}$ — значения напряженности электрического поля и плотности потоков ионов при $r = a$.

Из третьего уравнения системы (30), уравнений (35) и граничных условий (34) найдем распределение концентраций ионов и плотности их потоков на частицу:

$$n_{1,2}(r) = \frac{aI_{a,1,2}}{Q_{1,2}^*D_{1,2}} + \left(n_{1,2}^0 - \frac{aI_{a,1,2}}{Q_{1,2}^*D_{1,2}} \right) \exp\left(-\frac{a}{r} Q_{1,2}^* \right),$$

$$I_{a,1,2} = -\frac{n_{1,2}^0 D_{1,2} Q_{1,2}^* \exp(-Q_{1,2}^*)}{a[1 - \exp(-Q_{1,2}^*) + D_{1,2} Q_{1,2}^* / K_{1,2} a]},$$

$$Q_{1,2}^* = \frac{b_{1,2} Q}{a D_{1,2}} = \pm \frac{eQ}{akT}. \quad (36)$$

Здесь предполагается, что $T_1 = T_2$.

Отметим, что при $K_{1,2} \rightarrow \infty$

$$I_{a,1,2} = -\frac{n_{1,2}^0 D_{1,2} Q_{1,2}^* \exp(-Q_{1,2}^*)}{a[1 - \exp(-Q_{1,2}^*)]} = \frac{n_{1,2}^0 D_{1,2} Q_{1,2}^*}{a[1 - \exp(-Q_{1,2}^*)]}. \quad (37)$$

Подставив это выражение в первое уравнение (36), получим, что $n_1(a) = n_2(a) = 0$. Условие $K_{1,2} \rightarrow \infty$ соответствует выполнению условия: $aK_{1,2} / D_{1,2} Q_{1,2}^* \gg 1$.

Переходя от безразмерных переменных к размерным, получаем вместо уравнений (36) выражения

$$n_1(r) = \frac{I_{a,1}}{b_1 E_a} + \left(n_1^0 - \frac{I_{a,1}}{b_1 E_a} \right) \exp\left(-\frac{eQ}{rkT} \right),$$

$$n_2(r) = \frac{I_{a,2}}{b_2 E_a} + \left(n_2^0 - \frac{I_{a,2}}{b_2 E_a} \right) \exp\left(-\frac{eQ}{rkT} \right),$$

$$I_{a,1} = -\frac{n_1^0 b_1 Q \exp\left(-\frac{eQ}{akT} \right)}{a^2 \left[1 - \exp\left(-\frac{eQ}{akT} \right) + \frac{b_1 Q}{K_1} \right]},$$

$$I_{a,2} = -\frac{n_2^0 b_2 Q \exp\left(-\frac{eQ}{akT} \right)}{a^2 \left[1 - \exp\left(-\frac{eQ}{akT} \right) + \frac{b_2 Q}{K_2} \right]}. \quad (38)$$

Другой подход к определению потоков ионов на аэрозольную частицу состоит во введении коэффициентов поглощения ионов частицей $\chi_{1,2}$ (Морозов, 1984). В этом случае на поверхности частицы будут выполнены следующие соотношения для концентраций ионов:

$$n_1(a) = (1 - \chi_1) n_1^0, \quad n_2(a) = (1 - \chi_2) n_2^0. \quad (39)$$

При $\chi_{1,2} = 0$ поглощение ионов не происходит, а при $\chi_{1,2} = 1$ ионы поглощаются полностью. Подставив соотношения (39) в выражения для концентраций ионов (38) при $r = a$, получим следующие выражения для потоков ионов на частицу:

$$I_{a,1} = -\frac{n_1^0 b_1 Q \left[\exp\left(-\frac{eQ}{akT}\right) - (1 - \chi_1) \right]}{a^2 \left[1 - \exp\left(-\frac{eQ}{akT}\right) \right]},$$

$$I_{a,2} = -\frac{n_2^0 b_2 Q \left[\exp\left(-\frac{eQ}{akT}\right) - (1 - \chi_2) \right]}{a^2 \left[1 - \exp\left(-\frac{eQ}{akT}\right) \right]}. \quad (40)$$

Электрический заряд на аэрозольной частице рассчитывается на основе уравнения (33) и в стационарном случае определяется из равенства $I_{a,1} - I_{a,2} = 0$. Используя выражения (40), получим уравнение для определения стационарного заряда на частице:

$$-\frac{\lambda_1}{\lambda_2} [e^{-y} - 1 - (1 - \chi_1) + (1 - \chi_1)e^y] = e^y - 1 - (1 - \chi_1) + (1 - \chi_1)e^{-y},$$

$$\lambda_1 = en_1^0 b_1, \quad \lambda_2 = en_2^0 b_2, \quad y = \frac{eQ}{akT}. \quad (41)$$

Введя обозначения $s = -\frac{\lambda_1}{\lambda_2}$, $e^y = z$, получим уравнение для определения величины z :

$$z^2 [1 - s(1 - \chi_1)] - z [1 + (1 - \chi_2) - s(2 - \chi_1)] + (1 - \chi_2) - s = 0. \quad (42)$$

При $\chi_1 = \chi_2 = 1$, т. е. при полном поглощении ионов поверхностью аэрозольной частицы, из уравнения (38) следует формула Френкеля для стационарного заряда:

$$Q = \frac{\bar{k}Ta}{e} \ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2}. \quad (43)$$

В общем случае при неполном поглощении ионов аэрозольной частицей, решив уравнение (38), находим:

$$Q = \frac{\bar{k}Ta}{e} \ln \frac{[1 + (1 - \chi_2) - s(1 - \chi_1)] - \sqrt{[1 + (1 - \chi_2) - s(1 - \chi_1)]^2 - 4[(1 - \chi_2) - s][1 - s(1 - \chi_1)]}}{2[1 - s(1 - \chi_1)]}.$$

Процесс установления по времени стационарного заряда описывается уравнением

$$\begin{aligned} \frac{dQ}{dt} = & \frac{4\pi en_1^0 b_1 Q \left[\exp\left(-\frac{eQ}{a\bar{k}T}\right) - (1 - \chi_1) \right]}{1 - \exp\left(-\frac{eQ}{a\bar{k}T}\right)} - \\ & - \frac{4\pi en_2^0 b_2 Q \left[\exp\left(-\frac{eQ}{a\bar{k}T}\right) - (1 - \chi_2) \right]}{1 - \exp\left(-\frac{eQ}{a\bar{k}T}\right)}. \end{aligned} \quad (44)$$

Для коэффициентов присоединения $\beta_{ij}^{(k)}$ получим в этом случае следующие выражения:

$$\begin{aligned} \beta_{11}^{(k)} = \frac{I_{a,1}}{n_1^0} \cdot 4\pi a^2 = & - \frac{4\pi b_1 ek \left[(1 - \chi_1) - \exp\left(-\frac{e^2 k}{a\bar{k}T}\right) \right]}{1 - \exp\left(-\frac{e^2 k}{a\bar{k}T}\right)}, \\ \beta_{12}^{(k)} = \frac{I_{a,1}}{n_1^0} \cdot 4\pi a^2 = & - \frac{4\pi b_1 ek \left[\exp\left(-\frac{e^2 k}{a\bar{k}T}\right) - (1 - \chi_1) \right]}{\exp\left(-\frac{e^2 k}{a\bar{k}T}\right) - 1}, \end{aligned}$$

$$\beta_{22}^{(k)} = \frac{I_{a,2}}{n_2^0} \cdot 4\pi a^2 = -\frac{4\pi b_2 e k \left[\exp\left(-\frac{e^2 k}{a k T}\right) - (1 - \chi_2) \right]}{1 - \exp\left(-\frac{e^2 k}{a k T}\right)},$$

$$\beta_{21}^{(k)} = \frac{I_{a,2}}{n_2^0} \cdot 4\pi a^2 = -\frac{4\pi b_2 e k \left[\exp\left(-\frac{e^2 k}{a k T}\right) - (1 - \chi_2) \right]}{\exp\left(-\frac{e^2 k}{a k T}\right) - 1}. \quad (45)$$

В табл. 2 приведены результаты расчетов коэффициентов присоединения $\beta_{11}^{(k)}$, $\beta_{12}^{(k)}$, $\beta_{22}^{(k)}$, $\beta_{21}^{(k)}$ при $k = 0 \dots 4$, $b_1 = 1,36 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$, $b_2 = -1,56 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$, $a = 0,1 \text{ мкм}$, $T = 300 \text{ К}$ ($\chi_1 = \chi_2 = 1$).

Величина электрического заряда, рассчитанного по формуле (43), не превышает двух электронов.

В кинетическом режиме, когда длина свободного пробега ионов относительно столкновений с нейтральными молекулами воздуха гораздо больше радиуса аэрозольной частицы, заряд на них не превышает заряда одного электрона, так как определяющим параметром задачи является величина $\frac{e^2}{a k T}$, которая представляет собой отношение электростатической энергии взаимо-

Таблица 2

Зависимость коэффициентов присоединения от заряда аэрозольных частиц в диффузном приближении

k	$\beta_{11}^{(k)} \cdot 10^6$	$\beta_{12}^{(k)} \cdot 10^6$	$\beta_{22}^{(k)} \cdot 10^6$	$\beta_{21}^{(k)} \cdot 10^6$
0	3,2	3,2	3,67	3,67
1	3,13	5,83	3,59	6,68
2	2,44	7,38	2,80	8,46
3	1,77	9,12	2,03	10,46
4	1,24	11,04	1,42	12,66

Таблица 3

Зависимость коэффициентов присоединения от радиуса аэрозольных частиц в кинетическом приближении

Радиус, мкм	$\beta_0 \cdot 10^6$	$\beta_{12}^{(1)} \cdot 10^6$	$\beta_{11}^{(1)} \cdot 10^6$	$\beta_{12}^{(2)} \cdot 10^6$
0,002	0,0192	1,40	0	3,71
0,004	0,0555	1,41	0	3,72
0,006	0,102	1,45	0	3,74
0,008	0,157	1,55	0	3,78
0,01	0,218	1,60	0	3,83
0,04	1,40	2,71	0,338	4,48
0,06	2,25	3,57	1,42	5,17

действия заряженного иона с имеющей заряд того же знака аэрозольной частицей и которая в рассматриваемом случае гораздо больше единицы.

Заключение

В настоящей работе рассмотрена методика расчета коэффициентов присоединения атмосферных ионов к аэрозольным частицам в кинетическом и диффузном приближениях и приведены результаты расчетов этих коэффициентов для конкретных значений радиусов частиц.

Полученные выше результаты по определению коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам играют важную роль в диагностике аэрозольного загрязнения по измерениям электрической проводимости. Действительно, как следует из формул (2) и (3), при определенных концентрациях аэрозольных частиц, когда третий член в уравнении (2) больше второго члена, определяющего рекомбинацию положительных и отрицательных легких ионов, или сравним с ним, происходит уменьшение их концентрации, а следовательно, и электрической проводимости атмосферы. на базе этих представлений была разработана методика мониторинга антропогенных аэрозольных загрязнений, в основу которой положены измерения электрической проводимости атмосферы (Шварц, Огуряева, 1987). В свою очередь, изменение

электрической проводимости приводит к перераспределению электрических полей и токов в атмосфере. В частности, процессы осаждения ионов на облачных частицах играют важную роль в процессах зарядки этих частиц на начальной стадии развития облака, в формировании электрической структуры облака. Глобальное распределение аэрозольных частиц в атмосфере может приводить к увеличению потенциала ионосферы, определяемого как произведение электрического сопротивления атмосферы на полный ток, текущий наверх, в верхние слои атмосферы, от грозных облаков. В этом случае напряженность электрического поля в областях атмосферы (в частности, вблизи земной поверхности), где аэрозольное загрязнение отсутствует, также будет возрастать. Таким образом, напряженность электрического поля атмосферы может быть использована в качестве индикатора аэрозольного загрязнения атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) (1992). — Л.: Гидрометеоздат. 507 с.

Борзилов В. А., Седунов Ю. С. (1972). О диффузионном зарядке коллектива не взаимодействующих капель // Труды ИЭМ. Вып. 30. С. 27—37.

Брикар Дж. (1969). Влияние радиоактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества // В кн.: Проблемы электричества атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, с. 68—105.

Гершман Б. Н. (1974). Динамика ионосферной плазмы. — М.: Наука. 256 с.

Морозов В. Н. (1984). Диффузионное зарядание облачных капель в ионизированной среде при наличии коагуляции // Труды ГГО. Вып. 474. С. 66—75.

Мучник В. М., Фишман Б. Е. (1982). Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат. 273 с.

Седова Г. Л., Черный Л. Т. (1986). Уравнения электрогидродинамики слабоионизированных аэрозолей с диффузной зарядкой частиц дисперсной фазы. — Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа. № 1. С. 54—60.

Смеркалов В. А. (1984). Аппроксимация среднего распределения аэрозольных частиц по размерам. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 20. № 4. С. 341—348.

Шварц Я. М., Огураева Л. В. (1987). Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59—64.

Сальм Я. Й. (1986). Баланс аэроионов при симметричной стационарной ионизации / Труды III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству, Тарту, 28—31 октября 1986 г. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 52.

Талмет Х. Ф., Сальм Я. Й., Ихер Х. Р. и др. (1986). Спектр подвижности аэроионов в приземном воздухе / Труды III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству, Тарту, 28—31 октября 1986 г. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 46—50.

Hoppel W. A. (1977). Ion-aerosol attachment coefficients and diffusional charging of aerosols / In: *Electrical Processes in Atmosphere*. — Verlag, Darmstadt, p. 60—69.

Hoppel W. A., Frick G. M. (1986). Ion-aerosol attachment coefficients and the steady state charge distribution on aerosols in a bipolar environment // *Aerosol Sci. and Tech.* V. 5, No 1. P. 1—21.

Israel H. (1970). *Atmospheric electricity*. V. 1. — Jerusalem. 317 p.

Фортов В. Е., Храпак А. Г., Храпак С. А., Молотков В. И., Петров О. Ф. (2004). Пылевая плазма // *Успехи физических наук*. Т. 174, № 5. С. 494—544.

Каплан С. А., Пикельнер С. Б. (1963). *Физика межзвездной среды*. — М.: Наука. 531 с.

Борзилов В. А., Седунов Ю. С. (1971). О стационарных зарядах капель, обусловленных диффузией ионов // *Труды ИЭМ*. Вып. 30. С. 82—90.

УДК 551.52.521

РАСЧЕТ «ПРОФИЛЯ ДОЖДЯ» ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ СИСТЕМ ВОДООТВЕДЕНИЯ

Е. В. Иванова

Главная геофизическая обсерватория им. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
kobyshnv@main.mgo.rssi.ru, spb.spt@mail.ru

Поступила в редакцию 8.09.2010
Поступила после доработки 27.09.2010

В разных странах для проектирования систем водоотведения привлекается разная информация об атмосферных осадках.

На территории Российской Федерации для этой цели используются следующие климатические показатели:

максимальное суточное количество осадков (мм) — входит в формулы для расчета расходов сточных вод;

интенсивность дождя продолжительностью 20 мин 63 %-ной обеспеченности и среднее годовое число дождей — необходимы для определения расчетных расходов дождевых вод.

В общем виде эта информация приведена в СНиП 2.04.03—85 «Канализация. Наружные сети и сооружения».

Однако в настоящее время организацией строительных работ на территории СНГ занимается все большее число иностранных компаний. Техническим специалистам этих компаний для проектирования строительных объектов необходимы климатологические параметры, установленные в нормативных документах их стран. При подготовке такой информации могут возникать трудности, так как сотрудники Росгидромета еще не имеют опыта создания требуемых специализированных климатологических показателей. Так, например, одной из основных характеристик, используемых при проектировании систем водоотведения в Евросоюзе, является так называемый профиль дождя.

Профиль дождя демонстрирует вид зависимости между продолжительностью дождя, его интенсивностью и количеством

осадков, выпавших в течение данного дождя. При этом каждому моменту дождя соответствует определенная доля (%) средней интенсивности этого дождя и общего количества осадков за данный дождь. Данный подход позволяет обобщать характеристики дождей различной продолжительности. В соответствии с нормативными документами по строительству, принятыми в европейских странах, эта зависимость является постоянной для данного климатического района и служит одним из основных ориентиров при проектировании расчета аккумулирующих емкостей канализационных систем (Mansell, 2003; Kjeldsen, 2007).

Английская инженерная компания Ove Arup & Partners International Ltd обратилась в отдел прикладной климатологии Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова с просьбой рассчитать профиль дождя, характерный для Ленинградской области (поселок Шушары). Эту характеристику предполагалось использовать при проектировании систем водоотведения автомобилестроительного завода в поселке Шушары. Требуемая климатологическая информация не содержится в нормативной и справочной литературе, поэтому была разработана специальная методика для ее получения с учетом особенностей данных об интенсивности осадков, имеющих в РФ. Дело в том, что в большинстве европейских стран для измерения интенсивности дождя используются приборы с временным разрешением до 1 с, а в России данные pluвиографа обрабатываются для 10-минутных интервалов.

Исходными данными для построения профиля дождя послужили показания pluвиографа для наиболее сильных дождей за период 1960—2000 гг. на метеостанции Белогорка, имеющей наиболее полный ряд наблюдений по pluвиографу и находящейся наиболее близко к району строительства. Использование метеорологической информации станции Белогорка, находящейся на расстоянии 60 км от строительной площадки, вполне обосновано в таком климатически однородном районе, поскольку интенсивность осадков не так быстро меняется по территории, как количество осадков.

Затем эта информация обрабатывалась по следующей схеме.

1. Производился выбор 50 дождей с наибольшим суммарным количеством осадков за дождь в данном пункте. При этом предпочтение отдавалось тем дождям, в течение которых отмечалась интенсивность, более чем в четыре раза превосходящая среднюю интенсивность осадков за дождь.

2. Таблица интенсивности каждого выбранного дождя (например, дождя № 1), помещенная в Метеорологическом ежемесячнике, преобразовывалась в вид, представленный в табл. 1. При этом время начала и конца дождя, а также время, в которое фиксировалось изменение интенсивности дождя, переводилось из минут в десятые доли часа для удобства дальнейших расчетов в Excel. Кроме того, вводился столбец 4, в котором помещаются данные о приросте количества осадков между соседними фиксированными моментами времени, вычисляемом как разность между соседними значениями столбца 3.

Таблица 1

**Исходная таблица количества осадков и интенсивности дождя
(данные плевниографа)**

Время, часы, минуты	Время, часы	Количество осадков от начала дождя, мм	Прирост количества осадков, мм	Интенсивность дождя за интервал, мм/мин
1	2	3	4	5
7.49	7,82	0		
7.50	7,83	0,1	0,1	0,1
8.10	8,17	0,2	0,1	0,01
8.20	8,33	0,8	0,6	0,06
9.30	9,50	1,1	0,3	0
9.40	9,67	7,2	6,1	0,61
9.50	9,83	20,3	13,1	1,31
10.00	10,00	27,8	7,5	0,75
10.10	10,17	29,8	2	0,2
10.20	10,33	30,8	1	0,1
10.30	10,50	31,2	0,4	0,04
Общая продолжительность		Сумма		Средняя
2.41	2,68	31,2		0,19

3. Суммарная продолжительность дождя, выраженная в часах и десятых долях часа, принималась за 100 %, и определялась длительность (в десятых долях часа) одного процента продолжительности данного дождя. В данном случае $1 \% = 2,68 \text{ ч} : 100 = 0,0268 \text{ ч}$. Каждый фиксированный момент времени выражался в долях (%) суммарной продолжительности дождя (табл. 2, столбцы 1 и 2).

Таблица 2

Расчет профиля дождя № 1

Доля (%) продолжительности	Время, ч	Количество осадков, мм	Доля (%) количества осадков за дождь	Интенсивность, мм/мин	Доля (%) средней интенсивности за дождь
1	2	3	4	5	6
	7,82	0	0	0	0
1	7,85	0,1	0,3	0,1	50
2	7,87	0,108	0,3	0,01	5
3	7,90	0,117	0,4	0,01	5
4	7,93	0,125	0,4	0,01	5
5	7,95	0,133	0,4	0,01	5
...
96	10,39	30,933	99,1	0,04	20
97	10,42	31,000	99,4	0,04	20
98	10,45	31,066	99,6	0,04	20
99	10,47	31,133	99,8	0,04	20
100	10,50	31,200	100,0	0,04	20

4. В табл. 2 (столбец 3) вносились данные о суммах осадков, отмеченных к каждому конкретному моменту времени, из табл. 1. Суммы осадков между фиксированными моментами времени вычислялись делением соответствующих данных из столбца 4 табл. 1 на время (доля (%) общей продолжительности дождя), за которое произошло изменение сумм осадков. Таким образом, был сформирован столбец 3 табл. 2.

5. В столбце 4 представлена доля (%) общего количества осадков за дождь, соответствующая доле (%) его продолжительности. При этом каждое значение из столбца 3 делилось на сумму осадков за дождь и умножалось на 100 %.

6. Столбец 5 табл. 2 формировался на основе столбца 5 табл. 1 с учетом того, что интенсивность дождя между фиксированными моментами времени, указанными в табл. 1, остается постоянной.

7. В столбце 6 представлена доля (%) средней интенсивности данного дождя, вычисленной как среднее значение столбца 5, соответствующее каждому моменту продолжительности дождя (столбец 1).

Форма представления информации о каждом конкретном дожде в виде профиля дождя позволяет усреднять значения интенсивности и количества осадков за разные дожди независимо от различий их продолжительности.

8. В соответствии с табл. 1 и 2 происходит расчет профилей всех отобранных для обобщения дождей. Затем из табл. 2 для каждого дождя происходит выборка столбцов 4 и 6. Из них формируется табл. 3, в которой собраны данные о распределении интенсивности и количестве осадков в течение каждого дождя.

9. На основе таблицы 3 происходит осреднение данных об интенсивности и количестве осадков, соответствующих каждому проценту продолжительности, за все дожди. Результаты осреднения этих данных и представляют собой профиль осредненного дождя (табл. 4).

Таблица 3

Распределение (%) интенсивности и количества осадков для всех анализируемых дождей

Доля (%) продолжительности	Дождь № 1		Дождь № 2	
	Доля (%) количества осадков за дождь	Доля (%) средней интенсивности за дождь	Доля (%) количества осадков за дождь	Доля (%) средней интенсивности за дождь
1	0,3	50	7,86	936,29
2	0,3	5	15,72	936,29
3	0,4	5	23,58	936,29
...
98	99,6	20	99,59	19,31
99	99,8	20	99,80	19,31
100	100,0	20	100,00	19,31

Таблица 4

Профиль осредненного дождя

Доля (%) продолжительности	Доля (%) средней интенсивности	Доля (%) количества осадков
0	0	0
1	143	1,44
2	142	2,85
3	165	4,50
4	163	6,20
...
96	42	98,52
97	40	98,91
98	40	99,31
99	35	99,65
100	35	100,00

10. По данным табл. 4 строится график профиля осредненного дождя (рис. 1).

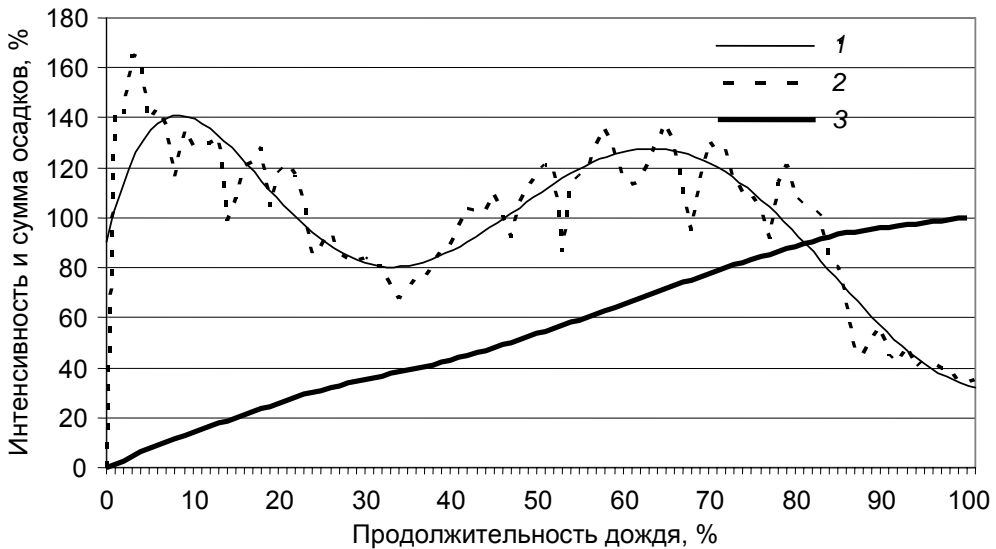


Рис. 1. Профиль осредненного дождя.

1 — полиномиальный (доля (%) средней интенсивности), 2 — доля (%) средней интенсивности, 3 — доля (%) полного количества осадков.

На рис. 1 представлен общий вид изменения интенсивности и скорость накопления сумм осадков во время наиболее сильных дождей в районе строительства. Из рисунка видно, что наибольшая интенсивность приходится на начало дождя — она примерно в 1,5 раза превосходит среднюю интенсивность. Затем происходит уменьшение интенсивности, а приблизительно тогда, когда длительность дождя достигает $2/3$ общей длительности, вероятно второй максимум интенсивности, который на 15—20 % меньше, чем первый. После этого интенсивность дождя начинает плавно уменьшаться. В соответствии с изменением интенсивности меняется и скорость накопления осадков.

Очевидно, что профиль каждого конкретного дождя может значительно отличаться от осредненной картины. Однако для территории Ленинградской области профили всех отобранных дождей с наибольшей суммой осадков за дождь достаточно обоснованно можно разделить на две основные группы: 65 % составляют профили ливневых дождей (т. е. более коротких и интенсивных) и 35 % — обложные дожди (т. е. более длительные и менее интенсивные). На рис. 2 и 3 представлены осредненные профили ливневого и обложного дождя на метеостанции Белогорка.

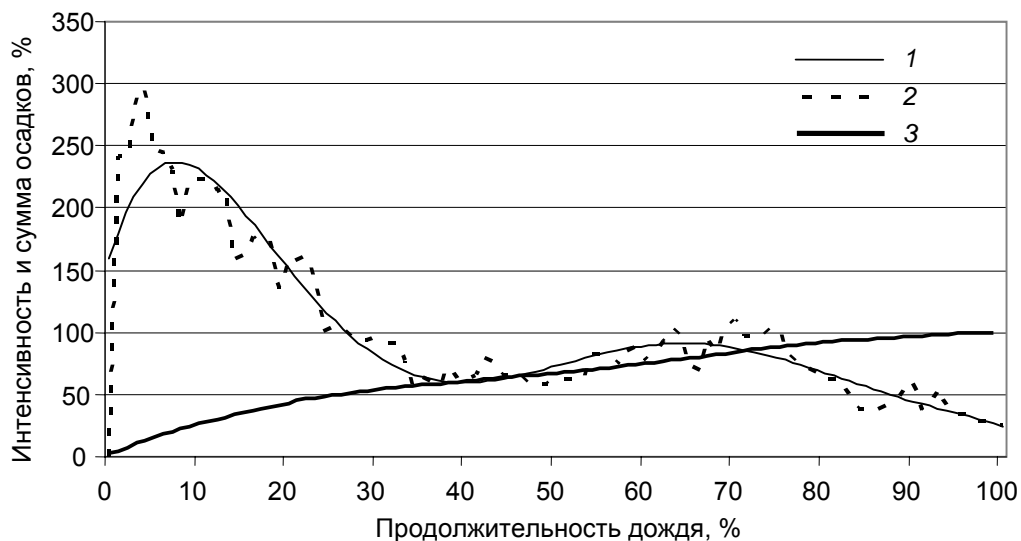


Рис. 2. Профиль ливневого дождя.

Усл. обозначения см. рис. 1.

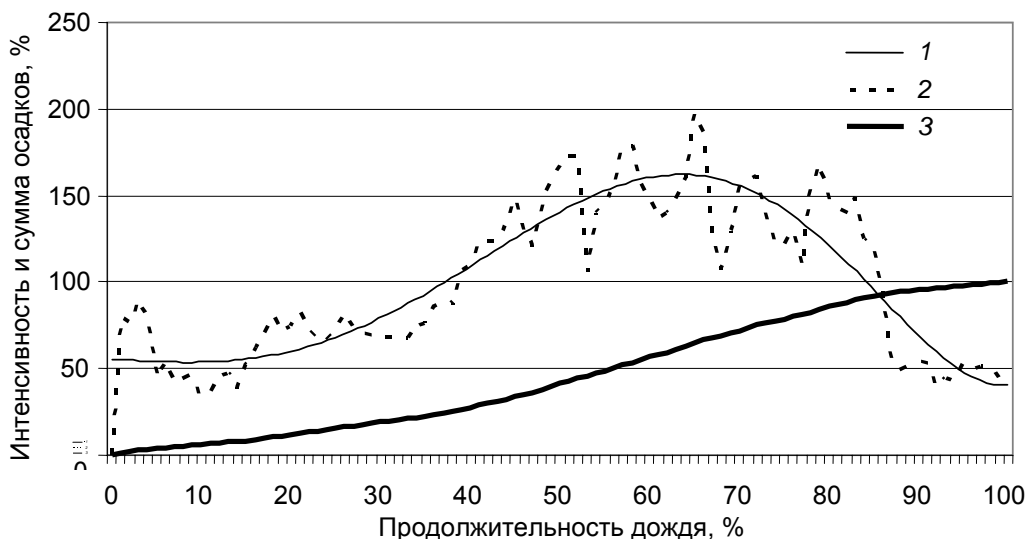


Рис. 3. Профиль обложного дождя.

Усл. обозначения см. рис. 1.

Из рисунков видно, что два типа профилей имеют разную форму кривых изменения интенсивности в течение дождя. Если для ливневого дождя характерны большие значения интенсивности (до 250 % среднего значения) в первой трети периода выпадения дождя, то интенсивность обложного дождя достигает своих наибольших значений (около 150 % среднего значения) во второй половине дождя.

Полученная информация об особенностях изменения интенсивности осадков во время наиболее сильных дождей была использована для проектирования системы внутреннего водостока, расчета аккумулирующих емкостей и сетей дождевой канализации. В настоящее время ведется работа по расчету профиля дождя для регионов РФ с другими климатическими условиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Метеорологический ежемесячник. Вып. 3, ч. II, 1960—2000 гг.

СНиП 2.04.03—85 (1986). Наружные сети и сооружения. — М., изд. Гос. комитета по делам строительства.

Martin G. Mansell (2003). Rural and urban hydrology. — Thomas Telford Ltd, London. P. 411.

Thomas R. Kjeldsen (2007). Flood estimation handbook, Supplementary Report No. 1. The revitalized FSR/FEH rainfall—runoff method / Centre for Ecology & Hydrology. — Wallingford, Oxfordshire, UK. P. 80.

УДК 551. : 629.130 (075.8)

СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОБИЛЬНЫХ И МАКСИМАЛЬНЫХ ОСАДКОВ В АРМЕНИИ

А. М. Геворгян

Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский проспект, 98
Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
agm86@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.10.2009
Поступила после доработки 06.10.2010

Исследование условий образования обильных и максимальных атмосферных осадков с целью улучшения их прогнозирования является важной задачей. Образование обильных осадков на Южном Кавказе связано с активной циклонической деятельностью или с внутримассовыми процессами (Александрян, 1971; Богаткин, Геворгян, 2009; Федченко и др., 1991). В первом случае в нижней и средней тропосфере в зоне выпадения обильных осадков, как правило, наблюдаются большие термобарические градиенты, сильные ветры, а во втором — значительная неустойчивость воздушных масс.

В настоящей работе проанализированы случаи обильных осадков (20 мм/сут и более, согласно Харчилаве (1966)) и максимальные суточные суммы осадков. При анализе использовались приземные и высотные синоптические карты, спутниковые снимки облачности, аэрологические диаграммы, результаты наблюдений 32 метеорологических станций Армении и одной станции Нагорного Карабаха (Степанакерт) за период 2001—2008 гг.

Всего было проанализировано 785 случаев выпадения обильных осадков на территории Армении и Нагорного Карабаха (табл. 1). Для каждой станции были определены синоптические процессы, обуславливающие наибольшую повторяемость обильных осадков. Так, например, на станции Иджеван за период 2001—2008 гг. на-

блюдалось 34 случая с обильными осадками, 12 из которых были связаны с внутримассовыми процессами, семь — с орографической окклюзией, шесть — с прохождением холодного фронта с северо-запада (запада), четыре — с выходом циклонов с юго-запада, два — с выходом циклонов с юга, два — с волновыми возмущениями на холодном фронте, один — с прохождением холодного фронта с северо-востока (востока). Таким образом, наибольшая повторяемость обильных осадков на станции Иджеван наблюдается при внутримассовых процессах.

Таблица 1

Распределение синоптических процессов, обуславливающих обильные и максимальные осадки на территории Армении и Нагорного Карабаха, за период 2001—2008 гг.

Станция	Общее число случаев с обильными осадками	Синоптические процессы, обуславливающие наибольшую повторяемость обильных осадков	Число случаев с обильными осадками при процессах с наибольшей повторяемостью обильных осадков	Синоптические процессы, при которых наблюдались максимальные суточные осадки	Максимальное количество осадков, мм/сут
1	2	3	4	5	6
Иджеван	34	А	12	А	58
Дилижан	41	А	12	А	48
Ванадзор	25	А	7	Д	53
Степанаван	27	А	10	А	41
Ташир	62	А	25	А	70
Пушкинский прв-л	47	В	12	В	43
Гюмри	22	А	8	А	53
Амасия	27	А	9	А	42
Ашоцк	32	А	16	А	83
Севан	35	А	13	В	43
(озерная)					
Варденис	19	В	8	В	40
Мартуни	22	В	7	В	65

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6
Гавар	15	B	5	B	56
Раздан	43	E	15	B	47
Фонтан	35	F	9	B	47
Апаран	50	A	14	A	51
Урцадзор	17	D	6	F	42
Аштарак	12	B	3	B	57
Талин	5	B	4	B	40
Армавир	5	F	3	F	35
Арарат	6	D	3	D	31
Арташат	9	F	4	F	38
Ереван-	6	F	3	D	30
Звартноц					
Ереван-ГМО	10	F	4	F	47
Ереван-	3	F	2	F	37
Аэро					
Джермук	34	B	11	B	50
Воротан-	13	B	6	B	41
ский прв-л					
Мегри	6	A	2	A	46
Капан	34	B	8	A	81
Горис	55	E	10	C	49
Сисиан	10	C	3	D	38
Каджаран	4	E	2	C	32
Степана-	20	B	6	G	43
керт					
Всего	785	-	262	—	—

Примечание. *A* — внутримассовый процесс, *B* — прохождение холодного фронта с северо-запада (запада), *C* — орографическая окклюзия, *D* — выход циклона с юга, *E* — выход циклона с юго-запада, *F* — волновые возмущения на холодном фронте, *G* — прохождение холодного фронта с северо-востока (востока).

Синоптические процессы, обуславливающие наибольшую повторяемость обильных осадков на станциях, представлены в столбце 3 табл. 1, а число случаев с обильными осадками, соответствующими указанным процессам, — в столбце 4. Приведенное в столбце 4 общее число случаев с обильными осадками (262)

меньше общего числа случаев с обильными осадками, которые наблюдались на территории Армении и Нагорного Карабаха за период 2001—2008 гг. (785), поскольку в столбце 4 представлены только те случаи, которые связаны с процессами, обуславливающими наибольшую повторяемость обильных осадков. Также на всех вышеуказанных станциях были выделены максимальные суточные суммы осадков и определены синоптические процессы, при которых они наблюдались (см. табл. 1, столбцы 5 и 6).

По данным табл. 1 (столбцы 3 и 5) было определено относительное число станций (в процентах) с наибольшей повторяемостью обильных осадков и максимальными суточными осадками на территории Армении и Нагорного Карабаха за период 2001—2008 гг. при различных типах синоптических процессов. Для этого определялось отношение числа станций, на которых наибольшая повторяемость обильных осадков (максимальные суточные осадки) связана с определенным типом процесса, к общему числу станций исследуемого региона (33 станции) (рис. 1).

Из рисунка видно, что в основном с уменьшением доли станций, на которых наблюдается наибольшая повторяемость обильных осадков, уменьшается и доля станций, на которых наблюдается максимальное суточное количество осадков, при различных типах синоптических процессов. Однако при некоторых типах синоптических процессов это уменьшение происходит неравномерно. Например, при выходе циклонов с юго-запада (тип *E*) наиболее часто обильные осадки наблюдаются на 9 % станций, а максимальные суточные осадки не наблюдаются вообще. При выходах циклонов с юга (тип *D*) наблюдается противоположная картина: доля станций, на которых наблюдается наибольшая повторяемость обильных осадков, составляет 5 % общего числа станций, а доля станций, на которых наблюдаются максимальные суточные осадки, в два раза больше (12 %).

В связи с этим интересно рассмотреть связь между относительным числом станций с наибольшей повторяемостью обильных осадков и относительным числом станций с максимальными суточными осадками при различных типах синоптических процессов на территории исследуемого региона. Как известно из ста-

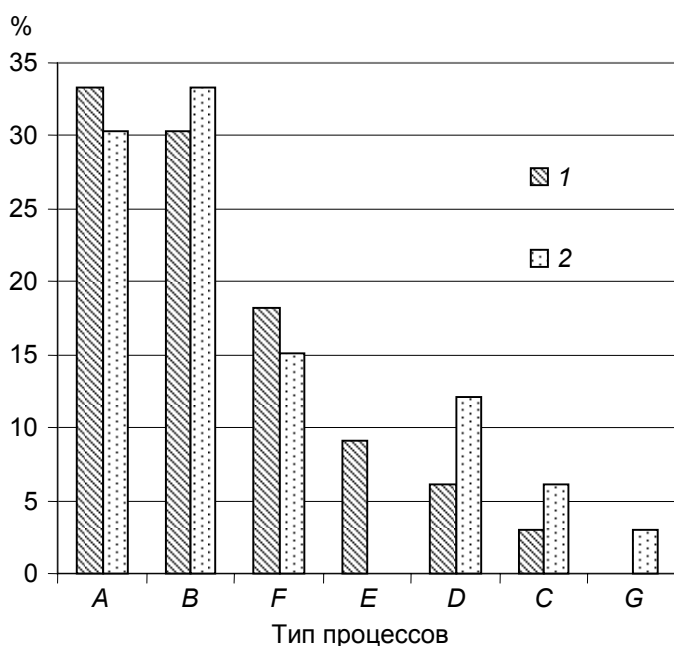


Рис. 1. Доля (%) станций с наибольшей повторяемостью обильных осадков (1) и максимальными суточными осадками (2) на территории Армении и Нагорного Карабаха за период 2001—2008 гг. при различных типах синоптических процессов.

Типы процессов А—G см. в примечании к табл. 1.

истики, для изучения тесноты связи между короткими рядами данных (в данном случае наш ряд состоит из семи членов, поскольку рассматривается семь синоптических процессов), распределенными по неизвестному закону, применяются методы непараметрической статистики, среди которых наибольшее распространение получили ранговые коэффициенты связи, такие как ранговый коэффициент корреляции Кендалла (τ) и Спирмэна (ρ) (Малинин, 2008). Наиболее жесткой оценкой тесноты линейной связи среди указанных коэффициентов является ранговый коэффициент корреляции Кендалла.

В результате расчета коэффициентов корреляции Кендалла и Спирмэна были получены следующие значения:

Коэффициент корреляции.....	ρ	τ
Значение	0,64	0,52

Таким образом, значения коэффициентов корреляции не очень велики. Это свидетельствует о том, что условия выпадения обильных осадков и максимальных осадков на территории исследуемого региона различаются.

Для выявления вышеуказанных различий (а также сходства) синоптических условий выпадения обильных и максимальных осадков на территории исследуемого региона следует рассмотреть их территориальное распределение, которое представлено на рис. 2 и 3.

Наибольшая повторяемость выпадения обильных осадков и максимальных осадков на территории Армении и Нагорного Карабаха в значительной степени связана с внутримассовыми процессами (33 и 30 % всех станций соответственно). Как видно из рис. 2 и 3, внутримассовые процессы обуславливают выпадение обильных осадков и максимальных суточных осадков в основном на севере и крайнем юго-востоке Армении, что связано с наличием там благоприятных условий по влажности и температуре для развития интенсивных конвективных процессов в теплый период года (в основном в мае—августе); кроме того, свой вклад вносят сложные орографические условия. Как видно из табл. 1, при внутримассовом процессе максимальные осадки наблюдаются на станциях Ашоцк (83 мм), Капан (81 мм), Ташир (70 мм), а наибольшая повторяемость обильных осадков — на станциях Ташир (25 случаев) и Ашоцк (16 случаев).

При прохождении холодных фронтов с северо-запада (запада) наибольшая повторяемость обильных осадков и выпадение максимальных осадков наблюдаются на 30 и 33 % станциях соответственно. Основная зона выпадения обильных и максимальных осадков вытянута с северо-запада на юго-восток, что совпадает с характерным направлением движения данного процесса. В отличие от выпадения максимальных осадков наибольшая повторяемость обильных осадков на крайнем юго-востоке Армении (станция Капан) и на станции Степанакерт, которая находится северо-восточнее станции Капан, связана с данным типом процесса.

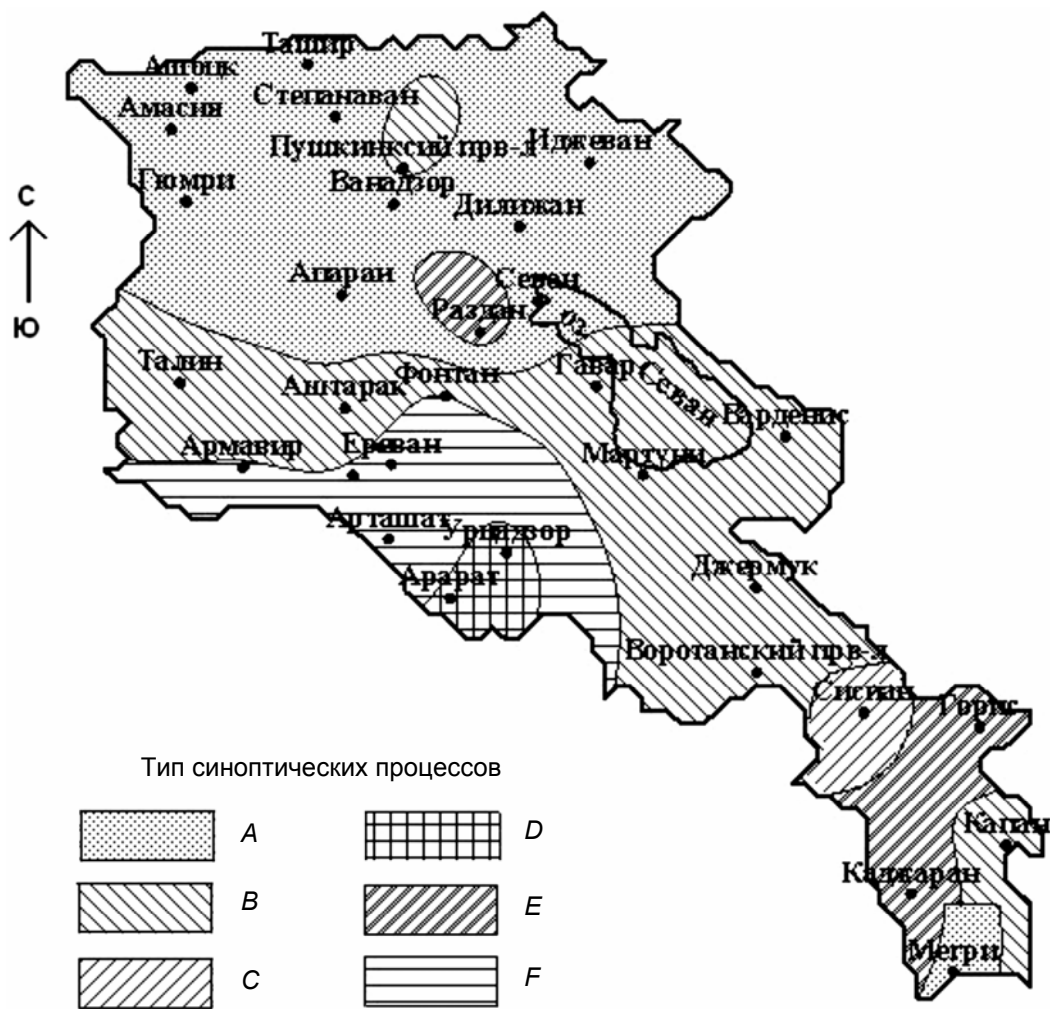


Рис. 2. Распределение по территории синоптических процессов, обуславливающих наибольшую повторяемость обильных осадков на территории Армении.

Отметим, что при прохождении холодных фронтов наиболее сильные осадки, как правило, наблюдаются в теплый период года (в дневное время), что обусловлено большим температурным контрастом между передней и тыловой частями холодного фронта в приземном слое вследствие интенсивного нагрева воздуха в передней части холодного фронта и конвективной неустойчивостью

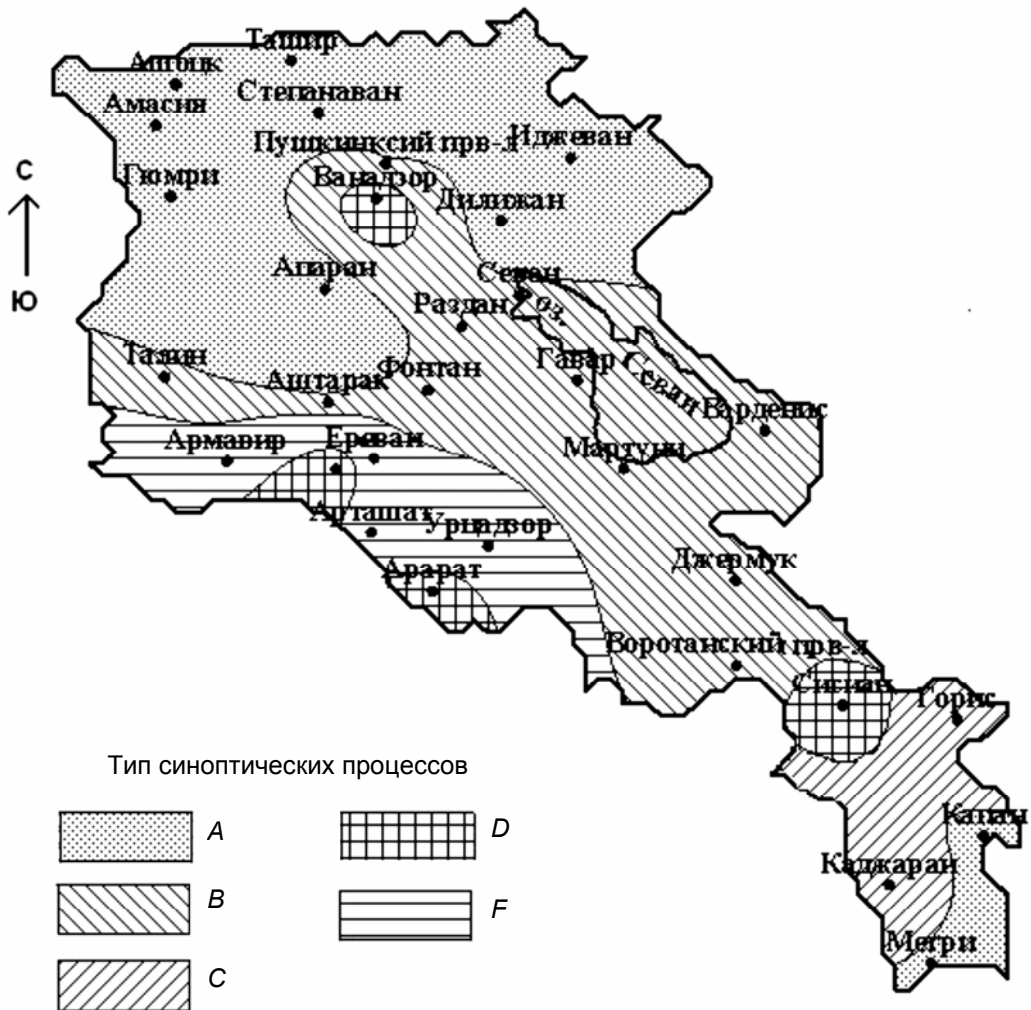


Рис. 3. Распределение по территории синоптических процессов, обуславливающих максимальные осадки на территории Армении.

воздушных масс. Однако в отдельных районах с сухим континентальным климатом, например на территории Араратской равнины (станции Армавир, Арташат, Арарат, Ереван-Звартноц, Ереван-ГМО, Ереван-Аэро, Урцадзор), при высокой температуре (особенно, летом) наблюдается значительный дефицит влажности, что приводит к ослаблению осадков над этими районами.

Следующим по значению процессом, приводящим к наибольшей повторяемости обильных осадков и максимальным суточным осадками, являются волновые возмущения на холодном фронте (тип *F*). При данном типе процесса, как правило, на приземных синоптических картах на южной периферии антициклона (или гребня высокого давления) на холодном фронте наблюдаются волновые возмущения, которые направлены с юго-запада на северо-восток и проходят через Армению. Из рис. 2 и 3 видно, что чаще всего обильные и максимальные осадки при волновых возмущениях наблюдаются на большей части Араратской равнины.

При выходе циклонов с юго-запада (тип *E*) наблюдается нарушение соответствия между относительным числом станций с наибольшей повторяемостью обильных осадков (9 %) и максимальными суточными осадками (0) в исследуемом регионе (см. рис. 1). Данное несоответствие обусловлено тем, что этот тип процесса наблюдается в основном зимой и в первой половине весны, когда преобладает меридиональный тип атмосферной циркуляции и создаются благоприятные условия для образования циклонов над восточной частью Средиземного моря (вблизи острова Кипр), которые перемещаются в северо-восточном направлении на Южный Кавказ. При этом осадки в основном носят обложной характер и при благоприятных условиях имеют большую продолжительность.

Из рис. 2 видно, что при выходе циклонов с юго-запада наибольшая повторяемость обильных осадков наблюдается на юго-востоке Армении (станции Горис и Каджаран) и на станции Раздан. В соответствии с табл. 1 чаще всего (15 раз за рассматриваемый период) обильные осадки отмечались на станции Раздан. Большая повторяемость обильных осадков на станции Раздан обусловлена благоприятными орографическими условиями для образования осадков, особенно при данном типе процесса. Станция Раздан находится в верхнем течении реки Раздан (на высоте 1765 м), долина которой направлена с юго-запада на северо-восток, что совпадает с преобладающим направлением движения воздушных масс в средней тропосфере при данном типе процессов. Это способствует усилению конвергенции (одновременно с поднятием) влажных воздушных масс в долине реки Раздан.

При выходе циклонов с юга (тип *D*) наблюдается противоположная картина. Относительное число станций, на которых наблюдаются максимальные суточные осадки (12 %), в два раза больше по сравнению с относительным числом станций, на которых наблюдается наибольшая повторяемость обильных осадков (6 %). Это различие связано с тем, что выход циклонов с юга в большинстве случаев наблюдается во второй половине весны, когда резко увеличивается влияние неустойчивости воздушных масс на образование осадков при любом типе процессов и возрастает интенсивность выпадения осадков.

Образование циклонов при данном типе процессов в отличие от циклонов, которые выходят с юго-запада, наблюдается восточнее Средиземного моря (над сушей). В дальнейшем они перемещаются в северном направлении, на территорию Южного Кавказа. Максимальное количество осадков и максимальная повторяемость обильных осадков наблюдаются на отдельных станциях Араратской равнины (станции Арарат, Урцадзор, Ереван-Звартноц), откуда в большинстве случаев происходит проникновение зон облачности и осадков на территорию Армении. Максимальные осадки также наблюдаются на юго-востоке (станция Сисиан) и севере (станция Ванадзор) Армении. Это связано с тем, что влажные воздушные массы в передней части циклонов проникают в юго-восточные и северо-восточные районы Армении с юго-востока. Следует отметить, что при выходе циклонов с юго-запада или с юга в большинстве случаев центры циклонов не выходят на территорию Армении, а проходят южнее.

При орографических окклюзиях наблюдаются деформация широтно расположенного холодного фронта над главным Кавказским хребтом и вторжение холодных и влажных воздушных масс на территорию Южного Кавказа с северо-запада (со стороны Черного моря) и северо-востока (со стороны Каспийского моря) одновременно. При прохождении холодных фронтов с северо-востока вторжение холодных и сравнительно влажных воздушных масс происходит только со стороны Каспийского моря. При наблюдении указанных типов процессов наибольшая повторяемость обильных осадков и максимальные суточные осадки наблюдаются на юго-востоке Армении (станции Сисиан, Горис и Каджаран) и в

Нагорном Карабахе (станция Степанакерт). Как и в случае прохождения холодных фронтов с северо-запада, наиболее сильные осадки, как правило, наблюдаются в теплый период года, что обусловлено вышеизложенными причинами.

Обобщая результаты анализа синоптических условий выпадения обильных осадков и максимальных суточных осадков на территории Армении и Нагорного Карабаха, можно выделить следующие основные особенности.

1. Наблюдаются большая изменчивость и существенные различия в территориальном распределении типов синоптических процессов, обуславливающих наибольшую повторяемость обильных осадков и максимальные осадки, что объясняется сложным взаимодействием атмосферной циркуляции и горного рельефа в данном регионе.

2. При выходе циклонов с юго-запада и с юга наблюдаются самые большие расхождения между относительным числом станций с наибольшей повторяемостью обильных осадков и с максимальными суточными осадками.

3. Несмотря на существенные различия в территориальном распределении типов синоптических процессов, обуславливающих наибольшую повторяемость обильных осадков и максимальные суточные осадки, можно выделить следующие общие закономерности их распределения:

в северных районах Армении со сравнительно влажным климатом наибольшая повторяемость обильных осадков и максимальные суточные осадки наблюдаются преимущественно при внутримассовых процессах;

в большей части центральных районов и частично в юго-восточных районах Армении наибольшая повторяемость выпадения обильных осадков и максимальные суточные осадки чаще всего связаны с прохождением холодных фронтов с северо-запада (запада);

в Араратской равнине наибольшая повторяемость обильных осадков и максимальные суточные осадки наблюдаются при волновых возмущения на холодном фронте и выходах циклонов с юга;

на юго-востоке Армении и в Нагорном Карабахе из-за большого разнообразия синоптических процессов, обуславливающих выпадение обильных осадков и максимальных осадков, трудно выделить преобладающий тип процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрян Г. А. (1971). Атмосферные осадки в Армянской ССР. — Ереван: Изд-во АН Армянской ССР. 178 с.

Багдасарян Г. А. (1958). Климат Армянской ССР. — Ереван: Изд-во АН Армянской ССР. 140 с.

Богаткин О. Г., Геворгян А. М. (2009). Расчет параметров конвекции при обильных ливневых дождях в Армении / В сб.: Проблемы летной эксплуатации и безопасность полетов. — СПб.: Изд-во Гос. ун-та гражданской авиации, с. 74—79.

Малинин В. Н. (2008). Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. — СПб.: Изд-во РГГМУ. 407 с.

Федченко Л. М., Гораль Г. Г., Беленцова В. А., Мальбахова Н. М. (1991). Опасные конвективные явления и их прогноз в условиях сложного рельефа. — М.: Гидрометеоиздат. 425 с.

Погосян Х. П., Гахраманов Г. А. (1967). О вертикальном распределении атмосферных осадков в Закавказье // Метеорология и гидрология. № 7. С. 42—47.

Практикум по синоптической метеорологии (2006) / Под ред. В. И. Воробьева. — СПб: Изд-во РГГМУ. 303 с.

Русин И. Н. (1997). Влияние гор на формирование ливневых осадков. — СПб: Изд-во РГГМИ. 53 с.

Справочник по климату СССР (1969). Вып. 16. Часть 4. — Л.: Гидрометеоиздат. 193 с.

Харчилава Ф. Т. (1966). Аэросиноптические условия образования и выпадения обильных осадков в Армении и разработка методики их прогнозирования // Труды ЗакНИИГМИ. Вып. 22. С. 12—29.

УДК 551.501.6

**МЕТОД КОНТРОЛЯ СЛУЧАЙНЫХ ОШИБОК НАБЛЮДЕНИЙ
ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН,
ОСНОВАННЫЙ НА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ
ПОЛУПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ ПОЛИНОМИАЛЬНОЙ
РЕГРЕССИИ**

А. Г. Пятигорский

Физико-технический институт им. А. Ф. Иоффе РАН
194021 С.-Петербург, ул. Политехническая, 26
alxp@bk.ru

Поступила в редакцию 17.03.2010
Поступила после доработки 2.08.2010

Введение

Результаты метеорологических наблюдений являются основным материалом, на котором базируются как все виды прогнозов и предупреждений о стихийных явлениях, так и все количественные характеристики погоды и климата. Точность этих оценок напрямую зависит от отсутствия в используемых данных ошибок наблюдений, поэтому вся поступающая с наблюдательной сети информация подвергается контролю, в процессе которого устанавливается ее пригодность для дальнейшего использования.

Известно, что всем значениям измеряемых метеорологических величин присущи ошибки, которые можно рассматривать как сумму инструментальных, методических и субъективных ошибок (Рекомендации, 1993).

Важную особенность данных метеорологических наблюдений составляет принципиальная невозможность полного исключения влияния условий измерений на показания прибора.

Вся совокупность ошибок наблюдений метеорологических данных по характеру их проявления может быть разделена на две независимые группы:

1) ошибки случайного характера, возникающие при измерении, передаче и хранении информации;

2) ошибки систематического характера, зависящие от конструктивных особенностей приборов, их неисправностей, неправильной установки, а также вызванные нарушением методики измерений и влиянием местных особенностей на значение измеряемой величины.

Целью данной работы было создание метода пространственного контроля для выявления случайных ошибок измерений метеорологических величин срочного разрешения и его апробирование.

В методах пространственного контроля наблюдаемые величины сравниваются с результатами их аппроксимации. В случае когда модуль разности между аппроксимированными данными и наблюдаемыми значениями превышает некоторую наперед заданную величину (порог срабатывания метода контроля), такие наблюдения классифицируются как сомнительные. В простейшем случае, при использовании метода «трех сигма», наблюдаемое значение сравнивают со средним многолетним за месяц измерения, а в качестве порога срабатывания используют величину трех стандартных отклонений от него.

В настоящее время для контроля метеорологической информации используются разнообразные методы. Некоторые из этих методов, а также проблемы, возникающие при их использовании, описаны в работах Грибовой, Грошевой (1975), Беспалова и др. (1980), а также в Рекомендациях (1993).

Основным критерием качества методов контроля является их способность уверенно различать случаи наличия и отсутствия ошибок в данных любых контролируемых метеорологических полей. Для создания метода пространственного контроля, удовлетворяющего этим требованиям, необходимо разработать:

1) процедуру сглаживания метеорологических полей, результаты работы которой были бы малочувствительны к возможным ошибкам в этих полях, но которая, в то же время, достаточно хорошо приближала бы их при отсутствии таких ошибок;

2) процедуру оценки разностей между исходным и сглаженным полем для идентификации наличия или отсутствия ошибок в исходном поле.

1. Процедура сглаживания метеополей

Используемая в данной работе методика сглаживания состоит из двух этапов.

На первом этапе происходит «обучение», т. е. определяются основные статистические характеристики сглаживаемого поля, используемые в дальнейшем, в том числе средние, стандартные отклонения, минимальные и максимальные значения за каждый срок наблюдения по каждой станции. «Обучение» можно проводить по временному интервалу, не включающему тот, который используется для контроля, но содержит данные за аналогичный сезон. Более того, при недостаточном объеме контролируемых данных это даже предпочтительнее.

На втором этапе происходит собственно построение сглаженного поля.

1.1. Процедура сглаживания — этап обучения

Рассмотрим матрицу исходных данных метеорологического поля $D_{I,K}$: по вертикали — время, по горизонтали — номер станции, в ячейках матрицы — значения метеорологического элемента. Первый индекс в матрицах будет обозначать номер станции (I, J), а второй — время (K).

Обозначим среднее значение для k -й строки матрицы наблюдений D как d_k и вычтем его из каждой строки матрицы D :

$$D'_{I,K} = D_{I,K} - d_k, \quad (1)$$

где D' — это матрица D с исключенным временным ходом.

Рассчитаем значения корреляций $R_{I,J}$ между станциями с исключенным временным ходом:

$$R_{I,J} = \frac{\sum_K (D'_{I,K} - \langle D'_I \rangle)(D'_{J,K} - \langle D'_J \rangle)}{\sqrt{\sum_K (D'_{I,K} - \langle D'_I \rangle)^2} \sqrt{\sum_K (D'_{J,K} - \langle D'_J \rangle)^2}}. \quad (2)$$

Здесь $\langle D'_I \rangle$ и $\langle D'_J \rangle$ — средние значения для I -й и J -й станции (или, что то же самое, для I -го и J -го столбца матрицы \mathbf{D}) после исключения временного хода.

Введем «корреляционные» расстояния между станциями:

$$S_{I,J} = (1 - R_{I,J})^{1/2}. \quad (3)$$

Их использование оправдывается тем, что при построении регрессии нам, вообще говоря, следовало бы помещать ближе к тестируемой станции те, которые лучше с ней коррелируют (учитывая особенности полиномиального сглаживания), а не те, которые действительно ближе.

Аналогичный прием широко используется в некоторых методах аппроксимации по пространству. В них применяют эффективные расстояния до опорных точек, которые определяются из их взаимного расположения: если точка, которая используется как опорная (C), «закрыта» от точки аппроксимации (A) другой опорной точкой (B) (т. е. угол ABC тупой), то ее «штрафуют» и эффективное расстояние до нее увеличивают.

В нашем случае расстояния $S_{I,J}$ вводятся согласно формуле (3), т. е. исключительно из статистических соображений. Значение показателя степени было получено после однопараметрической минимизации, целевой функцией которой выступало среднеквадратическое отклонение между исходными и аппроксимированными метеорологическими величинами, а параметром минимизации являлся показатель степени. Для исследованных метеорологических элементов оптимальный показатель степени колебался в пределах 0,4—0,6 (значение целевой функции в этих пределах практически не менялось).

Спроецируем координаты станций, данные которых находятся в матрице \mathbf{D} , на плоскость посредством конусной проекции. Для каждой станции «корреляционные» координаты (X_I, Y_I) определяются по формулам (4) и (5). Подчеркнем, что для каждой станции строится свой индивидуальный набор таких координат ($X'_{I,J}, Y'_{I,J}$), в котором задействованы все остальные станции. Первый

индекс (I) здесь обозначает номер станции, для которой строится набор пространственных координат, а второй (J) — номер станции, координаты которой вычисляются в этом пространстве.

Используя координаты (X_I, Y_I) и расстояния $S_{I,J}$, получим следующие «корреляционные» координаты на плоскости:

$$X'_{I,J} = \frac{(X_J - X_I)S_{I,J}}{\sqrt{(X_J - X_I)^2 + (Y_J - Y_I)^2}}, \quad (4)$$

$$Y'_{I,J} = \frac{(Y_J - Y_I)S_{I,J}}{\sqrt{(X_J - X_I)^2 + (Y_J - Y_I)^2}}. \quad (5)$$

Заметим, что «корреляционные» пространства необходимо строить заново не только для всех метеорологических элементов, но и отдельно для матриц данных и матриц разностей «данные минус значения сглаживания», которые используются для идентификации ошибок.

Испытания данной методики показали, что для построения «корреляционного» пространства необходимо, чтобы матрица \mathbf{D} содержала данные непрерывных наблюдений продолжительностью не менее года. При уменьшении объема исходных данных до одного месяца среднеквадратическое отклонение между исходными данными и аппроксимированными величинами возрастает в 1,5—2 раза, а при его дальнейшем уменьшении — в несколько раз.

1.2. Процедура сглаживания — этап построения

Процедура сглаживания, предлагаемая в данной работе, принадлежит к классу полупараметрических регрессий и построена на базе двумерной полиномиальной регрессии. Такие методы сглаживания обладают способностью существенно лучше аппроксимировать двумерные поля, чем те регрессии, на базе которых они построены. Результат их работы в существенно меньшей степени зависит от наличия ошибок в сглаживаемых полях (Цирлин, 1997; Kristensen, Dennis, 2009).

Для каждой станции матрицы \mathbf{D} , для которой в п. 1.1 были построены свои «корреляционные пространства» (X', Y') , решим линейную задачу метода наименьших квадратов (8):

$$F_{I,J,K} = \sum_{L=0}^N \sum_{M=0}^{N-L} C_{L,M,K} X'_{I,J}{}^L Y'_{I,J}{}^M, \quad (6)$$

$$W_{I,J} = \frac{1}{\varepsilon^2 + S_{I,J}^2}, \quad (7)$$

$$\Psi_{I,K} = \sum_{J=1}^M W_{I,J} (D_{J,K} - F_{I,J,K})^2 \rightarrow \min, \quad (8)$$

где N — максимальная степень полинома; ε — число, равное наименьшей ненулевой величине S ; M — максимальное число станций, используемых при аппроксимации (в качестве последних выбираются те станции, которые имеют наименьшие корреляционные расстояния $S_{I,J}$).

Параметрами минимизации являются коэффициенты полиномиальной регрессии $C_{L,M,K}$, определенные в (6); их число равно $(N + 1)(N + 1)/2$, где N — максимальная степень полиномов. Веса $W_{I,J}$ определены в (7), целевой функцией является $\Psi_{I,K}$ (8).

После решения задачи (8) получим коэффициенты регрессии $C_{L,M,K}$ и рассчитаем значения локальных аппроксимаций $F_{I,J,K}$, определенных в (6). Для \mathbf{F} первым индексом (I) является номер станции, которая находится в центре «корреляционного пространства», вторым (J) — номер станции, в которую производится сглаживание, третьим (K) — номер строки матрицы наблюдения. Суммирование в (6) производится таким образом, чтобы сумма максимальных степеней по X и по Y не превышала по величине максимальной степени полинома N .

Для хранения сглаженных данных создадим матрицу \mathbf{A} , которая имеет такую же размерность, что и матрица исходных данных \mathbf{D} . Выражение для сглаженного значения $A_{J,K}$ имеет следующий вид:

$$A_{J,K} = \frac{\sum_I W_{I,J} F_{I,J,K}}{\sum_I W_{I,J}}. \quad (9)$$

При использовании данной процедуры контролируемая ячейка таблицы наблюдений могла динамически изыматься или не изыматься из опорных данных аппроксимации посредством запрета на ее использование. Для возможности построения различных экспериментов по контролю в нее была введена управляющая матрица «запрещенных» ячеек, а именно целочисленная матрица, имеющая размерность матрицы наблюдений **D**, в ячейках которой находились двойки, единицы или нули.

В случае единицы значения ячеек исходной матрицы данных содержали пропуск данных. В случае нуля значения ячеек исходной матрицы данных были полностью доступны процедуре сглаживания. В случае двойки ей полностью запрещалось «видеть» и использовать в качестве опорного значения данные, находящиеся в соответствующих ячейках матрицы наблюдений, причем это значение не использовалось и при построении «корреляционного пространства».

2. Идентификация ошибочных данных

Важнейшим этапом контроля является принятие решения о наличии или отсутствии ошибок наблюдений на контролируемых станциях.

Предложенная в данной работе процедура контроля состоит в следующем.

На основании данных матрицы **D** — исходных данных для контроля (уже возмущенных к этому моменту, если этого требовала постановка эксперимента) — вычислялась матрица **D'** (данные с исключенным временным ходом) и сглаженная матрица **A**. Далее создавались матрица **H**, являвшаяся разностью матриц **A** и **D'**, и сглаженная матрица разностей **B**, входными данными для которой являлась матрица **H**, взятая по абсолютной величине.

При вычислении матрицы \mathbf{B} использовалась та же процедура сглаживания, что и для матрицы \mathbf{A} . При этом брались те же опорные точки, но сглаживание проводилось с нулевыми максимальными степенями полиномов N , т. е. происходило просто осреднение данных по формуле (9).

Собственно контроль осуществлялся посредством сравнения соответствующих величин в матрицах \mathbf{H} и \mathbf{B} .

Если величина в матрице \mathbf{H} превышала по модулю соответствующую величину в матрице \mathbf{B} , умноженную на некоторое положительное число M (множитель порога срабатывания метода), то такие данные считались сомнительными.

Если ввести оператор сглаживания g , то вышеизложенное можно условно записать следующим образом:

$$\begin{aligned} \mathbf{A} &= g_3(\mathbf{D}'); \quad \mathbf{H} = \mathbf{A} - \mathbf{D}'; \\ \mathbf{B} &= g_0(|\mathbf{H}|); \quad \text{ошибка, если } |\mathbf{H}| > M \cdot \mathbf{B}. \end{aligned} \quad (10)$$

Индекс при операторе g указывает на максимальную степень полиномиальной регрессии (6), используемую в нем.

Таким образом, в предлагаемом методе аналогично методу «трех сигма» в качестве среднего у нас выступают значения матрицы \mathbf{A} , в качестве стандартного отклонения — значения матрицы \mathbf{B} , а в качестве множителя — наилучший с точки зрения численных экспериментов, описанных ниже, в п. 3, множитель M .

При контроле данных возможны четыре случая:

- 1) ошибки не было, и она не зарегистрирована (обозначим его как ii);
- 2) ошибки не было, но она зарегистрирована (обозначим его как ie);
- 3) ошибка была, но она не зарегистрирована (обозначим его как ei);
- 4) ошибка была, и она зарегистрирована (обозначим его как ee).

Число событий для каждого из этих случаев обозначим N_{ii} , N_{ie} , N_{ei} и N_{ee} . Если суммарное число контролируемых событий равно N , то

$$N = N_{ii} + N_{ie} + N_{ei} + N_{ee}. \quad (11)$$

Работоспособность метода контроля проверялась с помощью моделированных ошибок величиной $\pm V$, которые суммировались с реальными данными. Для оценки эффективности контроля использовались абсолютная (E_a) и относительная (E_r) эффективность.

Абсолютная эффективность E_a равна отношению числа случаев успешной идентификации «ошибка — не ошибка» к общему числу случаев контроля и лежит в пределах от нуля до единицы:

$$E_a = (N_{ii} + N_{ee})/N. \quad (12)$$

Относительная эффективность E_r рассчитывается по формуле

$$E_r = (E_a - E_0)/(1 - E_0), \quad (13)$$

где $E_0 = N_0/N$ — абсолютная эффективность E_a на уровне отсутствия контроля, т. е. когда все значения независимо от наличия в них ошибок условно принимаются за правильные (N_0 — общее число невозмущенных данных в матрице наблюдений).

Учитывая, что $N_0 = N_{ii} + N_{ie}$, выражение (13) может быть переписано следующим образом:

$$E_r = (N_{ee} - N_{ie})/(N_{ee} + N_{ei}). \quad (14)$$

Функции эффективности контроля E_a и E_r неявно зависят от двух аргументов: величины моделируемой ошибки V и значения множителя порога срабатывания M .

Величина E_r показывает, насколько оправдано использование метода контроля для тестируемого метеорологического поля, выбранных значений моделируемой ошибки и порога срабатывания метода. Значение E_r в отличие от значения E_a напрямую не зависит от числа моделированных ошибок в матрице наблюдений. Значение E_r может достигать в максимуме единицы и быть меньше нуля для случаев неэффективного контроля. На рисунках и в таблицах величины E_r и E_a выражены в процентах.

3. Испытание метода контроля и оценка его эффективности

Разработка и испытание метода контроля проводились по данным восьмисрочных наблюдений на станциях Ленинградской области за период 1999—2000 гг. (были использованы архивы 19 станций за два года наблюдений при 70-процентной заполненности и 17 станций за один год при 100-процентной заполненности). Контролировалось семь метеорологических элементов: температура воздуха, температура почвы, давление на уровне моря, относительная влажность, скорость ветра, общая облачность, количество жидких осадков.

Для работы метода контроля был существен вид зависимости корреляций между станциями от расстояния. На рис. 1 представлена зависимость корреляции (R) для температуры воздуха от расстояния (L) между станциями, полученная по данным восьмисрочных наблюдений 19 станций Ленинградской области за 1999 г. Как следует из рисунка, начиная с расстояний 250—300 км осредненные значения корреляций R между станциями, а значит, и соответствующие им значения «корреляционных» расстояний S для поля приземной температуры практически перестают меняться, что с неизбежностью приводит к снижению каче-

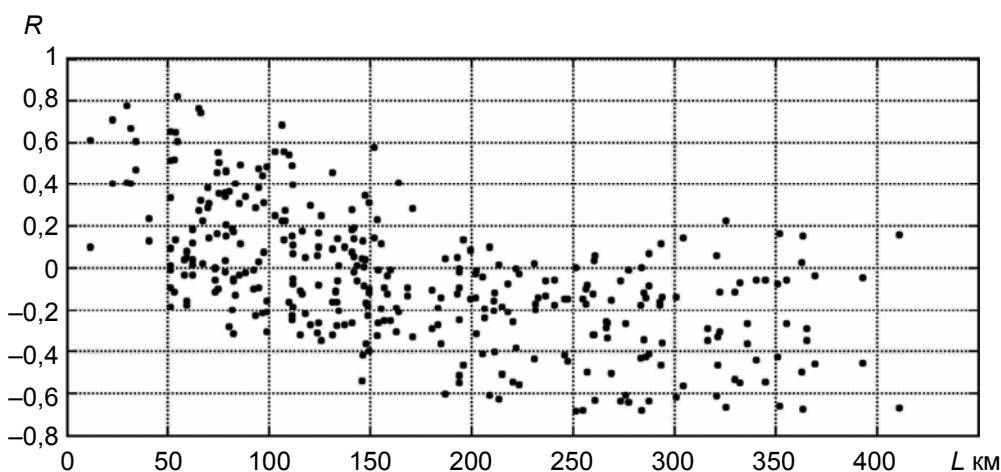


Рис. 1. Зависимость корреляции (R) для температуры воздуха от расстояния (L) между станциями (временной ход исключен).

ства результатов регрессии. Именно такими расстояниями и следовало бы ограничиться при подборе опорных точек регрессии в случае интерполяции.

Аналогичная картина получена и для других исследовавшихся метеорологических элементов. В то же время, число станций Ленинградской области в архиве составляло 17 при 100-процентной заполненности архива, что давало для десяти коэффициентов полиномиальной регрессии третьей степени всего 1,7 степени свободы на коэффициент.

При использовании в качестве опорных станций только тех, которые расположены на расстоянии менее 250 км от точки аппроксимации, эффективность контроля снижается. Поэтому представленные ниже результаты были получены при использовании всех станций одновременно в качестве опорных для процедуры сглаживания.

Для всех исследовавшихся метеорологических элементов были проведены эксперименты с параметром моделируемой ошибки V в пределах от 0,0 до 10,0 СКЮ и с шагом в 0,1 СКЮ. Нулевое значение V соответствовало невозмущенным данным. Таким образом, для каждого метеорологического элемента был выполнен 101 прогон программы контроля; при этом в каждом из них значение V было фиксировано, знак V менялся поочередно для строк матрицы исходных данных D , в которые он вводился, а номера колонок, куда вводились «ошибки», циклически пробегали значения с первого по последний. В каждую строку матрицы наблюдений вводилось одно возмущение. Значение $\pm V$ суммировалась с исходными данными в выбранных ячейках. Для каждого такого прогона значения множителя порога срабатывания M изменялись в пределах от 0,001 до 10,0 с шагом 0,001. По результатам этих экспериментов были построены рабочие таблицы значений N_{ii} , N_{ie} , N_{ei} , N_{ee} и функций эффективности контроля E_a и E_r в зависимости от M и V .

Расчеты были проведены для двумерной полиномиальной полупараметрической регрессии с максимальными степенями полиномов N , равными 1, 2 и 3. Наибольшая эффективность контроля была получена при $N = 3$. Именно эти результаты и будут далее рассмотрены.

В ходе экспериментов обучение каждый раз проводилось заново для каждого из прогонов по возмущенным данным, и процедуре контроля не передавалось никакой информации о том, в какие именно ячейки таблицы наблюдений **D** были введены «ошибки». В каждой строке матрицы **D** программе контроля предстояло найти одиночную моделированную ошибку. При введении в строки матрицы наблюдений двух и более возмущений эффективность контроля снижалась, что ограничивает применимость предлагаемого метода.

4. Анализ полученных результатов

Для рассматриваемых элементов после исключения временно-го хода были получены следующие значения для СКЮ: температура воздуха 1,97 °С; температура почвы 3,36 °С; давление на уровне моря 1,82 гПа; количество осадков 0,52 мм; общая облачность 2,23 балла; скорость ветра 1,29 м/с; относительная влажность 9,31 %.

Для иллюстрации используемой методики приведем несколько зависимостей. На рис. 2 представлена абсолютная эффективность контроля E_a температуры воздуха в зависимости от порога срабатывания M и моделируемой ошибки V . Каждой из представленных на рисунке кривой соответствует своя моделируемая ошибка V , значение которой задано в единицах СКЮ. Ломаная линия, соединяющая максимумы кривых, демонстрирует, как зависит оптимальный порог срабатывания M от величины моделируемых ошибок V .

Более подробно эффект смещения M для этого и других метеорологических элементов представлен на рис. 3 и 4.

По данным рабочих таблиц (см. п. 3) для каждого фиксированного значения V были найдены значения максимума абсолютной (E_a) и относительной (E_r) эффективности контроля (подобно тому, как это показано на рис. 2), а также соответствующие им значения оптимального порога срабатывания M . Обозначим максимумы E_a как E_{ax} , максимумы E_r как E_{rx} , а соответствующие им значения M как M_x .

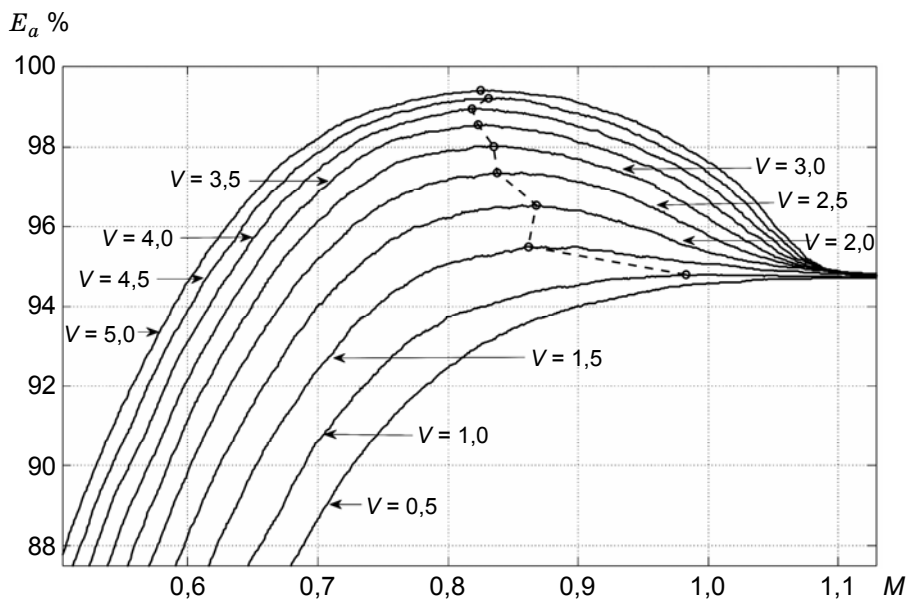


Рис. 2. Абсолютная эффективность E_a контроля температуры воздуха как функция множителя порога срабатывания M при разных значениях моделируемой ошибки V .

Ломаная линия соединяет их максимумы E_a .

Данные об изменении порога срабатывания M_x в зависимости от величины моделируемой ошибки V для рассматриваемых метеорологических элементов представлены на рис. 3, из которого следует, что отмеченный выше эффект смещения M_x в максимальной степени присущ полю температуры воздуха (M_x изменяется от 1,8 до 0,9). Несколько слабее этот эффект выражен для температуры почвы, давления на уровне моря, относительной влажности и скорости ветра. Для давления и температуры почвы M_x изменяется от 1,35 до 0,85, для относительной влажности — от 1,1 до 0,9, для скорости ветра — от 1,45 до 0,9. Для количества осадков и общей облачности этот эффект выражен в наименьшей степени: M_x изменяется в пределах от 1,1 до 0,95 для обоих элементов.

Минимальные значения V , при которых абсолютная эффективность контроля E_a начинала превышать таковую на уровне отсут-

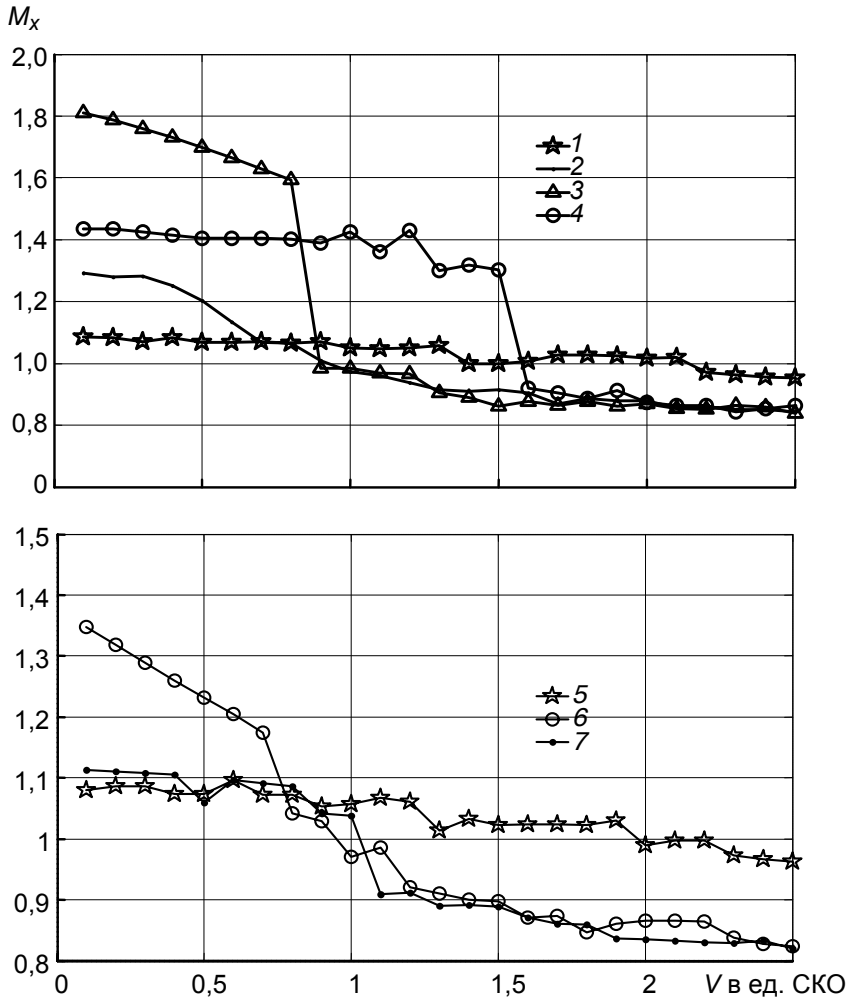


Рис. 3. Зависимость порога срабатывания M_x от величины моделируемой ошибки V .

1 — количество осадков, 2 — давление на уровне моря, 3 — температура воздуха, 4 — скорость ветра, 5 — общая облачность, 6 — температура почвы, 7 — относительная влажность.

ствия контроля (E_0), когда все без исключения данные условно считаются не содержащими ошибку, составили для температуры воздуха $1,8\text{ }^\circ\text{C}$, для температуры почвы $1,7\text{ }^\circ\text{C}$, для скорости ветра $1,3\text{ м/с}$, для относительной влажности $0,93\text{ \%}$, для давления на уровне моря $0,73\text{ гПа}$, для количества осадков $0,05\text{ мм}$, для общей

облачности 0,22 балла. Зависимости E_{ax} от V для всех рассматриваемых метеорологических параметров, кроме температуры почвы, представлены на рис. 4. Кривая температуры почвы аналогична кривой температуры воздуха и поэтому на рисунке не показана.

Для всех метеорологических элементов E_{ax} возрастает с увеличением V . Как следует из рис. 4, для температуры воздуха, температуры почвы, давления, скорости ветра и влажности до некоторого значения V контроль неэффективен. Затем кривые на рисунке резко идут вверх, после чего выходят на насыщение, медленно приближаясь к отметке 100 %.

Для количества осадков и общей облачности контроль эффективен, начиная с $V = 0,1$ СКО. Для обоих элементов на графике отсутствует область быстрого роста, а кривые почти не меняют своего наклона. Для количества осадков эффективность E_{ax} начинается с 98 %, для общей облачности — с менее чем 95 %.

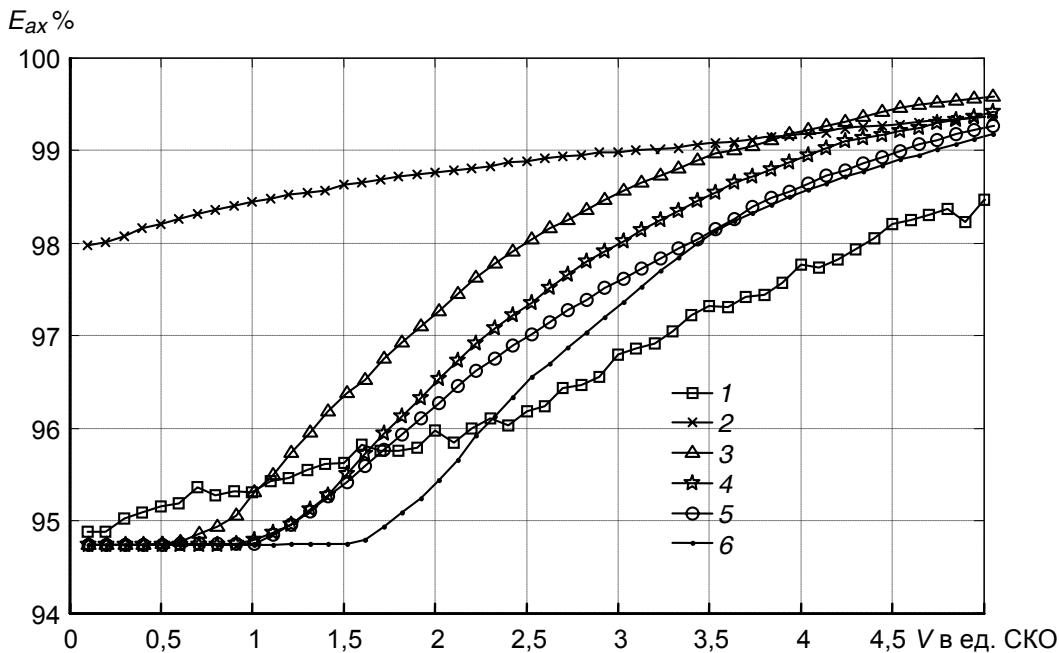


Рис. 4. Зависимость абсолютной эффективности E_{ax} от величины моделированной ошибки V .

1 — общая облачность, 2 — количество осадков, 3 — давление на уровне моря, 4 — температура воздуха, 5 — относительная влажность, 6 — скорость ветра.

Зависимость относительной эффективности E_{rx} от величины моделируемой ошибки V для всех исследовавшихся метеорологических элементов представлена в табл. 1.

Таблица 1

Относительная эффективность E_{rx} (%) при различных значениях моделируемой ошибки V

Параметр	V в единицах СКО					
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
Облачность	7,8	10,7	16,7	23,5	27,4	39,0
Количество осадков	65,8	70,4	73,8	76,3	78,7	80,6
Давление	0,1	10,7	31,2	48,0	62,7	72,6
Температура воздуха	0,0	1,0	14,4	34,1	49,7	62,3
Температура почвы	0,0	2,8	16,1	34,3	49,0	60,5
Относительная влажность	0,0	0,3	12,9	29,1	43,2	54,6
Скорость ветра	0,0	0,0	0,2	13,2	34,3	49,8

Из таблицы следует, что для скорости ветра программа контроля эффективно работает при $V \geq 2,0$, для температуры воздуха, температуры почвы и относительной влажности — при $V \geq 1,5$, для давления — при $V \geq 1,0$, для облачности и осадков — при $V \geq 0,5$.

Выводы

1. Предложенная методика контроля данных, основанная на двумерной полупараметрической полиномиальной регрессии, показала свою работоспособность для всех исследовавшихся метеорологических полей, кроме поля скорости ветра.

2. Использувавшийся архив данных по 19 станциям Ленинградской области не предоставил возможности использовать в алгоритме контроля только информационно близкие станции в качестве опорных, что могло отрицательно сказаться на его эффективности. Поэтому необходимо осуществить усовершенствование программы контроля путем введения в регрессию временной координаты, что позволит уменьшить число необходимых опорных станций, а также явным образом учесть суточный ход. Это должно,

как представляется автору, улучшить результаты работы процедуры сглаживания и повысить эффективность контроля.

3. Для всех изучавшихся метеорологических полей выявлен общий эффект изменения оптимального множителя порога срабатывания при увеличении моделируемой ошибки, но величина и характер этого эффекта в существенной степени зависят от вида изучаемого метеорологического элемента. Так, для температуры воздуха он максимален, а для общей облачности и количества осадков — минимален. Вероятно, этот эффект присущ всем методам контроля, основанным на похожей идеологии. Поэтому для тех метеорологических элементов, для которых этот эффект наиболее выражен, можно рекомендовать проводить контроль метеорологических полей на большие и малые ошибки с разными порогами срабатывания, которые необходимо находить для каждого метода контроля индивидуально, т. е. сначала выявлять грубые промахи, исправлять их, а затем запускать контроль заново для выявления средних и малых ошибок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Рекомендации по анализу результатов пространственного контроля режимной метеорологической информации (1993). — СПб., Изд. ГГО.

Грибова Т. П., Грошева Л. А. (1975). Об опыте применения программы пространственного контроля режимной метеорологической информации // Труды ГГО. Вып. 512.

Беспалов Д. П., Школяр Л. Ф., Репина В. С. (1980). Репрезентативность метеорологических станций и методы ее оценки // Труды ГГО. Вып. 435.

Цирлин А. М. (1997). Методы усредненной оптимизации и их приложения. — М.: Наука.

Kristensen, Dennis (2009). Semiparametric modeling and estimation // Quantile. No.7. P. 53-58.

УДК 551.521.31

ОБ ОДНОРОДНОСТИ РЯДОВ РАДИАЦИОННЫХ ДАННЫХ НА СТАНЦИЯХ МИРОВОЙ АКТИНОМЕТРИЧЕСКОЙ СЕТИ

Е. А. Самукова, А. В. Цветков

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

Поступила в редакцию 30.11.2009
Поступила после доработки 30.08.2010

Введение

При исследовании изменения климата большое значение приобретает анализ однородности рядов метеорологических и радиационных величин, целью которого является выявление изменений значений и статистических характеристик рядов, не связанных с климатом.

Климатологический ряд считается однородным, если изменения его характеристик вызваны только изменчивостью климата (WMO, 2003). Причинами возникновения неоднородности в актинометрических рядах могут быть изменения типа приборов и их установки, местоположения станций, методов и сроков наблюдений, индивидуальных ошибок наблюдений, окружающей станцию среды, прежде всего, вследствие застройки и зарастания древесными насаждениями, а также старение приборов (Пивоварова, Дворкина, 1965; Пивоварова, 1977). Одни факторы вызывают скачкообразное изменение уровня значений ряда, другие — его постепенное увеличение или уменьшение во времени. Наилучшим способом выявления этих изменений является совместное использование статистических критериев и информации об условиях, при которых проводились наблюдения на станциях (метаданных). В Мировом центре радиационных данных метаданные станций представлены не в полном объеме, что осложняет выявление при-

чин нарушений однородности рядов радиационных данных. При недостаточности информации о метаданных статистические оценки однородности рядов приобретают решающее значение.

Цель представляемой работы — выбрать наиболее эффективные методы анализа однородности радиационных рядов для дальнейшего их применения при контроле качества информации, поступающей в МЦРД с мировой актинометрической сети станций. В работе дана сравнительная оценка нескольких статистических критериев, использованных для выявления неоднородностей в рядах данных о суммарной и рассеянной радиации.

Из-за большой в целом разреженности мировой актинометрической сети оказалось проблематичным анализировать разности или отношения синхронных значений радиационных величин на соседних станциях, что было бы наиболее целесообразно, так как позволило бы устранить естественную изменчивость элемента (Дроздов, 1956; Рубинштейн, 1979; Peterson et al., 1998). В некоторых регионах расстояние между станциями составляет более двухсот километров. Поэтому в данной работе, представляющей результаты статистической обработки данных большого числа станций, мы ограничились анализом рядов самих радиационных величин.

Использованные методы оценки однородности рядов

Как известно, при статистическом анализе однородности временных рядов данных применяются как параметрические, так и непараметрические методы (Peterson et al., 1998; WMO, 2003). Параметрические критерии эффективнее за счет более полного использования исходной информации. Однако их употребление осложняется необходимостью делать предположения относительно формы распределения ряда, которая в реальности может не соответствовать теоретической. Эти ограничения снимаются при использовании непараметрических оценок, когда применяются не параметры распределения (средние и дисперсии), а некоторые относительные характеристики — ранги, инверсии, серии.

Ограничивающим условием при выборе того или иного критерия, помимо вида распределения, является объем выборки данных. Архив МЦРД содержит ряды радиационных данных, длина которых не превышает 54 лет. В связи с непродолжительностью актинометрических рядов и возможностью отклонения эмпирического распределения от теоретического из множества статистических критериев были выбраны критерии Стьюдента, или t -критерий (Дроздов и др., 1989; Исаев, 1988), Фишера (Исаев, 1988), Вилкоксона (Рождественский, 1974) и серийный критерий Вальда—Вольфовица (Гублер, Генкин, 1973; Sneyers, 1990). Первые два критерия параметрические, остальные непараметрические. Критерий Стьюдента позволяет выявить различия в средних значениях двух сравниваемых выборок при условии равенства их дисперсий. Однородность дисперсий рядов определяется с помощью критерия Фишера (в случае нормального распределения). Критерий Вилкоксона почти не реагирует на изменение дисперсии, но чувствителен по отношению к изменению средних значений. Серийный критерий Вальда—Вольфовица выявляет различия в распределениях, не показывая, в чем именно они состоят.

При анализе были использованы месячные значения суммарной и рассеянной радиации. Выбор средних за месяц значений обусловлен тем, что сглажены относительно большие по величине изменения, свойственные суточным суммам. В то же время анализ результатов статистических оценок среднемесячных значений позволяет точно выявить месяц года, когда произошло скачкообразное изменение значений ряда, что было бы затруднительно при оценке только годовых значений.

Для статистической обработки были выбраны ряды средних за месяц суточных сумм суммарной радиации по 760 станциям и рассеянной радиации по 160 станциям мировой актинометрической сети с периодом измерения не менее 15 лет. Наибольшее число таких станций находится в Европе. От национальных метеослужб этого региона МЦРД получает более трети всех радиационных данных (табл. 1).

Таблица 1

Число станций и рядов суммарной и рассеянной радиации

Регион	Суммарная радиация	Рассеянная радиация
Африка	124	5
Азия	101	39
Южная Америка	36	1
Северная и Центральная Америка	137	16
Юго-запад Тихого океана	52	26
Европа	305	73
Антарктика	5	0
Общее число станций	760	160
Число рядов	9120	1920
Максимальная длина рядов	54 года	54 года
Средняя длина рядов	25 лет	17 лет

Ряд значений радиационного параметра разбивался на две части, которые рассматривались как выборки некоторой генеральной совокупности. Рассчитывались значения следующих критериев:

критерий Стьюдента (при условии однородности дисперсии) (Дроздов и др., 1989; Исаев, 1988)

$$t = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{n\sigma_x^2 + m\sigma_y^2}} \sqrt{\frac{nm(n+m-2)}{n+m}}, \quad (1)$$

где n и m — число членов в каждой части ряда; \bar{x} , \bar{y} , σ_x , σ_y — средние значения и средние квадратические отклонения (СКО) частей ряда объемом n и m соответственно;

критерий Вилкоксона (Рождественский, 1974)

$$t_u = \frac{u - \frac{mn}{2}}{\sqrt{\frac{mn}{2}(m+n+1)}}, \quad (2)$$

где u — число инверсий;

критерий Вальда—Вольфовица (Sneyers, 1990)

$$Z = \frac{R - \left(\frac{2nm}{n+m} + 1 \right)}{\sqrt{\frac{2nm(2nm - n - m)}{(n+m)^2(n+m-1)}}}, \quad (3)$$

где R — число серий;
критерий Фишера (Исаев, 1988)

$$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2} \quad (4)$$

при условии $\sigma_x > \sigma_y$.

Полученные значения сравнивались с критическими значениями для выбранного уровня значимости: 5 % для критериев Стьюдента, Вилкоксона, Фишера и 2,5 % для серийного критерия.

В случае неоднородности дисперсии вместо критерия (1) использовался приближенный критерий (Пустыльник, 1968)

$$T = \frac{\frac{\sigma_x^2}{n} t_1 + \frac{\sigma_y^2}{m} t_2}{\sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n} + \frac{\sigma_y^2}{m}}}, \quad (5)$$

где t_1 и t_2 — квантили распределения Стьюдента (для $n - 1$ и $m - 1$ степеней свободы соответственно).

Численный эксперимент подтвердил правомерность использования выбранных критериев для анализа однородности радиационного ряда, разделенного на две выборки. С помощью генератора случайных чисел были смоделированы ряды длиной от 15 до 45 чисел. Для получения эффекта «скачка» и тренда некоторая часть значений ряда была изменена на 1; 1,5; 2; 2,5 и 3 среднеквадратических отклонения. Критерии позволили точно выявить мо-

мент нарушения однородности при изменении части значений ряда при разных значениях коэффициента вариации C_V :

Изменения значений					
ряда, %	15	30	50	60	100
C_V %	5	10	15	20	40

При изменении значений на 1,5—2,5 СКО в некоторых случаях не удавалось точно определить момент «скачка», так как отдельные исходные значения превышали уровень измененных значений. Вычисленные значения критериев превышали критические значения при постепенном изменении величин некоторой части ряда на 2—3 СКО.

Результаты статистического анализа

Статистические критерии позволяют выявить как резкие изменения средних значений рядов (рис. 1 а), так и их постепенное увеличение или уменьшение во времени (рис. 2 а). В первом случае ряды значений критериев Стьюдента и Вилкоксона имеют четко выраженные максимумы, соответствующие году нарушения однородности ряда (рис. 2 б). Значения критериев, превосходящие критические, отмечаются в течение нескольких лет, предшествующих и последующих моменту нарушения однородности. Во втором случае большинство значений критериев попадают в критическую область, выраженные максимальные значения не определяются (рис. 2 б).

Статистическая неоднородность рядов среднемесячных значений суммарной радиации по t -критерию обнаружена в 52 % рассматриваемых рядов, по критерию Вилкоксона — в 40 %, по серийному критерию — в 25 %, по критерию Фишера, используемого при анализе однородности дисперсии, — в 59 % (табл. 2). Критерии Вилкоксона и Стьюдента дают один и тот же результат нарушений однородности средних в 70 % случаев, критерии Стьюдента и серийный — в 47 % случаев, критерии Вилкоксона и серийный — в 39 % случаев, все три критерия — в 31 % случаев. Близость результатов, полученных по критериям Стьюдента и

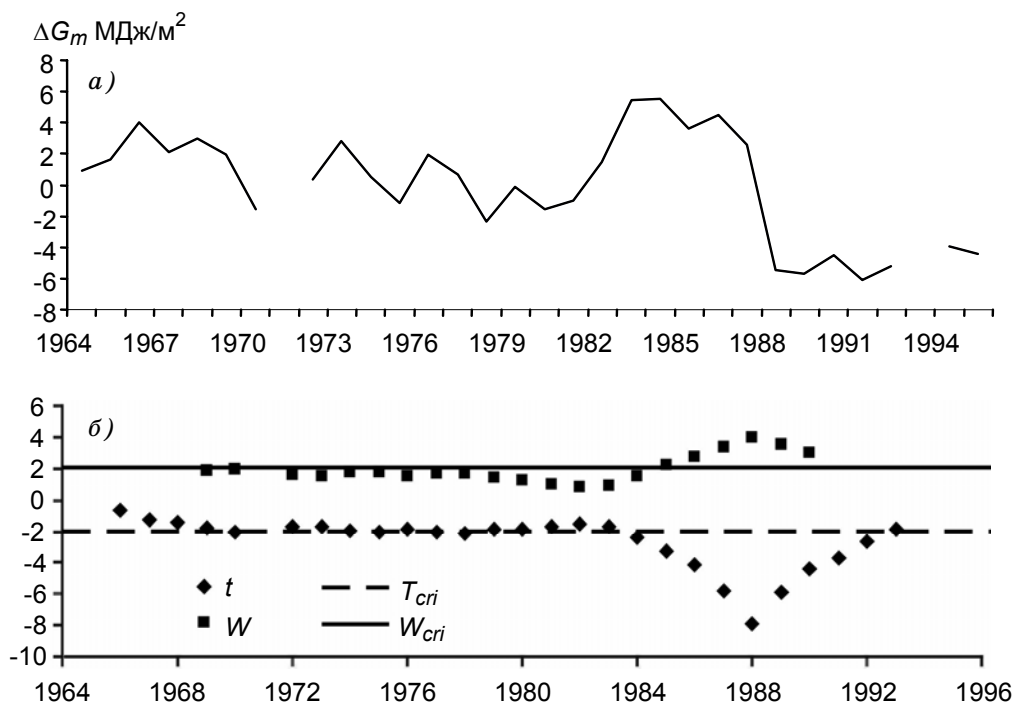


Рис. 1. Результаты статистического анализа рядов суммарной радиации. Станция Варна, Болгария, май.

a — отклонение (ΔG_m) среднемесячных значений суточных сумм суммарной радиации G от средних многолетних значений G_m ; *б* — изменение критериев Стьюдента (t) и Вилкоксона (W), а также критических значений для критериев Стьюдента (T_{cri}) и Вилкоксона (W_{cri}).

Вилкоксона, не является случайной. Теоретически доказано, что в однородных случайных рядах число инверсий, на подсчете которых основан критерий Вилкоксона, распределяется приблизительно по нормальному закону.

Число случаев нарушения однородности среднего и дисперсии в рядах рассеянной радиации меньше, чем в рядах суммарной радиации, по t -критерию в 35 % рядов, по критерию Вилкоксона — в 21 %, по серийному критерию — в 25 %, по критерию Фишера — в 48 %. Эти различия связаны с меньшей длиной рядов рассеянной радиации. Результаты измерений суммарной радиации поступают в МЦРД с 1964 г., а систематический сбор данных по рассеянной радиации начат в 1988 г.

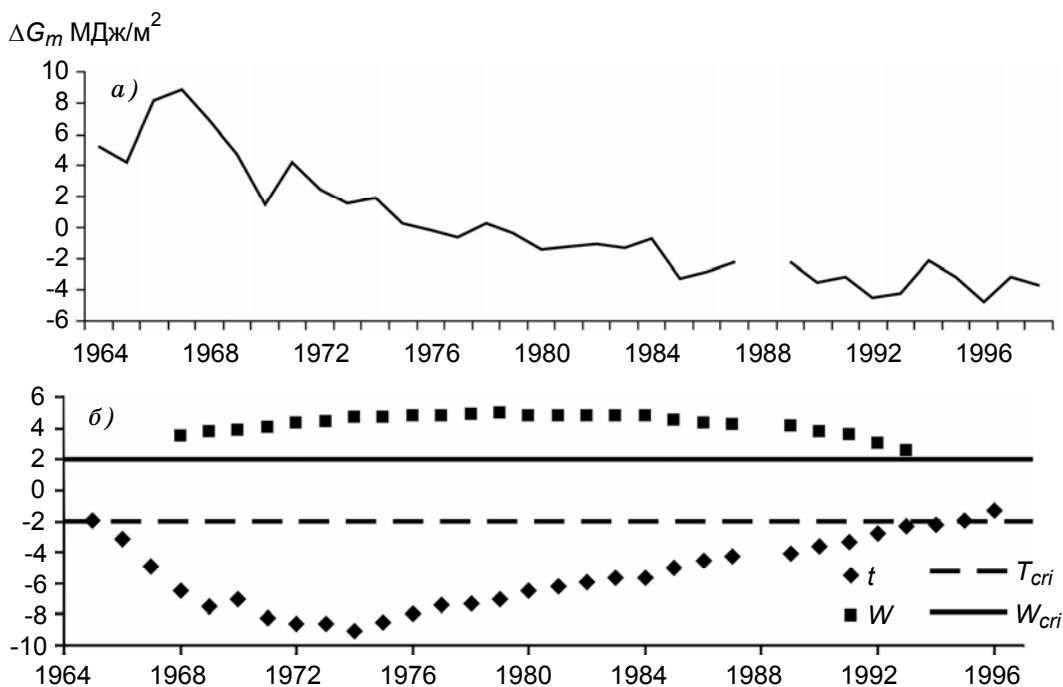


Рис. 2. Результаты статистического анализа рядов суммарной радиации. Станция Баркисимето, Венесуэла, июнь.

Усл. обозначения см. рис. 1.

По результатам анализа рядов суммарной и рассеянной радиации наиболее эффективным из использованных критериев оказался критерий Стьюдента, который позволил выявить наибольшее число различий в средних значениях выборок (рис. 3).

Выявленные с помощью t -критерия различия в количественном отношении во многих случаях оказались существеннее, чем различия, установленные при использовании двух других критериев. Максимальное отклонение критерия Стьюдента от критического значения (32,3) отмечено в январе 1971 г. на станции Сан-Сальвадор (Сальвадор). Для критериев Вилкоксона и Вальда—Вольфовица эта величина составила соответственно 2,9 (станции Баркисимето, Венесуэла, февраль 1981 г.) и 9,0 (станция Баркисимето, январь 1980 г.). Следует отметить, что не всегда различия средних значений, выявленные с помощью непараметрических критериев, можно было обнаружить с помощью t -критерия. Эти

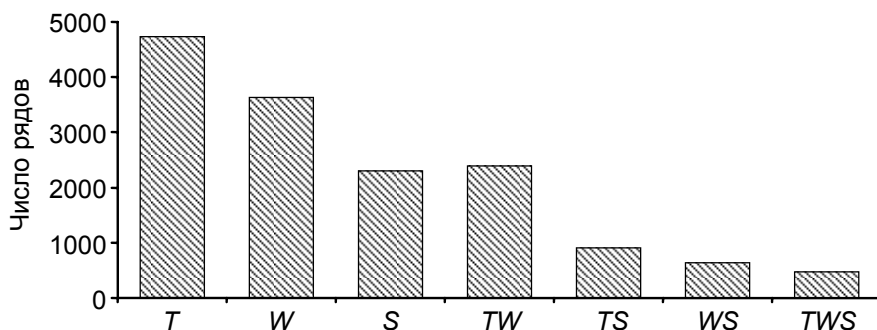


Рис. 3. Число рядов среднемесячных значений суммарной радиации, в которых выявлены превышения статистических критериев однородности.

T — критерий Стьюдента, *W* — критерий Вилкоксона, *S* — серийный критерий, *TW* — критерий Стьюдента и Вилкоксона одновременно, *TS* — критерий Стьюдента и серийный критерий одновременно, *WS* — критерий Вилкоксона и серийный критерий одновременно, *TWS* — критерий Стьюдента, Вилкоксона и серийный критерий одновременно.

Таблица 2

Число статистических неоднородностей, обнаруженных в рядах среднемесячных значений суммарной (*G*) и рассеянной (*D*) радиации по различным критериям

Параметр	Критерий							
	Стьюдента		Вилкоксона		Вальда—Вольфовица		Фишера	
	<i>G</i>	<i>D</i>	<i>G</i>	<i>D</i>	<i>G</i>	<i>D</i>	<i>G</i>	<i>D</i>
Число рядов средних за месяц значений	4726	678	3638	401	2303	311	5357	937
Число станций, на которых отмечается превышение критериев в 1—12 рядах средних за месяц значений	747	149	657	114	587	119	757	159
Число станций, на которых отмечается превышение критериев в 10—12 рядах средних за месяц значений	157	10	114	6	47	1	133	11

факты подтверждают необходимость использования нескольких статистических критериев для оценки однородности рядов.

В отличие от визуальных методов представления исходных данных, при использовании которых требуются большие затраты времени, статистический анализ позволяет быстро обработать большой объем информации. Кроме того, статистические методы позволяют количественно оценить значимость изменений значений ряда. По каждой станции, в которой обнаружена хотя бы одна неоднородность радиационного ряда, в протокол в виде таблицы для всех месяцев выводятся значения статистических критериев и год нарушения однородности. Дополнительно рассматриваются графики многолетнего хода стандартизованных значений суммарной радиации и продолжительности солнечного сияния $\left(\frac{X - \bar{X}}{\sigma_x} \right)$, если в этом возникает необходимость.

Полученные результаты выявляют статистические неоднородности в рядах, которые могут быть обусловлены как действием естественных климатообразующих или антропогенных факторов, так и влиянием изменения условий и методики наблюдений (методическая неоднородность). Для выявления причин нарушения однородности радиационных рядов используется база метаданных МЦРД, содержащая информацию из национальных метеослужб об изменениях, происходящих на станциях.

Инструментальные изменения стали основной причиной методической неоднородности рядов радиационных данных. В 27 случаях из 142 замена приборов вызвала нарушение однородности рядов суммарной радиации на некоторых станциях Мадагаскара, Венесуэлы, Чили, Сальвадора, Гваделупы, Мартиники, Малайзии и Италии.

Другой причиной нарушения однородности радиационных рядов, выявленной при анализе метаданных станций, стало изменение методов наблюдения. Переход от регистрации солнечной радиации к ее измерению по срокам в 1992 г. на станциях Одесса и Киев/Борисполь (Украина) вызвал существенные изменения средних значений и дисперсий рядов.

На рис. 4 показано распределение по годам числа рядов средних за месяц суточных сумм суммарной радиации, в которых выявлены превышения статистических критериев однородности. Их максимум приходится на период 1970—1974 гг. Второй пик наблюдается в 1988—1990 гг. Причинами нарушения однородности рядов в эти периоды стали как естественные изменения климата и погоды, так и реорганизация актинометрических сетей станций в ряде стран, сопровождавшаяся заменой приборов, измеряющих солнечную радиацию.

Из-за недостатка информации, поступающей в МЦРД от национальных метеослужб, о смене приборов, переносе станций, изменении местности, окружающей станцию, определенные трудности представляет идентификация методической неоднородности. Можно предположить, что действие естественных факторов вряд ли является причиной скачкообразного изменения значений рядов, происходящего во все месяцы года. Как показывает анализ статистических оценок и метаданных, неоднородность, отмечен-

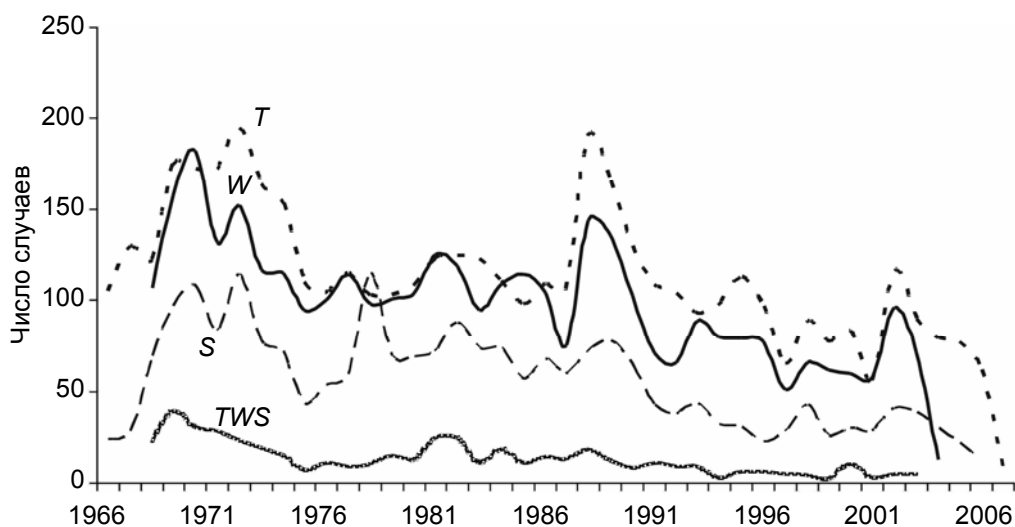


Рис. 4. Число случаев статистических неоднородностей в рядах средне-месячных значений суммарной радиации.

T — критерий Стьюдента, *W* — критерий Вилкоксона, *S* — критерий Вальда—Вольфовица, *TWS* — критерии Стьюдента, Вилкоксона и Вальда—Вольфовица одновременно.

ную в 10—12 рядах среднемесячных значений, с большой долей вероятности можно считать методической. Нарушение однородности в 10—12 рядах среднемесячных значений суммарной радиации отмечается по критерию Стьюдента на 21 % станций, по критерию Вилкоксона на 15 % станций, по серийному критерию на 6 % станций, в рядах рассеянной радиации на 6, 4 % и менее 1 % станций соответственно.

При отсутствии информации о метаданных станции к определению причин появления тренда радиационных величин нужно подходить весьма осторожно, так как он может быть вызван как изменением окружающей станцию местности и чувствительности приборов, так и факторами изменения климата.

Использование информации о поправочных коэффициентах из базы метаданных и предоставление в МЦРД национальными метеослужбами исправленных данных позволяет в отдельных случаях восстановить однородность в радиационных рядах. На рис. 5 показан пример устранения неоднородности в рядах суммарной радиации на станции Ле-Райзет (Гваделупа), связанной с заменой прибора в феврале 1980 г.

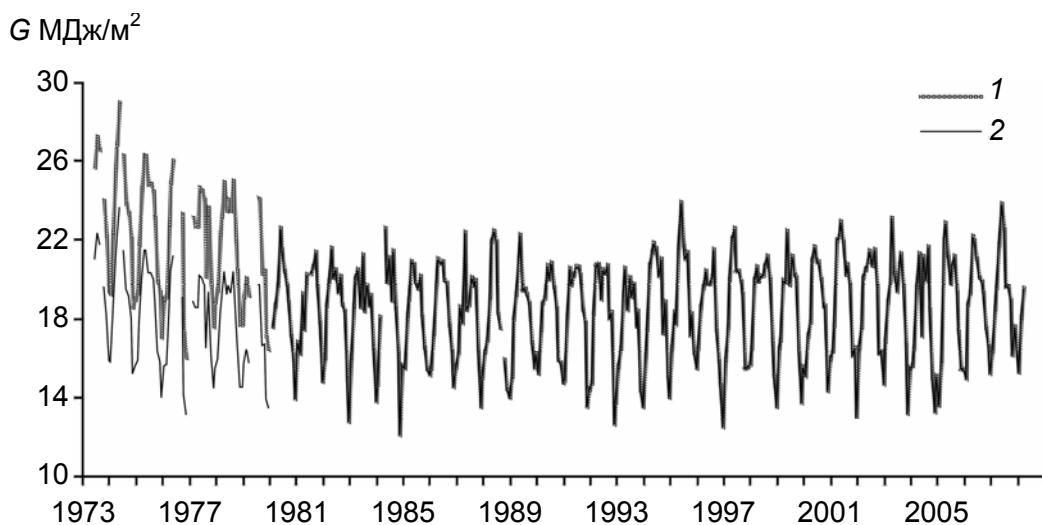


Рис. 5. Средние за месяц суточные суммы суммарной радиации G на станции Ле-Райзет, Гваделупа, за период 1973—2008 гг.

1 — до корректировки, 2 — после корректировки.

Заключение

Результаты проведенного исследования показали эффективность статистического анализа однородности рядов несколькими параметрическими и непараметрическими методами в тех случаях, когда естественная изменчивость радиационного элемента меньше изменчивости, вызываемой неоднородностью ряда. Критерии Стьюдента, Вилкоксона, Вальда—Вольфовица позволяют определить момент скачкообразного изменения величины радиации. Из трех рассмотренных критериев наибольшее число нарушений статистической однородности средних значений выявляет критерий Стьюдента (в рядах суммарной радиации на каждой второй станции, в рядах рассеянной радиации — на каждой третьей), наименьшее число неоднородностей — серийный критерий (в рядах суммарной радиации на каждой четвертой станции, в рядах рассеянной радиации на каждой пятой). Методическая неоднородность определяется как минимум в 20 % рядов суммарной радиации и в 6 % рядов рассеянной радиации.

Для достоверной интерпретации полученных статистических оценок представляется необходимым использовать и другие методы с привлечением значений метеорологических величин, и в первую очередь продолжительности солнечного сияния. Это важно и в тех случаях, когда колебания значений радиации превосходят значения скачка, вызванного нарушением однородности, и применение рассмотренных критериев непосредственно к рядам самих значений становится проблематичным.

Результаты, представленные в данной работе, следует считать первым этапом анализа однородности рядов мировой актинометрической сети, проводимого в МЦРД. В дальнейшем, после завершения анализа однородности радиационных рядов, предполагается осуществлять более активное взаимодействие с национальными метеослужбами, предоставляющими актинометрическую информацию в МЦРД, по вопросам устранения неоднородностей в рядах данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гублер Е. В., Генкин А. А. (1973). Применение непараметрических критериев статистики в медико-биологических исследованиях. — Л.: Медицина. 142 с.

Дроздов О. А. (1956). Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. — Л.: Изд-во ЛГУ. 302 с.

Дроздов О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В., Раевский А. Н., Смекалова Л. К., Школьный Е. П. (1989). Климатология. — Л.: Гидрометеиздат. 568 с.

Исаев А. А. (1988). Статистика в метеорологии и климатологии. — М.: Изд-во МГУ. 246 с.

Кобышева Н. В., Наумова Л. П., Ключева М. В. (1984). Методы анализа однородности климатологических рядов // Труды ГГО. Вып. 485. С. 29—34.

Пивоварова З. И. (1977). Радиационные характеристики климата СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 336 с.

Пивоварова З. И., Дворкина М. Д. (1965). Исследование однородности рядов актинометрических наблюдений и возможность приведения их к длительному периоду // Труды ГГО. Вып. 179. С. 41—64.

Пустыльник Е. И. (1968). Статистические методы анализа и обработки наблюдений. — М.: Наука. 288 с.

Рождественский А. В., Чеботарев А. И. (1974). Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат. 424 с.

Рубинштейн Е. С. (1979). Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованием изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат. 80 с.

Peterson T. C. et al. (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. — Int. J. Climatol. V. 18. P. 1493—1517.

Sneyers R. (1990). On the statistical analysis of series of observations // WMO Technical Note 143. — World Meteorological Organization, Geneva. 192 p.

WMO (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization // WCDMP-No. 53, WMO/TD No.1186. — World Meteorological Organization, Geneva. 50 p.

УДК 551.576.2:551.583

**ИССЛЕДОВАНИЕ РАССЛОЕННОСТИ ВНУТРИМАССОВОЙ
И ФРОНТАЛЬНОЙ СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ
НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМ РЕГИОНОМ РОССИИ
В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПРИ АКТИВНЫХ
ВОЗДЕЙСТВИЯХ**

А. П. Доронин, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин

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

Поступила в редакцию 15.06.2010
Поступила после доработки 12.08.2010

Введение

Одним из важных вопросов, связанных с изучением характеристик облачности различных форм, является вопрос о ее расслоенности и водности. Данные о расслоенности облаков необходимы для планирования работ по активным воздействиям (АВ) на облака, для разработки методик АВ на облака с целью искусственного регулирования осадков, оценки возможного количества осадков при воздействии и возможности искусственного рассеяния облачного покрова.

В настоящей работе рассмотрены расслоенность и водность внутримассовых и фронтальных слоистообразных облаков в теплое и холодное полугодие по данным самолетного зондирования атмосферы в Северо-Западном регионе, в период 1953—1964 гг. и приведены примеры изменения структуры облачности при проведении АВ.

**Методика исследования расслоенности
слоистообразных облаков**

Расширение работ по АВ на облака обусловило необходимость получения различных характеристик облачности, включая и

данные о расслоенности, в конкретных физико-географических районах России.

К настоящему времени имеется ряд работ, содержащих сведения о расслоенности облачных систем. В частности, можно указать фундаментальные справочники и монографии (Дубровина, 1982; Баранов, 1983 и др.) в области физики облаков. Однако содержащиеся в них данные о расслоенности облаков относятся либо к большим по площади районам (например, умеренным широтам), либо к общей облачности без выделения конкретных форм. В ряде работ расслоенность облаков рассматривается для конкретных районов, например Украины (Половина, 1971) и Средней Азии (Джураев и др., 1977).

Вместе с тем, работ, содержащих сведения о расслоенности фронтальной и внутримассовой слоистообразной облачности и водности облаков над северо-западным (Санкт-Петербург) и северным (Архангельск) районами России, недостаточно. С целью устранения этого недостатка в настоящей работе обработаны материалы самолетного зондирования атмосферы, выполненного над Санкт-Петербургом и Архангельском за период 1953—1964 гг. Всего обработано 7903 подъемов самолетов-зондировщиков до высоты порядка 6000 м.

Данные о характеристиках слоистообразной облачности, полученные в результате самолетного зондирования, могут быть использованы для описания расслоенности облачности и особенностей распределения других метеорологических величин на территории северо-западного и северного районов европейской части России. Основанием к такому подходу могут служить результаты исследований ряда авторов, посвященных изучению пространственно-временной изменчивости облачности. В работе Упоровой (1976), в частности, показано, что для полей слоистообразной облачности свойственна пространственная взаимосвязь, особенно четко выраженная в холодное полугодие. Так, проверка корреляционных функций на изотропность (Сонечкин, Хандурова, 1969) показала, что поле облачности изотропно вплоть до расстояния 1000 км. Кроме того, исследование временной устойчивости состояний облачности показало, что вероятность сохране-

ния сплошной облачности в Северо-Западном регионе зимой в течение 24 ч составляет 0,75 (Волкова, 1978).

Следовательно, можно сделать вывод о том, что характеристики слоистообразной облачности, полученные для одного пункта, могут характеризовать ее на значительной территории (сотни и тысячи км²).

Наблюдения за высотой нижней и верхней границы облачности проводились визуально. Высота нижней границы облаков отмечалась по исчезновению видимости горизонта или наиболее удаленных земных объектов. За высоту верхней границы облаков принималась наименьшая высота, с которой видна линия горизонта. Определение формы облаков и оценка их количества производились также визуально, когда самолет находился ниже или выше облачного покрова на 100—200 м и более (Дубровина, 1982).

Наблюдения за осадками проводились в полете и на земной поверхности. Наличие осадков у поверхности Земли в течение двух часов до или после подъема самолета принималось достаточным для подтверждения факта наличия осадков. Разделение осадков на фронтальные и внутримассовые проводилось по синоптическим картам погоды.

Давление, температура и влажность воздуха измерялись инструментально с помощью самолетных метеорографов СМ-13 и А-10, измерение влажности производилось с помощью прибора СИВ конструкции В. А. Зайцева (Зайцев, Ледохович, 1970).

При анализе материалов зондирования к внутримассовой слоистообразной облачности (ВСО) относились сплошные одно- и многослойные слоистые и слоисто-кучевые облака, наблюдавшиеся как самостоятельно, так и в сочетании с высококучевой облачностью.

При определении фронтальной слоистообразной облачности (ФСО) рассматривались два класса облаков. К первому классу — слоисто-дождевая облачность — относились слоисто-дождевые облака (Ns), наблюдавшиеся как самостоятельно, так и в сочетании с другими формами облаков, включая облака среднего яруса (As).

Ко второму классу — высоко-слоистая облачность — относились высокослоистые облака, наблюдавшиеся как самостоятельно, так и с другими формами облаков.

Исследование характеристик ВСО проводилось не отдельно по формам облаков, а в их совокупности. Основанием для этого служит то обстоятельство, что слоистые и слоисто-кучевые облака достаточно близки между собой как по форме, так и по условиям образования. Облака этих форм в основном располагаются под слоями инверсии. Кроме того, в большинстве своем они образуются в пограничном слое (Матвеев, 1984).

Изучение характеристик ФСО проводилось, как правило, отдельно для теплого (апрель—сентябрь) и холодного (октябрь—март) полугодия, а ВСО — по сезонам и полугодиям.

Характеристика расслоенности внутримассовой слоистообразной облачности

Результаты анализа данных о расслоенности ВСО над рассматриваемыми районами Северо-Западного региона, представленные в табл. 1, наглядно свидетельствуют о том, что наибольшая повторяемость в течение года приходится на однослойную облачность. Так, для всех районов повторяемость однослойных слоистых (St) и слоисто-кучевых (Sc) облаков в течение года превышает 85 %.

Таблица 1

Повторяемость P (%) одно- и многослойной внутримассовой слоистообразной облачности

Сезон	Пункт	Число слоев				Число зондирований
		Один	Два	Три	Четыре	
Зима	Архангельск	85,7	13,5	0,4	0,4	281
	С.-Петербург	88,6	11,2	0,2	—	437
Весна	Архангельск	88,5	10,3	1,2	—	165
	С.-Петербург	88,2	11,8	—	—	203
Лето	Архангельск	86,7	12,0	1,3	—	158
	С.-Петербург	88,1	11,9	—	—	101
Осень	Архангельск	88,0	11,3	0,7	—	300
	С.-Петербург	89,0	10,4	0,3	0,3	373

Повторяемость двухслойной ВСО над рассматриваемыми районами, как правило, в течение года не превышает 10—13 %. Трех- и четырехслойные облака наблюдаются в единичных случаях (0,2—1,3 %).

Значительная повторяемость однослойных ВСО объясняется тем, что эти облака в большинстве случаев являются подынверсионными. Исследование распределения температуры вблизи границ слоистых (St) и слоисто-кучевых (Sc) облаков выявило наличие инверсий над облаками указанных форм в 77,8 % случаев в холодное и в 60,7 % случаев в теплое полугодие.

Приведенные в табл. 1 данные о расслоенности ВСО относятся к случаям, когда слоистые (St) и слоисто-кучевые (Sc) облака наблюдаются самостоятельно. Вместе с тем, известно, что слоистообразные облака нижнего яруса (St—Sc) могут встречаться и в сочетании с другими формами облаков, и в частности с облаками среднего яруса (Ac). Поэтому представляет интерес рассмотреть данные, характеризующие расслоенность ВСО, и в таких случаях. Результаты такого исследования приведены в табл. 2.

Из приведенных данных видно, что повторяемость двухслойной облачности несколько больше в северном районе (77,9—77,5 %), чем в северо-западном (71,1—72,3 %). От холодного полугодия к теплому повторяемость двухслойной облачности по районам практически не изменяется. Трехслойная облачность встречается значительно реже, причем чаще в северо-западном

Таблица 2

Повторяемость P (%) облаков St—Sc в сочетании с Ac

Пункт	Число слоев			Число зондирований
	Два	Три	Четыре и более	
Архангельск	<u>77,9</u>	<u>19,8</u>	<u>2,3</u>	<u>86</u>
	77,5	18,0	4,5	89
С.-Петербург	<u>71,1</u>	<u>28,9</u>	—	<u>114</u>
	72,3	23,9	3,8	159

Примечание. Данные в числителе относятся к холодному полугодю, в знаменателе — к теплому.

районе (28,9—23,9 %), чем в северном (19,8—18,0 %). В северо-западном районе трехслойная облачность чаще наблюдается в холодное полугодие (28,9 %), нежели в теплое (23,9 %). Повторяемость ВСО с четырьмя и более облачными слоями не превышает 4,5 %.

Анализ полученных данных указывает на то, что для получения положительного эффекта при воздействии на ВСО, наблюдающихся в сочетании с высококучевыми облаками (Ac), требуется привлечение гораздо больших сил и средств, чем в случае однослойных облаков. Это связано с тем, что в этом случае возникает необходимость в обработке реагентами, как правило, двух (а иногда и трех) облачных слоев.

Выбор химических реагентов и методик воздействия на ВСО должен осуществляться с учетом данных о расслоенности и водности облачных систем над выбранными районами.

Характеристика расслоенности фронтальной облачности

Данные, характеризующие повторяемость одно- и многослойной фронтальной облачности с осадками и без осадков по полугодиям и за год в целом, представлены в табл. 3.

В рассматриваемых районах при выпадении осадков из фронтальных слоистообразных облаков облачность, как правило, бывает однослойной. Повторяемость таких облаков в холодное полугодие над северо-западными районами России составляет 51,8 %, над северными районами — 56,3 % (в течение года 48,4 и 53,5 % соответственно). Повторяемость двухслойных ФСО с осадками изменяется в зависимости от района в холодное полугодие от 32,2 до 35,0 %. В теплое полугодие в случае ФСО с осадками для северо-западных районов России почти равновероятно наличие одно- и двухслойной облачности (40,1 и 39,6 %). Для северных районов России это соотношение несколько смещается в сторону однослойной ФСО (45,1 и 33,5 %).

Равновероятное наличие одно- и двухслойной ФСО без осадков характерно почти для всех рассматриваемых районов в течение всего года (42,5 и 39,7 % для северо-западных районов Рос-

Таблица 3

**Повторяемость P (%) одно- и многослойной фронтальной
слоистообразной облачности**

Период	Пункт	Число слоев					Число зондирований
		Один	Два	Три	Четыре	Пять	
Холодное полугодие	Архангельск	<u>56,3</u>	<u>35,0</u>	<u>7,7</u>	<u>0,8</u>	<u>0,2</u>	<u>517</u>
		41,1	40,1	15,0	3,5	0,3	314
	С.-Петербург	<u>51,8</u>	<u>32,2</u>	<u>13,7</u>	<u>2,3</u>	—	<u>488</u>
		38,9	41,8	17,5	1,8	—	378
Теплое полугодие	Архангельск	<u>45,1</u>	<u>33,5</u>	<u>19,1</u>	<u>1,7</u>	<u>0,6</u>	<u>173</u>
		41,9	38,5	17,0	2,6	—	270
	С.-Петербург	<u>40,1</u>	<u>39,6</u>	<u>15,5</u>	<u>3,4</u>	<u>1,4</u>	<u>207</u>
		48,2	36,3	13,1	2,0	0,4	245
Год	Архангельск	<u>53,5</u>	<u>34,6</u>	<u>10,6</u>	<u>1,0</u>	<u>0,3</u>	<u>690</u>
		41,4	39,4	15,9	3,1	0,2	584
	С.-Петербург	<u>48,4</u>	<u>34,4</u>	<u>14,3</u>	<u>2,6</u>	<u>0,3</u>	<u>695</u>
		42,5	39,7	15,7	1,9	0,2	623

Примечание. Данные в числителе относятся к ФСО с осадками, в знаменателе — к ФСО без осадков.

сии и 41,4 и 39,4 % для северных районов). В теплое полугодие повторяемость однослойной ФСО без осадков увеличивается над северо-западными районами России до 48,2 %.

ФСО с числом слоев более трех наблюдаются редко. Повторяемость таких ФСО с осадками составляет в холодное полугодие от 1,0 до 2,3 %, в теплое — от 2,3 до 4,8 % (в зависимости от района), повторяемость ФСО без осадков — от 1,8 до 3,8 и от 2,4 до 2,6 % соответственно.

Характеристика водности различных форм облачности

Водность является важнейшей микрофизической характеристикой облачности. Распределение водности по высоте дает представление о запасе капельно-жидкой влаги в разных слоях атмо-

сферы при наличии облаков различных форм и позволяет оценивать вероятное количество осадков и расход реагентов при АВ. Водность облаков исследовалась в ряде работ над территорией СССР (Дубровина, 1967), в Арктике (Воскресенский, 1962), по высоте независимо от форм облачности (Минервин, 1961). Экспериментальные данные о водности облаков над Северо-Западным регионом обобщены в обзоре М. А. Васищевой и Г. Г. Щукина (Васищева, Щукин, 1976).

Для характеристики водности облаков различных форм целесообразно использовать осредненные значения водности для Северо-Западного региона (табл. 4).

Таблица 4

Средние годовые и сезонные значения водности облаков (г/м^3)
(Васищева, Щукин, 1976)

Район	Форма облаков						
	St	Sc	Ns	Ns—As	As	Ac	St fr.
	<i>Среднегодовое</i>						
Северо-западный	0,19	0,16	0,19	—	0,13	0,10	0,14
Северный	0,27	0,22	0,24	0,21	0,18	0,18	0,24
	<i>Зима</i>						
Северо-западный	0,19	0,11	0,13	—	0,07	0,07	0,07
Северный	0,21	0,19	0,19	0,12	0,16	0,13	0,21
	<i>Весна</i>						
Северо-западный	0,17	0,15	0,17	—	0,10	0,09	0,12
Северный	0,30	0,20	0,19	0,17	0,18	0,15	0,22
	<i>Лето</i>						
Северо-западный	0,24	0,18	0,32	—	0,16	0,14	0,17
Северный	0,33	0,25	0,36	0,27	0,18	0,19	0,24
	<i>Осень</i>						
Северо-западный	0,18	0,19	0,19	—	0,12	0,10	0,16
Северный	0,30	0,23	0,25	0,27	0,20	0,20	0,26

Как видно из табл. 4, максимум водности в северо-западном и северном районах наблюдается летом и осенью, минимум — зимой и весной. Водность облаков всех форм в северном районе выше, чем в северо-западном районе. Согласно теоретическим исследованиям (Матвеев, 1961 и др.), это объясняется образованием и развитием слоистообразных облаков, которое определяется многими физическими процессами: испарением, переносом водяного пара, конденсацией, турбулентностью, радиационными процессами, изменением теплосодержания воздуха и др. Особенности распределения водности в облаках в разные сезоны года зависят также от ряда географических факторов, таких как циркуляция атмосферы, интенсивность циклогенеза и др.

Наименьшую водность имеют высокослоистые и высококучевые облака, что объясняется более низкой температурой на высоте их образования. Особенностью распределения водности слоисто-дождевых облаков (Ns) по сезонам являются равные или более низкие ее значения зимой, весной и осенью по сравнению со слоистыми облаками и, наоборот, более высокие значения в летний период в обоих регионах.

Годовая амплитуда водности для всех типов облаков в регионе несущественна; исключение составляют Ns. В северо-западном районе годовая амплитуда равна $0,13 \text{ г/м}^3$, в северном районе — $0,12 \text{ г/м}^3$. Амплитуда годовых колебаний водности облаков среднего яруса меньше, что объясняется более сглаженным температурным режимом в свободной атмосфере.

Сравнение данных табл. 3 и 4 показывает, что зимой, весной и осенью осадки выпадают из облаков нижнего яруса практически при одной и той же их водности. В летний период водность облаков нижнего яруса с осадками почти в два раза выше, чем в другие сезоны, что объясняется температурными условиями в этот период года.

В среднем за год осадки выпадают преимущественно из однослойных облаков с водностью $0,19 \text{ г/м}^3$ в северо-западном районе (48,4 %) и с водностью $0,24 \text{ г/м}^3$ в северном районе (53,5 %). Повторяемость выпадения осадков из двухслойных облаков составляет 34,4 и 34,6 % соответственно, из трехслойных — 14,3 и 10,6 %, из состоящих из четырех и более слоев — менее 2,6 % (см. табл. 4).

Для АВ твердой углекислотой на слоистые и слоисто-дождевые облака необходимо знать высоту их верхней границы, водность, температуру и другие параметры. Анализ водности по данным табл. 4 показывает, что в северо-западном и северном районах воздействие с целью искусственного регулирования осадков возможно во все сезоны года, в том числе и в зимний период для предотвращения (изменения интенсивности) снегопадов, так как облака являются преимущественно жидкокапельными.

Ниже приведены примеры изменения структуры облачности во время работы по АВ в Ленинградской области.

Образование расслоенности облачности при проведении работ по АВ по данным МРЛ-5

При проведении работ по воздействиям 30—31 мая 2003 г. и 15—17 июля 2006 г. в Санкт-Петербурге наблюдалось приближение к городу мощной однослойной слоисто-дождевой облачности. Синоптические процессы и методика проведения работ по АВ опубликованы в Трудах Филиала ГГО НИЦ ДЗА (Щукин и др., 2004; Гальперин и др., 2009). Работы проводились с использованием автоматизированного МРЛ-5, расположенного в поселке Воейково. В работах принимали участие от 10 до 12 самолетов (Ан-12, Ил-18), находящихся на разной высоте — от 3000 до 6000 м. Характерные вертикальные разрезы облачности (до и после воздействий) представлены на рис.1—8 по данным вертикальных разрезов облаков с помощью МРЛ-5.

В день празднования 300-летнего юбилея Санкт-Петербурга, 30 мая 2003 г., к юго-западу от города на удалении 60—70 км наблюдалась однослойная слоисто-дождевая облачность с осадками, верхняя граница которой в 12:34 (GMT) располагалась на высоте около 6200 м (рис. 1 а). В результате засева облачности твердой углекислотой и жидким азотом высота ее верхней границы уменьшилась к 12:57 с 6200 до 2000 м без расслоения (рис. 1 б).

Аналогичный процесс наблюдался 31 мая 2003 г. После засева в 15:48 натекающей на город облачности с высотой верхней границы около 6000 м (рис. 2 а) верхняя граница понизилась к 16:03 до 2000 м, осадки прекратились (рис. 2 б).

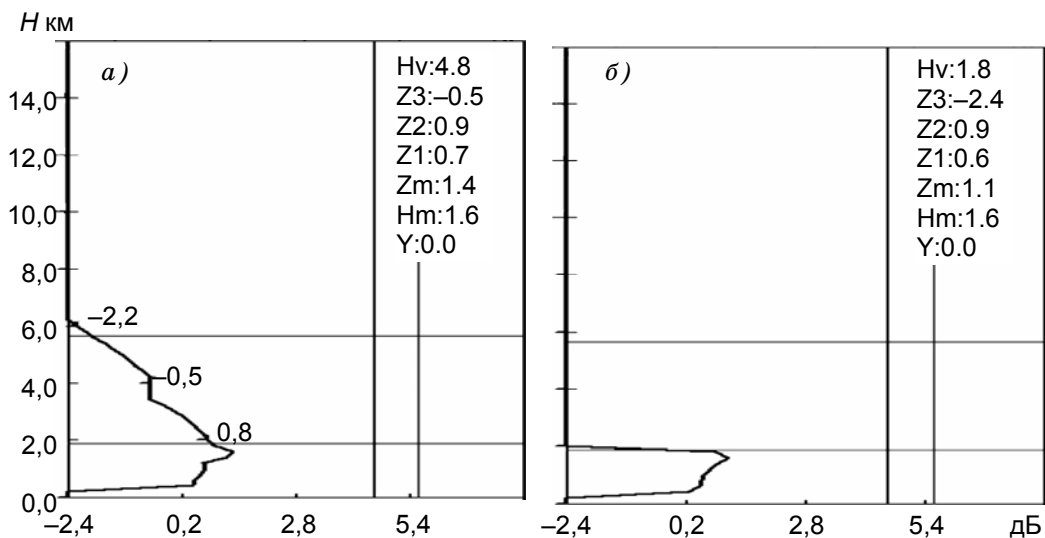


Рис. 1. Вертикальный разрез облачности по данным за 30 мая 2003 г.
 а) 12:34 GMT, б) 12:53 GMT.

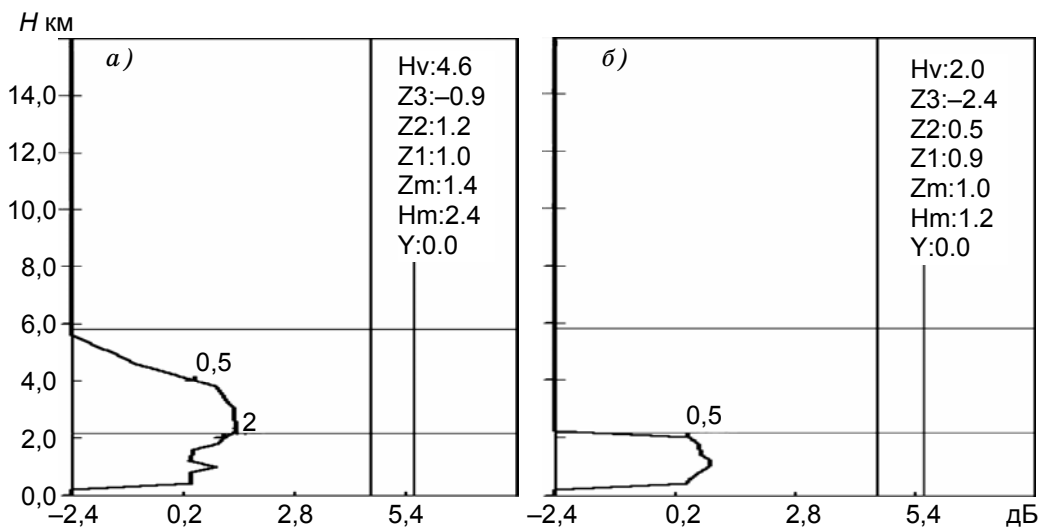


Рис. 2. Вертикальный разрез облачности по данным за 31 мая 2003 г.
 а) 15:48 GMT, б) 16:03 GMT.

Расслоение слоисто-дождевой облачности при работах по АВ наблюдалось 15 и 17 июля 2006 г. при метеозащите Санкт-Петербурга во время проведения саммита Большой восьмерки. 15 июля 2006 г. к городу с юго-запада приближалась однослойная облачность с осадками; высота ее верхней границы составляла 5800—5900 м (рис. 3 а). Засев облачности реагентами начался в 4:50 GMT на удалении от города 50—60 км. В 5:10 по данным МРЛ-5 наблюдалась двухслойная облачность с прослойкой на высоте около 3000 м (рис. 3 б). Верхняя граница облачности понизилась до 5000 м; одновременно уменьшилась высота и нижней границы. Осадки прекратились и в дальнейшем не возобновлялись, к 8:00—8:30 GMT облачность полностью рассеялась.

Работы по предотвращению осадков 17 июля 2006 г. начались в 4:20 GMT. Засеву подвергалась слоисто-дождевая облачность с интенсивностью осадков более 1 мм/ч. Высота верхней границы облачности составляла около 6000 м (рис. 4 а). Осадки прекратились в 4:40 GMT. Вертикальный разрез облачности (рис. 4 б) показал, что облачность расслоилась, прослойка образовалась на высоте 4400—4500 м.

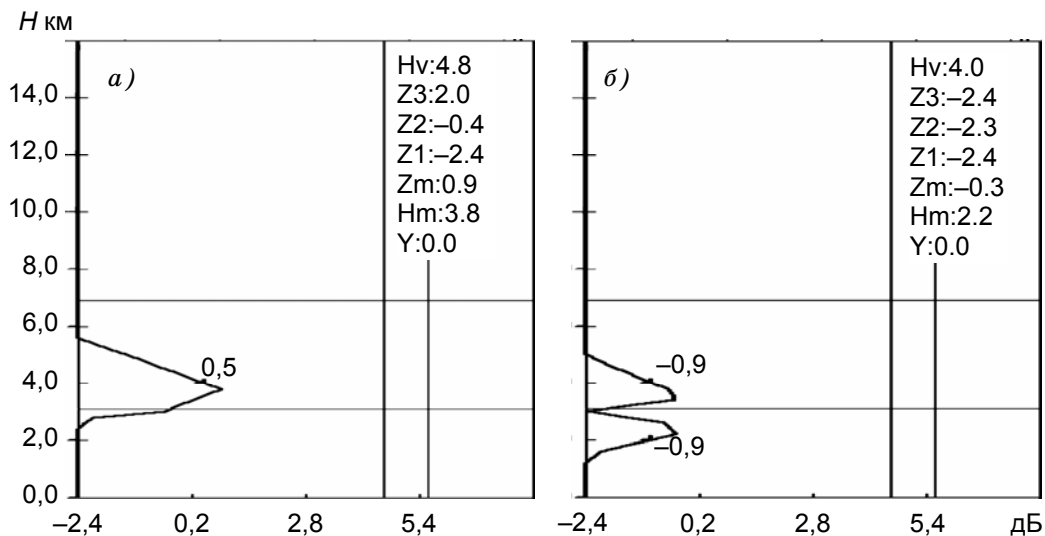


Рис. 3. Вертикальный разрез облачности по данным за 15 июля 2006 г. а) 4:50 GMT, б) 5:10 GMT.

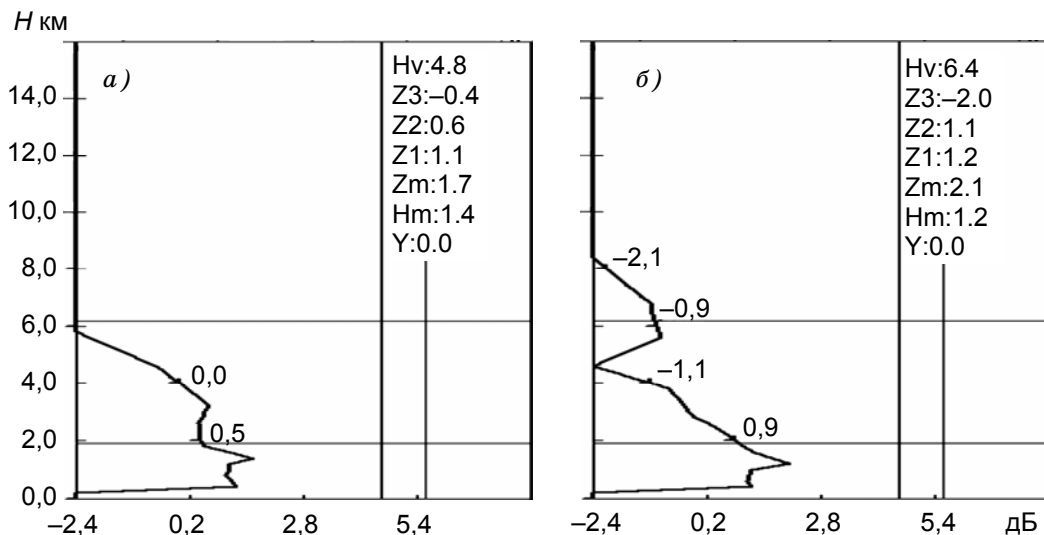


Рис. 4. Вертикальный разрез облачности по данным за 17 июля 2006 г.
а) 4:20 GMT, б) 4:40 GMT.

Зона отсутствия осадков отчетливо прослеживалась посреди облачного массива, окруженная зоной осадков. За время засева произошло натекание более мощной облачности с высотой верхней границы до 8200—8300 м. В связи с увеличением мощности фронтальной облачности возникла необходимость в дополнительных самолетах и большем расходе реагентов для предотвращения выпадения осадков.

Вертикальный разрез облачности в 4:50 GMT по данным МРЛ-5 (рис. 5) после проведения АВ показал, что верхняя граница понизилась, а в облачности образовались три слоя. В 4:50 верхняя граница определялась на высоте около 5800 м, прослойки облачности наблюдались на высотах 4000—5000 и 2500 м, зона отсутствия осадков увеличилась.

Представляет интерес для сравнения рассмотреть поведение конвективных облаков при засеве реагентами. Такие случаи наблюдались при метеозащите 16 июля 2006 г. и 13 августа 2009 г. (рис. 6—8). 16 июля после прохождения вторичного холодного фронта во второй половине дня интенсивно развивалась конвек-

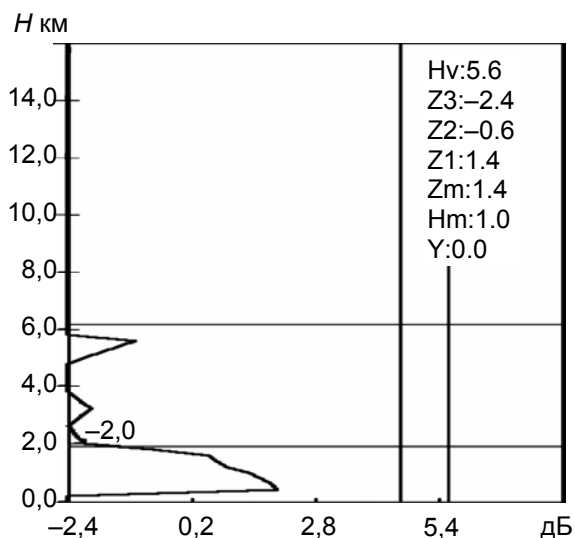


Рис. 5. Вертикальный разрез облачности по данным за 17 июля 2006 г. в 4:50 GMT.

тивная облачность с ливневыми осадками. На рис. 6 а представлен вертикальный разрез конвективной ячейки с вершиной на высоте 6100—6200 м. В результате засева облака грубодисперсным порошком в 12:59 GMT произошло практически разрушение облака, верхняя граница снизилась к 13:30 до 2100 м, осадки прекратились (рис. 6 б).

Характерный случай по расслоению конвективных облаков наблюдался 13 августа 2009 г. (рис. 7, 8). На рис. 7 а представлен вертикальный разрез конвективного облака мощностью более 10 000 м по данным за 3:56 GMT. После засева реагентами к 4:35 GMT интенсивность конвекции заметно изменилась (рис. 7 б), облако расслоилось на две части, высота верхней границы не изменилась, нижняя граница стала определяться радиолокатором на высоте 1000 м, осадки прекратились.

Засев реагентами очередного конвективного облака производился в 7:25 GMT (рис. 8 а). После засева облако стало диссипировать, разделилось на две части (рис. 8 б). По данным за 7:49 высота верхней границы нижней части облака составила около 4000 м;

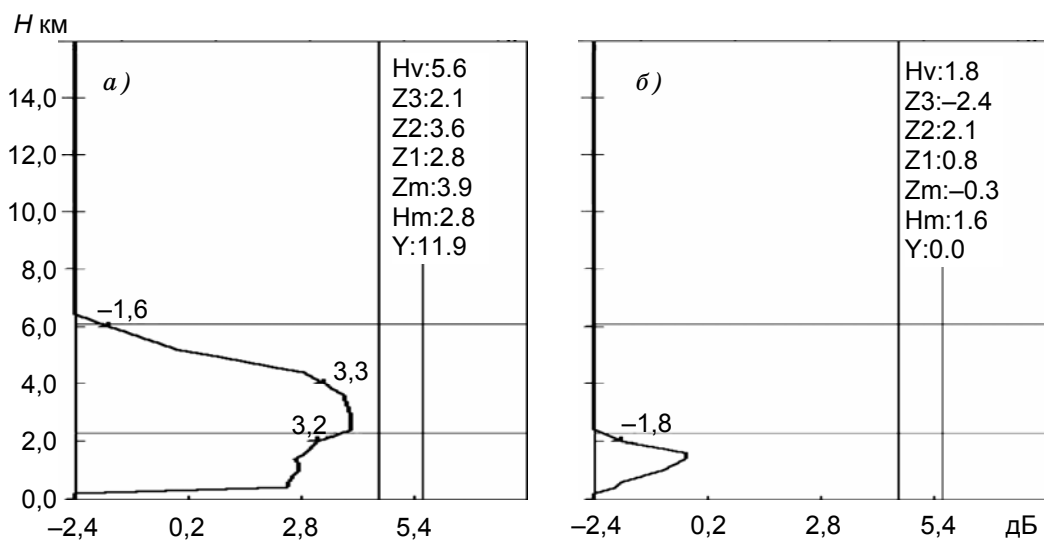


Рис. 6. Вертикальный разрез облачности по данным за 16 июля 2006 г.
a) 12:59 GMT, *б)* 13:30 GMT.

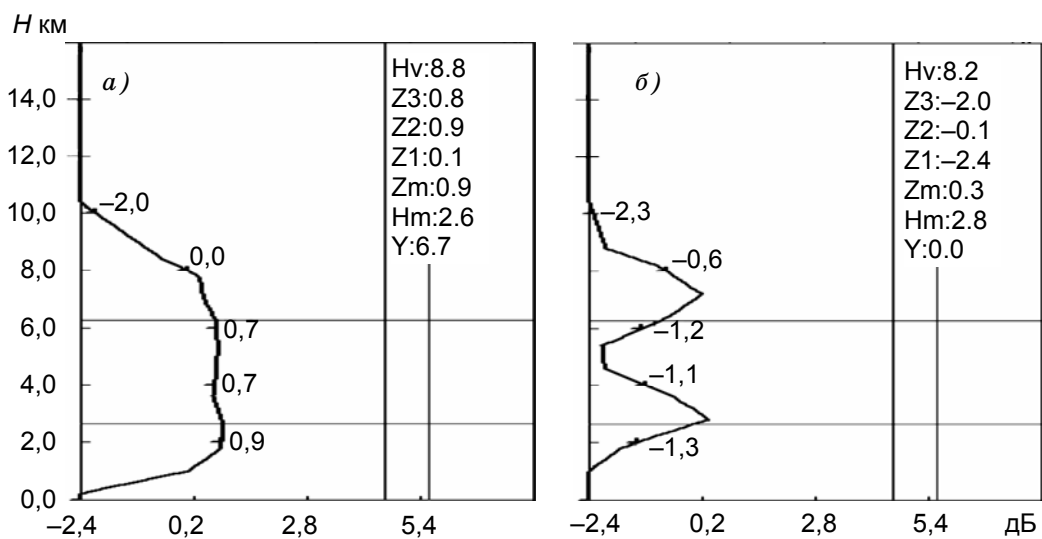


Рис. 7. Вертикальный разрез облачности по данным за 13 августа 2009 г.
a) 3:56 GMT, *б)* 4:35 GMT.

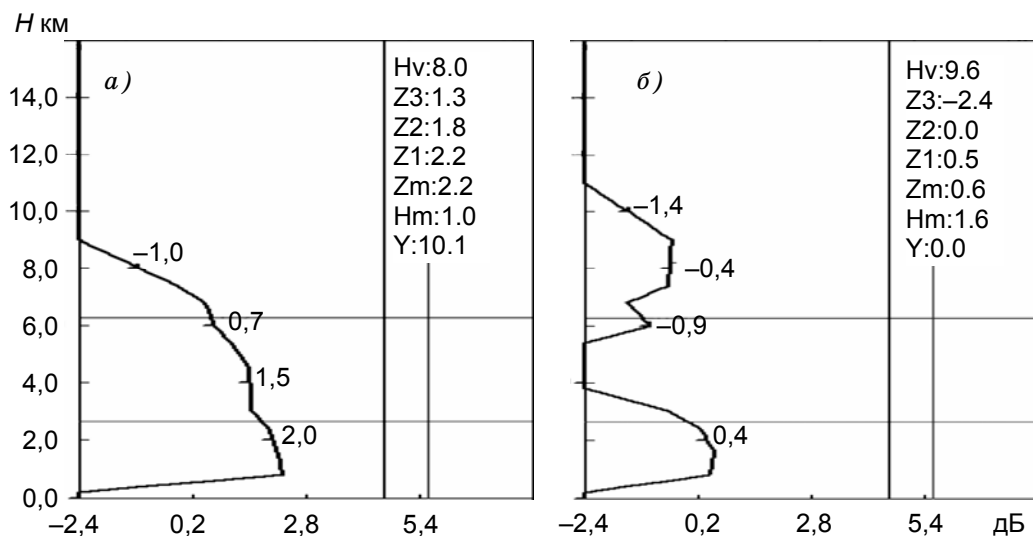


Рис. 8. Вертикальный разрез облачности по данным за 13 августа 2009 г.
a) 7:25 GMT, *б)* 7:49 GMT.

высота нижней и верхней границы верхней части облака составила 5500 и 11 000 м соответственно. Процесс образования осадков в облаке в результате засева был остановлен, осадки прекратились.

Из приведенных случаев засева конвективной облачности видно, что при засеве происходит или резкое уменьшение высоты верхней границы облачности, или ее расслоение. В отдельных случаях происходит повышение верхней границы (см. рис. 8 б).

Анализ результатов

Внутримассовая слоистообразная облачность в Северо-Западном регионе чаще всего бывает однослойной (более 85 % случаев). Это объясняется температурными условиями в атмосфере: устойчивой стратификацией и образованием инверсий. Двух- и трехслойная облачность наблюдается в сочетании со слоистой, слоисто-дождевой и высококучевой. Повторяемость двухслойной облачности выше как в холодное (~ 77 %), так и в теплое (~ 71 %) полугодие. Среднегодовая водность облаков ниж-

него яруса практически одинакова в северо-западном и северном районах. Наибольшие значения водности наблюдаются в слоистых облаках зимой, весной и осенью (0,17—0,33 г/м³), а в летний период наиболее велика водность слоисто-дождевых облаков (0,32—0,36 г/м³).

Для искусственного рассеяния многослойной облачности может потребоваться значительный расход реагентов и средств их доставки в облака.

Фронтальная слоистообразная облачность с осадками чаще бывает однослойной в холодное полугодие (52—56 %), а в теплое полугодие ее повторяемость составляет 40—45 %. Двухслойная облачность с осадками чаще наблюдается в теплое полугодие (33—39 %); в холодное полугодие ее повторяемость 32—35 %. Трех- и четырехслойная облачность с осадками также преимущественно отмечается в теплое полугодие (15—19 %); в холодное полугодие ее повторяемость находится в пределах 7—14 %.

Повторяемость одно- и двухслойной фронтальной облачности без осадков одинакова в рассматриваемых районах и составляет примерно 39—42 %. Повторяемость одно- и трехслойной фронтальной слоистообразной облачности в течение всего года составляет 97,1—98,7 %, без осадков — соответственно 96,7—97,9 %. ФСО с четырьмя слоями и более встречается крайне редко.

При проведении метеозащиты Санкт-Петербурга с целью предотвращения выпадения осадков наблюдалась мощная однослойная фронтальная облачность. В результате засева облачности реагентами произошли диссипация облачности, прекращение осадков, значительное понижение верхней границы облаков, расслоение облачности. При искусственных воздействиях на фронтальную облачность 30 и 31 мая 2003 г. высота верхней границы уменьшилась от 6000 до 2000 м, расслоения облачности не наблюдалось.

Рассеивание фронтальной слоисто-дождевой облачности при АВ происходило 15 и 17 июля 2006 г. 15 июля в результате воздействия осадки прекратились, облачность разделилась на два слоя. 17 июля в результате воздействия образовались три слоя, выпадение осадков прекратилось в центре зоны воздействия, но трехслойность облачности сохранилась.

Изменения в структуре конвективной облачности при воздействии на нее реагентами практически аналогичны изменениям в структуре слоисто-дождевой облачности. В одном случае, 16 июля 2006 г., произошла диссипация облачности и понижение верхней границы с 6000 до 2000 м, в другом случае, 13 августа 2009 г., облачность разделилась на два слоя. В обоих примерах воздействия на конвективное облако наблюдалось прекращение осадков.

Водность слоистообразной облачности с осадками в зимний период значительно меньше, чем в другие сезоны, что является благоприятным фактором для предотвращения зимних осадков.

Заключение

Полученные сведения о расслоенности внутримассовой и фронтальной облачности и о водности указывают на то, что над Северо-Западным регионом России ВСО является в подавляющем большинстве случаев в течение года однослойной. Для ФСО с осадками и без осадков, напротив, характерна расслоенность. Данные о расслоенности облачных систем позволяют сделать заключение о том, что воздействие на ВСО с целью как вызывания осадков, так и рассеивания облачного покрова в силу преобладания однослойной облачности может осуществляться одним самолетом. Засев ФСО почти в половине случаев должен производиться с использованием двух и более самолетов, так как возникает необходимость засева каждого слоя при использовании таких реагентов, как йодистое серебро, твердая углекислота и др.

Признаками искусственных воздействий на облачность может быть резкое уменьшение высоты верхней границы облачности, появление расслоенности, образование обширной зоны отсутствия осадков в массиве фронтальной облачности с осадками.

Знание структуры облачных слоев и их водности позволяет спланировать и с большой вероятностью получить положительный результат в работах по АВ, выбрать технологии воздействия, провести расчет расхода реагента и осуществлять контроль за результатами засева облачности реагентами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). — Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.

Баранов А. М. (1983). Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеиздат. 231 с.

Васищева М. А., Щукин Г. Г. (1976). Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы // Обзор ВНИИГМИ—МЦД. Сер. Метеорология. — Обнинск. 94 с.

Волкова В. И. (1978). Вероятность сохранения состояний облачности через различные интервалы времени над отдельными районами Советского Союза // Труды ВНИИГМИ—МЦД. Вып. 49. С. 20—24.

Воскресенский А. И. (1962). Водность облаков Арктики // Труды ААНИИ. Т. 239. С. 11—38.

Гальперин С. М., Козлов В. Н., Степаненко В. Д., Щукин Г. Г. (2009). Активные воздействия на облачные системы с целью регулирования осадков и молниевой активности // Труды ГГО. Вып. 560. С. 189—212.

Джураев А. Д., Курбаткин В. П., Ушинцев В. Ф. (1977). Облачные ресурсы и возможности увеличения осадков в Средней Азии // Труды САРНИГМИ. Вып. 46 (27). 55 с.

Дубровина Л. С. (1967). Некоторые характеристики водности облаков над территорией СССР // Труды НИИАК. Вып. 44. С. 39—54.

Дубровина Л. С. (1982). Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеиздат. 216 с.

Зайцев В. А., Ледохович А. А. (1970). Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. — Л.: Гидрометеиздат. 255 с.

Леонов М. П., Перелет Г. И. (1967). Активные воздействия на облака в холодное полугодие. — Л.: Гидрометеиздат. 152 с.

Матвеев Л. Т. (1961). Условия образования и эволюции облаков // В сб.: Исследования облаков, осадков и грозового электричества. Доклады на VI Межведомственной конференции. — М., с. 161—176.

Матвеев Л. Т. (1984). Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 751 с.

Минервин В. Е. (1961). Сезонные изменения водности облаков // Труды ЦАО. Вып. 36. С. 62—80.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Ч. IV. — М.: Гидрометеиздат, 1958. 152 с.

Облака и облачная атмосфера. Справочник. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. 647 с.

Половина И. П. (1971). Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм. — Л.: Гидрометеиздат. 215 с.

Половина И. П. (1980). Рассеяние переохлажденных слоистообразных облаков и туманов. — Л.: Гидрометеиздат. 213 с.

Сонечкин Д. М., Хандурова И. С. (1969). Результаты исследования пространственной изменчивости облачности над Европейской частью СССР // Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 50. С. 37—46.

Упорова Л. П. (1976). Непрерывная продолжительность общей облачности над территорией СССР // Труды ВНИИГМИ—МЦД. Вып. 25. С. 91—96.

Щукин Г. Г., Козлов В. Н., Степаненко В. Д., Гальперин С. М., Стасенко В. Н. (2004). Активные воздействия на облачные системы с целью обеспечения благоприятных погодных условий в период празднования 300-летия Санкт-Петербурга 30—31 мая 2003 г. — Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО). Вып. 5 (553). С. 143—168.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ГРОЗОПЕЛЕНГАЦИОННОЙ СЕТИ

А. В. Снегуров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
info@alwes.ru

Поступила в редакцию 24.03.2010
Поступила после доработки 20.08.2010

Основная цель построения грозопеленгационной сети (ГПС) состоит в получении оперативной (в реальном времени) информации о местоположении молниевых разрядов (МР) и их параметрах (амплитуда поля, полярность, длительность переднего фронта и первой полуволны сигнала, частота разрядов и т. д.). Такая информация позволяет строить карты гроз для различных территорий, определять электрическое состояние конвективных облаков, совместно с метеорологическими радиолокаторами (МРЛ) обеспечивать различные службы информацией об опасных метеорологических явлениях.

Развитие вычислительной техники и появление доступных каналов передачи данных способствовало построению ГПС, результаты наблюдений на которой размещаются в Интернете, например на сайте (<http://wwlln.net/>) «Toga» WWLLN, на сайте (<http://www.euclid.org/realtime.html>) «Euclid» и на сайте (www.Alwes.ru) «Алвес» (рис. 1).

Северо-Западный куст ГПС «Алвес» построен одноименной компанией в 2004—2006 гг. Пункты регистрации молниевых разрядов установлены на метеостанциях Ленинградской, Псковской, Новгородской области и в г. Кировске Мурманской области (Снегуров, 2005; Снегуров и др., 2007, 2009). В мае 2009 г. развернут Северо-Кавказский куст ГПС в Ростовской области, Краснодарском и Ставропольском крае. В июне 2009 г. пункт регистрации МР установлен в Республике Беларусь. В настоящее время ГПС «Алвес» состоит из 10 пунктов регистрации МР (см. рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения пунктов регистрации МР ГПС «Алвес».

Структурная схема ГПС представлена на рис. 2. В состав пункта регистрации входит сертифицированный аппаратно-программный комплекс «Индикатор грозовой опасности версии Alwes 7.04» (далее *индикатор*), включающий блок антенн, аналого-цифровые блоки обработки сигналов в СДВ диапазоне, GPS приемник и модем.

Основные тактико-технические показатели *индикатора* и автоматизированного рабочего места (АРМ) представлены в работе Снегурова и др. (2009).

Индикаторы ГПС через Интернет подключены к *серверу* АРМ. Это позволяет в реальном времени передавать данные регистрации с *индикаторов* на *сервер*, а *сервер* через заданные интервалы времени проводит контроль рабочих параметров *индикаторов*. Таким образом, ведется мониторинг грозовой обстановки внутри

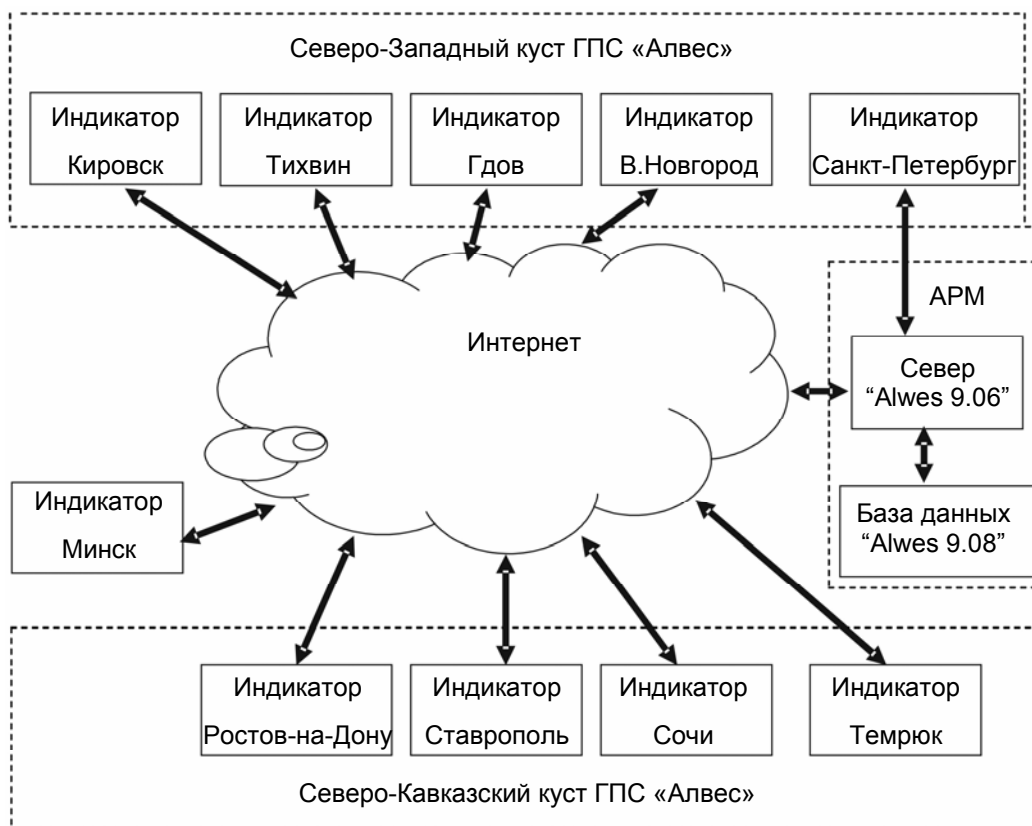


Рис. 2. Структурная схема ГПС «Алвес».

каждого куста, а также на территории европейской части России и Западной Европы до Франции и Италии. За пределами Северо-Западного и Северо-Кавказского кустов ГПС вероятность обнаружения МР заметно снижается и на удалении более 1000 км составляет менее 20 %.

В ГПС используется разностно-дальномерный метод определения координат источников излучения в сверхдлинноволновом (СДВ) диапазоне. Его преимущество по сравнению с другими методами состоит в том, что внутри сети погрешность измерения координат МР минимальна и зависит от погрешности выделения характерной точки на форме сигнала электромагнитного излучения (ЭМИ) МР. Экспериментальные исследования (Снегуров,

2010) показали, что погрешность выделения характерной точки не превышает 2 мкс. С учетом этой погрешности проведены расчеты ошибок определения координат МР для Северо-Западного куста (Санкт-Петербург (СПб), В. Новгород (Н), Гдов (Г), Тихвин (Т)) и Северо-Кавказского куста (Ростов-на-Дону (Р), Ставрополь (Ст), Сочи (С) Темрюк (Т)) (рис. 3, 4).

В случае Северо-Западного куста (см. рис. 3) погрешность в 1 км обеспечивается на 94 % площади внутри сети, в случае Северо-Кавказского куста (см. рис. 4) — на 93 % площади. Погрешность 2 км внутри сети обеспечивается на площади 6 и 7 % соответственно. За пределами сети (четырёхугольника) погрешность определения координат МР возрастает до 3 км и более.

По оценке разработчиков ГПС «Тога» погрешность измерения координат МР оценивается в 15 км (<http://wwlln.net/>). Это обусловлено низкой частотой оцифровки сигналов (48 кГц) и как следствие большой погрешностью привязки к секундной метке GPS приемника и расстоянием между ближайшими пунктами 2,5—3 тыс. км (северная часть Финляндии, Венгрия и Израиль). Для снижения погрешности привязки к секундной метке GPS требуется расчет амплитудных и фазовых спектров ЭМИ МР, определение производной фазы по частоте и знание групповой скорости вблизи амплитудного максимума. Последнее влечет учет трассы распространения — проводимости Земли и ионосферы и высоты последней.

Сравним расстояния и пеленги, измеренные двумя сетями. Для этого воспользуемся координатами МР и временем их регистрации с точностью до 1 мкс из kml-файлов сети «Тога», опубликованных до 23 июля 2009 г. на сайте [//http://wwlln.net//](http://wwlln.net/) и Северо-Западного куста ГПС «Алвес». Расстояние между пунктами куста ГПС «Алвес» не превышает 330 км, а погрешность измерений координат (внутри сети) 1—2 км (см. рис. 3 и 4).

Результаты сравнения показали, что среднее квадратическое отклонение (СКО) разностей расстояний составляет 17,3 км при среднем значении 3,4 км и близко к погрешности измерения расстояния ГПС «Тога», приведенной выше. Средние значения пеленгов расходятся на $0,6^\circ$ при $\text{СКО} = 3,5^\circ$.

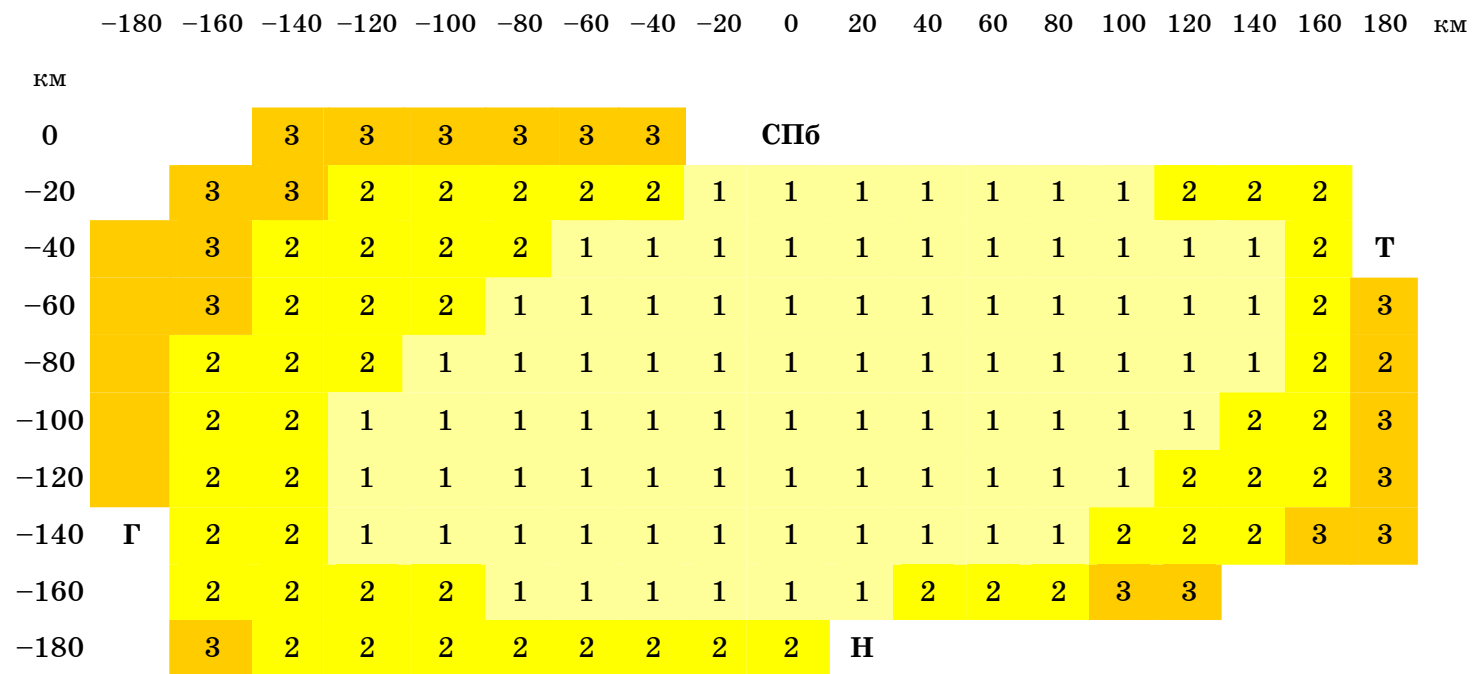


Рис. 3. Погрешность (км) измерения координат МР внутри сети Северо-Западного куста.

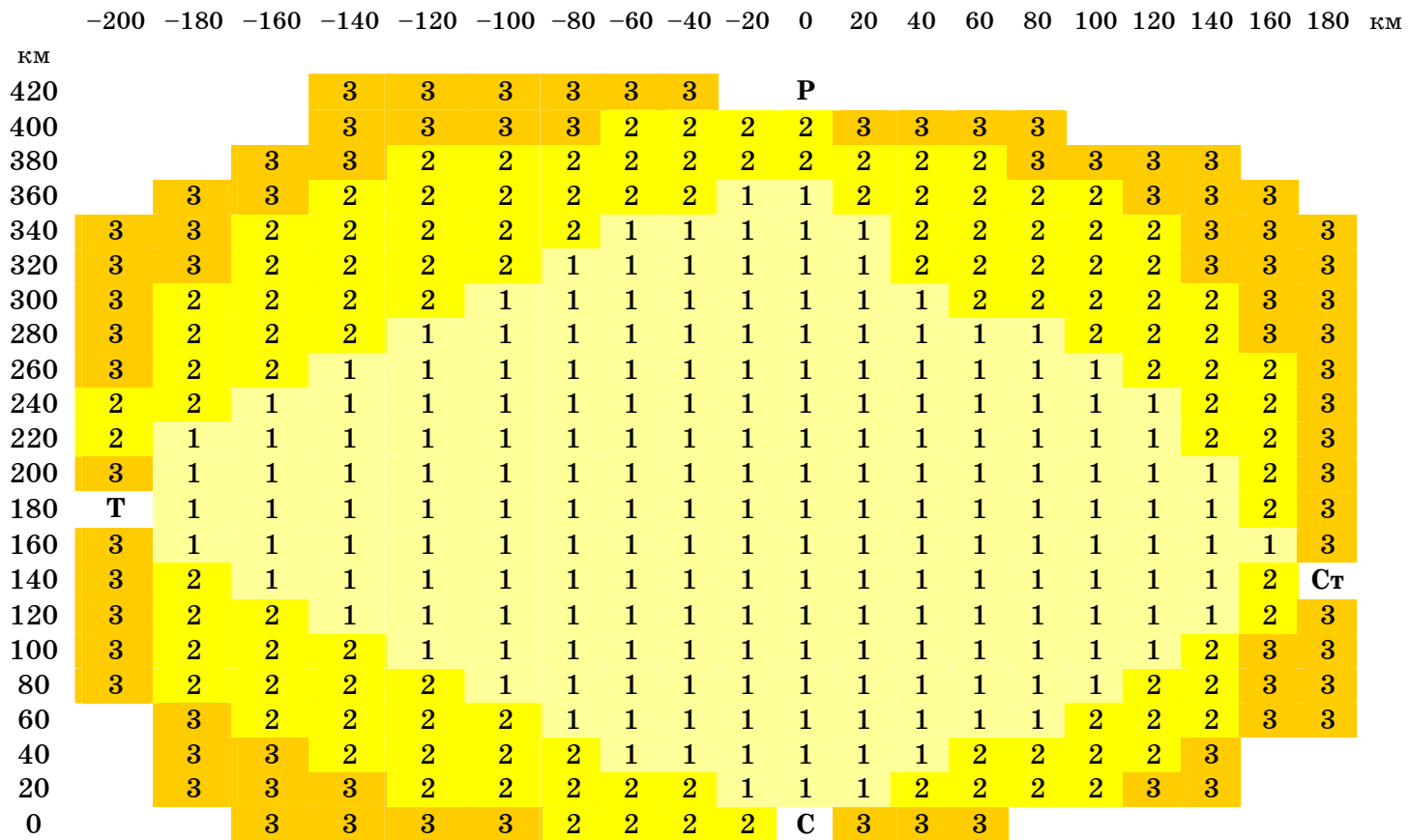


Рис. 4. Погрешность (км) измерения координат МР внутри сети Северо-Кавказского куста.

Для разработки методов контроля электрического (грозового) состояния конвективных облаков и сверхкраткосрочного прогноза опасных метеорологических явлений представляют интерес данные совместных наблюдений метеорологическим радиолокатором и ГПС. Результаты первого отечественного опыта автоматизированной обработки данных, полученных с использованием современных технологий радиолокационных и грозопеленгационных наблюдений, приведены в работе Снегурова (2005). В исследованиях электрического состояния конвективных облаков использовались данные метеорологического радиолокатора МРЛ-5, размещенного в п. Воейково Ленинградской области, пассивного однопунктового грозопеленгатора-дальномера (ОГПД) и ГПС, развернутой в 2004—2006 гг. на Северо-Западе ([/www.alwes.ru/](http://www.alwes.ru/)). В результате совместного эксперимента были подтверждены результаты опытов 60-х годов для ОГПД (Гальперин 1964; Степаненко и др., 1983). Показано, что применение ОГПД позволяет повысить вероятность распознавания гроз МРЛ-5 на 10—15 %. Использование высокоточной многопунктовой ГПС «Алвес» повышает эффективность распознавания гроз МРЛ на 25—30 % (Снегуров, 2005; Снегуров, Снегуров, 2007; Снегуров и др., 2006, 2007а).

В первых опытах использовались данные МРЛ о метеоявлениях по ячейкам 30×30 км. В 2009 г. для анализа использовались данные по ячейкам размером 4×4 км. В методику обработки данных эксперимента и в программное обеспечение были внесены изменения. В результате методика измерений и обработки данных свелась к следующему.

Для определения метеоявления и соответствующего ему порядкового номера градации цветности, характерной для данной ячейки, использовались результаты радиолокационных наблюдений МРЛ аэропорта Пулково. Данные МРЛ в кодах BUFR транслировались через Интернет на сервер ГПС и далее на вычислитель. После дешифровки, программно на данные о метеоявлениях по ячейкам 4×4 км накладывались данные ГПС о координатах грозовых разрядов.

Оценка эффективности распознавания гроз МРЛ по отношению к ГПС осуществлялась автоматически программным блоком в *вычислителе* ГПС. Программа рассматривала варианты следующих значений критерия грозоопасности Y (в кодах BUFR ему соответствует порядковый номер и градация цветности, характеризующая метеоявление) в ячейках 4×4 км:

$Y = 9$ и ГПС не отметила грозовые разряды — ячейка не вошла в статистику (МРЛ и ГПС дают правильные показания);

$1 \leq Y = 9$ и число разрядов по данным ГПС равно единице — данные отбрасывались как ненадежные (их учет ухудшает статистику МРЛ);

$0 \leq Y \leq 6$ и сеть дает более одного разряда в ней — считалось ложной тревогой сети;

$7 \leq Y \leq 9$ и сеть дает более одного разряда — считалось пропуском МРЛ;

$Y \geq 10$ и сеть дает один и более разрядов — МРЛ верно обнаружил грозу; в противном случае МРЛ дал ложную тревогу.

Известно, что протяженность горизонтальной части канала молнии составляет в среднем около 8 км, а в многоячеистых конвективных облаках она может достигать 20—25 км (Степаненко и др., 1983; Стасенко, 2004). В настоящем эксперименте при обработке исходной информации считалось, что если МР зарегистрирован на расстоянии до 20 км от ячеек 4×4 км с критерием $Y = 10$ и более, ячейки являются грозовыми.

Таблица 1

Число случаев обнаруженных МРЛ ячеек 4×4 км с грозой, подтвержденных и не подтвержденных грозопеленгационной сетью, для различных значений критерия Y по данным за 17 июля 2009 г.

Y	Число случаев					
	подтвержденных ГПС (МРЛ верно отметил грозу)		не подтвержденных ГПС (МРЛ дал ложную тревогу)		Общее	
	N	%	N	%	N	%
10	76	24	241	76	317	100
11	29	43	39	57	68	100
12	29	76	9	24	38	100

Результаты обработки данных совместных наблюдений за конвективными облаками МРЛ и ГПС «Алвес» за 17 июля 2009 г. (табл. 1) показывают, что вероятность распознавания гроз МРЛ возрастает от 24 до 76 % по мере увеличения критерия Y . Более подробный анализ результатов обработки данных совместных наблюдений МРЛ и ГПС за период с 10 июня по 24 июля приведен в табл. 2. Общее число пропусков гроз МРЛ ($Y < 10$) не превышает 0,11 %. Число гроз, верно обнаруженных МРЛ по критерию $Y > 9$ и подтвержденных ГПС составляет примерно 31,01 %, число ложных тревог ($Y > 9$, но наличие гроз в ячейках 4×4 км не подтверждено данными ГПС) — около 68,88 %. Если пренебречь общим числом пропусков гроз МРЛ (0,11 %) и оценить число верно обна-

Таблица 2

Число случаев обнаруженных МРЛ ячеек 4×4 км с грозой, подтвержденных и не подтвержденных гронопеленгационной сетью, для различных значений критерия Y за период наблюдений с 10 июня по 24 июля 2009 г.

Y	Число случаев				
	пропуска гроз МРЛ	верно отмеченных гроз МРЛ	ложных тревог МРЛ	Общее	
				N	%
1		29		29	0,06
2		23		23	0,05
3		2		2	0,00
4		0		0	0,00
5		30		30	0,07
6		46		46	0,10
7	37			37	0,08
8	8			8	0,02
9	1			1	0,00
10		9571	28760	38331	83,70
11		2637	2373	5010	10,94
12 и более		1865	412	2277	4,97
Сумма	46	14203	31545	45794	100,00
Доля, %	0,11	31,01	68,88	100,00	

руженных МРЛ гроз и ложных тревог в ячейках 4×4 км для значений критерия Y , равных 10, 11, 12 и превышающих 12, то повторяемость распознавания гроз МРЛ (табл. 3, графа «Число гроз в ячейках 4×4 км, подтвержденных ГПС») возрастает по мере увеличения критерия Y от 25 до 82 %. Число ложных тревог изменяется от 75 до 18 % соответственно. Использование данных ГПС позволяет исключить эти ложные тревоги.

Таблица 3

Число случаев (N) и повторяемость (P) распознавания гроз МРЛ для различных значений критерия Y

Y	Число гроз в ячейках 4×4 км, подтвержденных ГПС		Число ложных тревог		Общее число случаев	
	N	P %	N	P %	N	P %
10	9571	25	28760	75	38331	100
11	2637	53	2373	47	5010	100
12	1865	82	412	18	2277	100

Заключение

Результаты сравнения данных синхронных измерений координат МР ГПС «Тога» и Северо-Западным кустом «Алвес» показали, что среднее квадратическое отклонение разности расстояний составляет 17,3 км при среднем значении 3,4 км и сравнимо с погрешностью измерения дальности ГПС «Тога» (15 км).

Совместные наблюдения за электрическим (грозовым) состоянием конвективных облаков ГПС «Алвес» и МРЛ позволяют повысить эффективность распознавания грозовых очагов и уменьшить повторяемость ложных тревог метеорологического радиолокатора в зависимости от величины критерия Y от 18 % ($Y = 12$) до 75 % ($Y = 10$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гальперин С. М. (1964). Распознавание грозовых разрядов в ливневых очагах при радиолокационных наблюдениях атмосферных образований с помощью

пеленгатора гроз. —Инф. сб. НИО ЛВИКА им. А. Ф. Можайского. № 68. С. 26—29.

Снегуров А. В. (2005). Экспериментальные исследования погрешностей пеленгации грозных очагов / Автореф. дисс. ... канд. тех. наук. — СПб., изд. ГГО. — 19 с.

Снегуров А. В., Снегуров В. С., Шаповалов А. В., Шукин Г. Г. (2006). Опыт совместных наблюдений за грозами грозопеленгатором-дальномером и метеорологическим радиолокатором // Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО). Вып. 7(555). С. 139—148.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2007). Экспериментальная оценка влияния шумов на погрешность пеленгации грозных разрядов / В сб.: Труды VI Всероссийской конференции по атмосферному электричеству. — Нижний Новгород, с. 259—260.

Снегуров А. В., Снегуров В. С., Шукин Г. Г. (2007а). Радиофизические методы определения грозовой опасности облаков / В сб.: Труды VI Всероссийской конференции по атмосферному электричеству. — Нижний Новгород, с. 38а—38б.

Снегуров А. В., Снегуров В. С., Шукин Г. Г. (2007б). Комплексное применение систем местоопределения гроз и МРЛ в метеообеспечении авиации // Метеоспектр. Вопросы специализированного гидрометеорологического обеспечения. Вып. 4. С. 206—213.

Снегуров А. В., Морозов В. Н., Попов И. Б., Соколенко, Л. Г., Снегуров В. С., Шварц Я. М. (2009). Исследования в области атмосферного электричества и пеленгации гроз // Труды ГГО. Вып. 560. С. 213—242.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2010). Экспериментальные исследования влияния шумов на погрешность пеленгации грозных разрядов // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Физика атмосферы. Естественные науки. Спецвыпуск. С. 87—92.

Стасенко В. Н. (2004). Радиолокационное исследование многоячеистых конвективных (грозных) облаков. — СПб.: Гидрометеоиздат. 100 с.

Степаненко В. Д., Гальперин С. М. (1983). Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеоиздат. 204 с.

www.wvlln.net

www.euclid.org/realtime.html

www.Alwes.ru.

УДК 551.594

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕТИ ПЕЛЕНГАЦИИ ГРОЗ

А. В. Снегуров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
info@alwes.ru

Поступила в редакцию 24.03.2010
Поступила после доработки 29.08.2010

К основным параметрам, характеризующим качество грозо-пеленгационных сетей (ГПС), относятся точность измерения координат молниевых разрядов (МР) и эффективность (вероятность) их обнаружения. В работах Кашпровского (1966), Кононова и др. (1986) показано, что минимальную погрешность обеспечивает разностно-дальномерный метод измерений. Пеленгационный метод и комбинации разностно-дальномерного, пеленгационного и дальномерного методов обеспечивают точность местоопределения МР в два-три раза ниже.

Вероятность обнаружения МР при их синхронной регистрации в нескольких территориально разнесенных пунктах ГПС зависит от различных факторов, в частности от идентичности технических параметров регистраторов, условий размещения антенн, наличия источников электромагнитных помех и т. д. В зависимости от метода измерений ГПС использует для регистрации МР данные двух—четырёх пунктов.

В настоящее время производители оборудования ГПС «Вайсала» (www.Vaisala.com), ГПС ТОА (www.Toasystem.com), ГПС «Алвес» (www.Alwes.ru) предлагают пользователям комплект поставки из четырех регистраторов, которые объединяются линиями связи с центральным сервером. В ГПС «Вайсала» используются разностно-дальномерный и пеленгационный методы и их комбинация. В ГПС ТОА и «Алвес» реализован только разностно-дальномерный метод, который позволяет определять координаты

МР с минимальной погрешностью, но требует регистрации электромагнитного излучения (ЭМИ) МР как минимум в четырех пунктах (четвертый пункт обеспечивает избыточность информации и позволяет исключить неоднозначность результатов вычисления координат МР). В экспериментальной ГПС «Тога» (www.wvlln.net) также используется разностно-дальномерный метод определения координат МР.

Цель настоящей работы заключается в экспериментальной оценке эффективности четырехпунктовой грозопеленгационной сети с различными расстояниями между пунктами, в которой используется разностно-дальномерный метод определения координат МР.

Если в грозовом очаге произошло N_0 МР, то число МР, зарегистрированных i -м пунктом (N_i), можно определить, используя следующее соотношение:

$$N_i = N_0 p_i + N_{\text{ш}}, \quad (1)$$

где $N_{\text{ш}}$ — число импульсов, обусловленное внешними и внутренними шумами; p_i — вероятность регистрации грозового разряда i -м пунктом.

Величина p_i определяется расстоянием до разряда R_i , пороговым уровнем регистратора R_{i0} (расстояние, с которого регистратор начинает регистрировать МР), рабочими частотами приемников регистраторов, их идентичностью и нестабильностью самого источника σ (стандартное отклонение, характеризующее разброс амплитуд вертикальной электрической составляющей (E_z) электромагнитного излучения МР в источнике). Кроме того, величина p_i зависит от пространственной ориентации молниевых разрядов, условий размещения антенн и т. д.

Синхронизация данных измерений в двух, трех и четырех пунктах позволяет исключить влияние второго слагаемого $N_{\text{ш}}$ в выражении (1). В результате число синхронно зарегистрированных разрядов N_n определяется следующим образом:

$$N_n = N_0 P_n. \quad (2)$$

Здесь P_n — общая вероятность совместного получения независимых характеристик по n пунктам:

$$P_n = \sum_{i=1}^{i=n} p_i q_i, \quad (3)$$

где q_i — удельный вес i -го пункта.

Для синхронных данных по двум, трем и четырем пунктам удельный вес q_i составляет 1/2, 1/3 и 1/4 соответственно.

Результаты синхронной регистрации МР различным числом пунктов позволяют оценить эффективность ГПС при условии, что источники излучения расположены внутри сети. За пределами ГПС ее эффективность снижается по мере удаления МР. Максимальная эффективность $P_{\text{э}} = 100\%$ наблюдается в случае, когда отношения числа разрядов, зарегистрированных синхронно тремя и четырьмя пунктами, к числу разрядов, зарегистрированных двумя пунктами, равны. На практике это означает, что чувствительность приемников и пороги срабатывания регистраторов должны обеспечить такой радиус действия, при котором в рабочей зоне ГПС (внутри сети) вероятность обнаружения МР p_i в каждом пункте приближается к 100%.

ГПС «Алвес» состоит из двух кустов. Первый функционирует на Северо-Западе России (Санкт-Петербург, Великий Новгород, Гдов, Тихвин), второй — на Северном Кавказе (Ростов-на-Дону, Ставрополь, Сочи, Темрюк). В сеть включены также пункты в Минске (Республика Беларусь) и Кировске (север Мурманской области). Рабочие файлы индикаторов грозовой опасности ГПС содержат информацию по каждому пункту регистрации МР. Это позволяет провести синхронизацию данных измерений по шести парам пунктов, четырем тройкам и по одной четверке пунктов Северо-Западного и Северо-Кавказского кустов. По числу разрядов, зарегистрированных в каждой паре или тройке пунктов, можно судить о ее эффективности в ГПС.

Для вычисления P_3 из шести пар и четырех троек выбирались минимальные значения числа синхронно зарегистрированных МР. Это продиктовано тем, что число МР, синхронно зарегистрированных четырьмя пунктами, должно быть меньше или равно числу МР, зарегистрированных тремя и двумя пунктами. Для ГПС из четырех пунктов (минимальное число пунктов, которое используется в разностно-дальномерном методе) в идеальном варианте $N_2 = N_3 = N_4$.

В табл. 1 приведены данные расчета вероятности обнаружения МР тремя и четырьмя пунктами регистрации (относительно данных для двух пунктов) за 24 мая, 11 июня и 20 июля 2009 г. на Северном Кавказе и за 28 июля 2009 г. на Северо-Западе.

Таблица 1

Эффективность P_3 (%) обнаружения МР в зависимости от числа пунктов куста ГПС

Число пунктов ГПС	Северный Кавказ			Северо-Запад РФ
	24.05.2009	11.06.2009	20.07.2009	28.07.2009
2	100,0	100,0	100,0	100,0
3	81,1	76,7	35,4	97,1
4	4,6	38,9	15,6	94,0

Обращает на себя внимание значительное снижение эффективности куста ГПС на Северном Кавказе по мере увеличения числа пунктов. Это происходит в случае, когда чувствительность одного или двух приемников регистраторов в одной из пар или троек пунктов оказывается заметно меньше чувствительности других приемников, что приводит к уменьшению радиуса обнаружения МР данным кустом ГПС. Это хорошо видно при сравнении числа разрядов, синхронно зарегистрированных шестью парами пунктами ГПС (табл. 2) и четырьмя тройками пунктов ГПС (табл. 3). Из табл. 2 видно, что 24 мая 2009 г. наименее эффективной оказывается пара пунктов Ростов-на-Дону — Темрюк. На этапе отладки системы в Ростове-на-Дону чувствительность приемников была

Таблица 2

**Число МР, синхронно зарегистрированных парами пунктов
Северо-Кавказского куста и Северо-Западного куста ГПС «Алвес»**

Дата	Пункты	Число разрядов
<i>Северный Кавказ</i>		
24 мая 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи	2059
	Ростов-на-Дону—Темрюк	1515
	Ростов-на-Дону—Ставрополь	3127
	Сочи—Темрюк	2245
	Сочи—Ставрополь	9355
	Темрюк—Ставрополь	2747
11 июня 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи	180
	Ростов-на-Дону—Темрюк	2100
	Ростов-на-Дону—Ставрополь	2447
	Сочи—Темрюк	993
	Сочи—Ставрополь	887
	Темрюк—Ставрополь	17408
20 июля 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи	2239
	Ростов-на-Дону—Темрюк	6227
	Ростов-на-Дону—Ставрополь	14804
	Сочи—Темрюк	1642
	Сочи—Ставрополь	2735
	Темрюк—Ставрополь	6539
<i>Северо-Запад</i>		
28 июля 2009 г.	Санкт-Петербург—В. Новгород	15062
	Санкт-Петербург—Тихвин	13232
	Санкт-Петербург—Гдов	12580
	В.Новгород—Тихвин	22828
	В. Новгород—Гдов	19072
	Тихвин—Гдов	17463

Таблица 3

Число МР, синхронно зарегистрированных тройками пунктов Северо-Кавказского куста и Северо-Западного куста ГПС «Алвес»

Дата	Пункты	Число разрядов
<i>Северный Кавказ</i>		
24 мая 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи—Темрюк	1229
	Ростов-на-Дону—Сочи—Ставрополь	2391
	Ростов-на-Дону—Темрюк—Ставрополь	1630
	Сочи—Темрюк—Ставрополь	2474
11 июня 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи—Темрюк	138
	Ростов-на-Дону—Сочи—Ставрополь	161
	Ростов-на-Дону—Темрюк—Ставрополь	1582
	Сочи—Темрюк—Ставрополь	713
20 июля 2009 г.	Ростов-на-Дону—Сочи—Темрюк	581
	Ростов-на-Дону—Сочи—Ставрополь	1027
	Ростов-на-Дону—Темрюк—Ставрополь	3984
	Сочи—Темрюк—Ставрополь	656
<i>Северо-Запад</i>		
28 июля 2009 г.	Санкт-Петербург—В. Новгород—Тихвин	15062
	Санкт-Петербург—В. Новгород—Гдов	13232
	Санкт-Петербург—Тихвин—Гдов	12580
	В.Новгород—Тихвин—Гдов	22828

минимальной. В результате низкая эффективность этого пункта привела к снижению эффективности троек Ростов-на-Дону, Сочи, Темрюк и Ростов-на-Дону, Темрюк, Ставрополь (см. табл. 3). Невысокая эффективность пункта Сочи привела к тому, что эффективность тройки пунктов Ростов-на-Дону — Сочи — Темрюк оказалась самой низкой. Отношение минимального числа разрядов к максимальному числу для пар и троек пунктов составило 0,16 и 0,50 соответственно. Два других случая (11 июня 2009 г. и 20 июля 2009 г.) подтвердили низкую эффективность пунктов в Ростове-

на-Дону и Сочи. В итоге Северо-Кавказский куст ГПС зарегистрировал 24 мая и 11 июня 2009 г. четырьмя пунктами по 70 разрядов, а 20 июля 2009 г. — 257 разрядов. Если в расчетах координат МР для Северного Кавказа (в секторе 37—50° в. д., 41—59° с. ш.) вместо данных пунктов Сочи и Ростов-на-Дону воспользоваться данными наиболее эффективных пунктов Северо-Западного куста, то вся ГПС зарегистрировала 24 мая, 11 июня и 20 июля 2009 г. 1232, 968 и 1124 разряда соответственно. Эффективность ГПС с большими расстояниями между пунктами оказалась выше, чем отдельного Северо-Кавказского куста.

Северо-Западный куст ГПС, развернутый в 2004 г., в отличие от Северо-Кавказского куста ГПС прошел испытания, модернизацию и с 2006 г. работает в оперативном режиме. Для сравнения в табл. 1—3 приведены результаты регистрации МР Северо-Западным кустом за 28 июля 2009 г. В течение этого дня наблюдались грозовые процессы, большая часть которых прошла по восточной части территории ГПС с юга на север. Эффективность P_3 обнаружения МР тремя и четырьмя пунктами составляет 97,1 и 94,0 % соответственно (см. табл. 1). Разность между числом разрядов, зарегистрированных двумя, тремя и четырьмя пунктами, не превышает 6 %, что свидетельствует о высокой эффективности Северо-Западного куста ГПС.

Грозопеленгационные кусты ГПС «Алвес» с малой базой на Северо-Западе и Северном Кавказе объединены в единую ГПС через г. Минск. Максимальное расстояние между пунктами этой сети составляет 1898 км (Санкт-Петербург — Сочи). Наличие данных ГПС сети «Тога» WWLLN (<http://wwlln.net/>) позволило провести сравнение эффективности сетей с различными базовыми расстояниями между пунктами. Расстояние между ближайшими пунктами ГПС «Тога» составляет 2,5—3 тыс. км (Северная часть Финляндии, Венгрия и Израиль).

Для примера в табл. 4 приведены часовые суммы МР, зарегистрированных 20 июня 2009 г. ГПС «Алвес» и ГПС «Тога». Первая зарегистрировала 776 МР, вторая — 66 МР (в 11,8 раз меньше), что указывает на меньшую эффективность ГПС «Тога» по сравнению с ГПС «Алвес» с малыми базовыми расстояниями.

Таблица 4

Часовые суммы МР, зарегистрированных ГПС «Алвес» и «Тога»
20 июня 2009 г. в секторе от 27 до 40° в. д. и от 43 до 63° с. ш.

Название сети	Время, ч (GMT)														Сум- ма
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
«Алвес»	32	40	75	101	87	75	72	103	84	57	15	9	12	14	776
«Тога»	8	2	1	4	3	2	10	11	0	1	14	7	3	0	66

Для упрощенной модели МР в виде вертикального электрического диполя в диапазоне частот от единиц до сотен килогерц зависимость p_i от расстояния R_i и разброса амплитуд электрического поля в источнике σ может быть представлена в следующем виде (Кононов и др., 1986):

$$p_i = 0,5 \left(1 - \hat{\Phi}[(\ln R_i / R_{i0}) / \sigma] \right), \quad (4)$$

где $\hat{\Phi}$ — табличный интеграл вероятности.

Графики экспериментальных и расчетных значений вероятности обнаружения гроз для различных расстояний между пунктами ГПС «Алвес» приведены на рис.1. Расчетные кривые получены по формуле (4) для $R_{i0} = 500$ и 800 км при $\sigma = 0,5$. Экспериментальные данные получены для Северо-Западного куста ГПС (среднее расстояние между пунктами 255 км) и для кустов, включающих вместо пункта в Гдове пункты в Минске на расстоянии 786 км, Ростове-на-Дону на расстоянии 1435 км и Сочи на расстоянии 1829 км от Северо-Западного куста ГПС. Подключение указанных выше пунктов при обработке данных синхронной регистрации МР позволяет оценить изменение вероятности обнаружения гроз ГПС с разными расстояниями между пунктами. При объединении в единый куст ГПС городов Санкт-Петербурга, Тихвина, В.Новгорода и Минска максимальное расстояние между пунктами составляет 786 км, при объединении

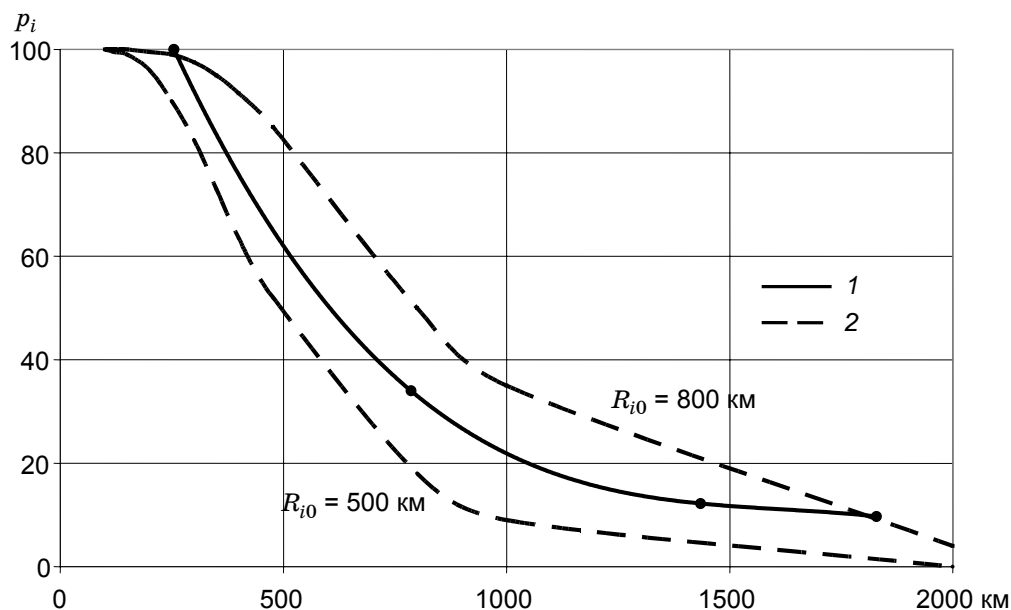


Рис. 1. Экспериментальные данные (1) и результаты расчета (2) вероятности p_i регистрации МР в зависимости от расстояния (км) для ГПС «Алвес».

Санкт-Петербурга, Тихвина, В. Новгорода и Ростова-на-Дону — 1435 км, при объединении Санкт-Петербурга, Тихвина, В. Новгорода и Сочи — 1898 км.

Экспериментальная кривая на рис. 1 с высокой надежностью (0,97—0,98) аппроксимируется логарифмической или степенной функцией вида

$$p_i(R_i) = -47,274 \ln(R_i) + 357,94,$$

$$p_i(R_i) = 86\,096 R_i^{-1,206}.$$

Экспериментальные данные показывают, что Северо-Западный куст ГПС регистрирует около 10 % МР на расстоянии 1800 км и 34 % МР на расстоянии 780 км. По данным разработчиков, ГПС «Тога» регистрируют не более 10—15 % МР при расстояниях между пунктами 2,5—3 тыс. км (<http://wwlln.net/>).

Заключение

Таким образом, экспериментальные данные показали достаточно эффективную регистрацию МР внутри Северо-Западного куста ГПС (до 94 %) и низкую эффективность Северо-Кавказского куста ГПС. Значительное снижение эффективности обусловлено потерями при регистрации гроз в пунктах Сочи и Ростов-на-Дону.

Экспериментально получена зависимость вероятности обнаружения МР от расстояния между пунктами регистрации. Максимальная вероятность регистрации МР наблюдается при расстояниях до 300 км. Она снижается до 10—20 % при расстояниях более 1000 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кашпровский В. Е. (1966). Определение местоположения гроз радиотехническими методами. — М.: Наука. 248 с.

Кононов И. И., Петренко И. А., Снегуров В. С. (1986). Радиотехнические методы местоопределения грозových очагов. — Л.: Гидрометеоиздат. 222 с.

www.Vaisala.com

www.Toasystem.com

www.Alwes.ru

www.wvlln.net

УДК 551.501.7

РАЗРАБОТКА СВЧ РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО КАНАЛА ПАССИВНО-АКТИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

Д. В. Дроздов, Ю. В. Рыбаков

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
drozdov@solarixx.com, Y.Rybakov@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2010
Поступила после доработки 7.09.2010

Введение

В исследованиях облаков и осадков нашли широкое применение методы активной радиолокации, позволяющие с большой вероятностью предсказать возникновение опасных явлений, связанных с облаками (ливень, гроза, град). Со значительно меньшей вероятностью получают количественные характеристики содержания в облаках жидких, особенно переохлажденных, капель (Абшаев и др., 2009), что весьма важно для оценки возможного обледенения самолетов и принятия решения о проведении активных воздействий (АВ) на облака с целью регулирования осадков. Для решения задач, связанных с определением влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков используются методы пассивной радиолокации (СВЧ радиометрии) (Степаненко и др., 1987). Комплексирование обоих этих методов позволяет определять водозапас облаков и распределение водности в облаках.

Теоретические и методические основы решения задачи прогнозирования опасных явлений средствами пассивно-активной радиолокационной системы (ПАРЛС) были разработаны В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукиным, А. Г. Гореликом, Б. Г. Кутузой, М. Т. Абшаевым и др. Методика применения ПАРЛС прошла апробацию на исследовательском полигоне ГГО пос. Тургошь.

Актуальность задачи построения ПАРЛС для исследования облаков и осадков заключается в том, что только комплексирование информации, получаемой активными и пассивными средствами, позволяет получить важную метеорологическую информацию:

водозапас (интеграл от профиля влажности) конвективных облаков и осадков,

среднюю по выбранному направлению влажность конвективных облаков и осадков,

влажность конвективных облаков и ее распределение по вертикали.

Кроме того, комплексирование указанной информации позволяет оценить изменение характеристик водозаписа конвективных облаков при естественной эволюции и при АВ и провести сравнительный анализ точности определения водозаписа указанными методами.

Техническая реализация ПАРЛС

Во всех ранее выполненных в ГГО работах совмещение пассивных и активных систем осуществлялось на уровне всего волноводного тракта и частично приемника активного канала. При этом активный и пассивный каналы использовали общую антенну и волноводный тракт вплоть до смесителя приемника, за которым устанавливался коммутатор, осуществляющий синхронизированное переключение входного сигнала между каналами. Такой принцип был реализован как на базе МРЛ-2, так и на базе авиационного метеолокатора «Гроза» (Щукин, Булкин, 2009). Достоинством такой схемы является полное совпадение лучей пассивного и активного каналов в пространстве. Недостатки схемы заключаются в следующем:

диапазон частот строго ограничен рабочим диапазоном имеющихся МРЛ;

необходимо осуществлять развязку пассивного и активного каналов на уровне не менее 140 дБ, причем в оценку этой величины заложена очень невысокая чувствительность (1 К/с), которая не позволяет осуществлять картографирование облаков с высокой скоростью (Фалин, 1997);

недостаточная полоса частот приемного тракта активного канала, определяемая наличием разрядника, и большие потери в нем не позволяют применить СВЧ радиометр с высокой чувствительностью (порядка 0,05—0,1 К/с), что необходимо для картографирования облаков в режиме быстрого обзора пространства.

При разработке ПАРЛС на основе существующих МРЛ-5 ($\lambda_p = 3,2$ см) и перспективных ДМРЛ ($\lambda_p = 5,3$ см) рассматривается альтернативный способ построения системы (Рыбаков, Щукин, 2006).

Данный способ реализации ПАРЛС заключается в том, что в качестве общего элемента активного и пассивного каналов для создания общих пространственных элементов разрешения по активному и пассивному каналам используется только основное параболическое зеркало антенны МРЛ. При сохранении однозеркальной схемы и существующей волноводной системы в МРЛ для встраивания пассивного канала требуется либо модернизация имеющегося облучателя, либо установка отдельного облучателя пассивного канала. В последнем случае возле облучателя МРЛ устанавливается дополнительный облучатель пассивного канала (рис. 1 а), а СВЧ радиометр располагается в радиотени элементов антенны МРЛ (рис. 1 б).

Преимущество такой конструкции заключается в сохранении имеющегося облучателя МРЛ и возможности использования СВЧ радиометра пассивного канала на любую частоту. Недостатком является угловой разнос (несовпадение) лучей активного и пассивного каналов в пространстве, появляющийся из-за выноса облучателя пассивного канала из фокуса. Согласно произведенной теоретической оценке этот разнос на длине волны 3 см составляет 2° . Отметим, что диаграмма направленности пассивного канала (рис. 2 а) в целом сохраняет свою остронаправленную форму, которая при этом несколько искажается: происходит нарушение осевой симметрии боковых лепестков и расширение главного.

Поскольку МРЛ закрыт обтекателем, необходимо оценить величину потерь при прохождении через него радиосигнала, так как вклад этих потерь в шумовую температуру системы может ограничивать диапазоны частот пассивного канала. Оценка вели-

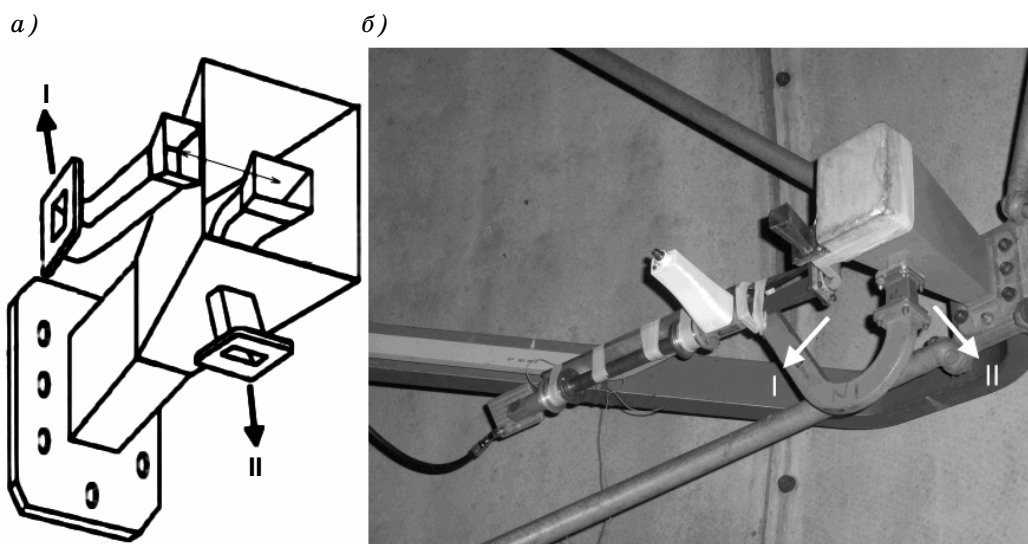


Рис. 1. Альтернативный способ построения ПАРЛС.

a — схема расположения облучателей каналов, *б* — расположение СВЧ радиометра на антенне МРЛ-5: I — облучатель пассивного СВЧ радиометрического канала, II — облучатель активного канала МРЛ-5 (9,6 ГГц).

чины потерь в различных диапазонах была произведена экспериментальным путем с использованием портативных СВЧ радиометров. Из рис. 2 *б* следует, что для СВЧ радиометра целесообразен выбор рабочей длины волны в диапазоне 2,5 см и более, поскольку на меньших длинах волн уровень потерь в обтекателе превышает 0,5—1 дБ.

Технические характеристики приемников

В 3-сантиметровом диапазоне работают конвертеры — приемники спутникового телевидения (СТВ), являющиеся промышленной продукцией — малогабаритной, массовой и дешевой.

Конвертеры СТВ представляют собой малошумящие супергетеродинные приемники (уровень собственного шума 0,3—0,4 дБ при усилении 56 дБ, рабочий диапазон 10,7—12,7 ГГц, полоса приема 1 ГГц). Конвертер может работать на двух линейных поляризациях последовательно. На основе такого приемника, добавив детектор, несложно создать простейший радиометр.

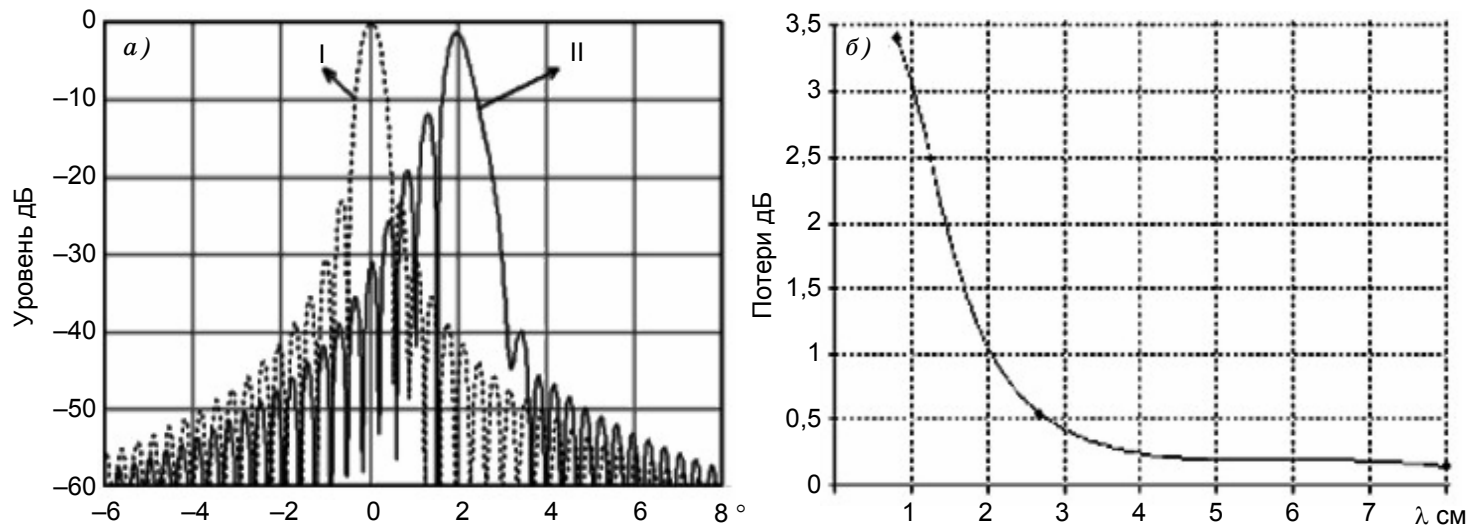


Рис. 2. Диаграмма направленности и потери в обтекателе.

a — смещение диаграммы направленности пассивного канала при выносе облучателя из фокуса (I — активный канал, II — пассивный канал), *b* — экспериментальный график потерь в обтекателе антенны для разных длин волн λ .

Как было показано ранее (Щукин и др., 2007), конверторы обладают эффектом низкотемпературного шумового излучения уровня 50—60 К, названным “colfet” (Frater, Williams, 1981), что позволяет использовать их для создания дистанционного низкотемпературного калибратора СВЧ радиометра пассивного канала (Дроздов, Рыбаков, 2008). Подобное устройство необходимо для контроля работоспособности радиометра и его градуировки. Традиционная для радиометрии калибровка по жидкому азоту непосредственно на антенне МРЛ применяться не может в связи с расположением радиометра на облучателе антенны (диаметром 4,5 м), куда необходимо обеспечить подачу жидкого азота, и режимами работы радиолокатора (постоянный обзор: практически непрерывное вращение антенны с излучением СВЧ импульсов высокой, до 250 кВт, мощности).

Была проведена экспериментальная оценка характеристик дистанционного калибратора на основе СТВ конвертера в составе макета СВЧ радиометра по охлаждаемой жидким азотом нагрузке. На вход радиометра вместо антенны присоединялась согласованная нагрузка, представляющая собой закрытый отрезок волновода с поглотителем. Радиошумовое излучение такой нагрузки аналогично излучению «абсолютно черного тела», радиошумовая температура излучения которого эквивалентна температуре окружающей среды. Далее эта нагрузка помещалась в сосуд, заполненный жидким азотом. При этом измеряемая радиометром шумовая температура соответствовала температуре кипения азота (77,4 К). Затем нагрузка извлекалась из емкости с азотом, и, когда она принимала температуру помещения, измеряемая радиометром шумовая температура соответствовала комнатной (291 К). Наличие двух точек и предположение о линейности шкалы радиометра позволяют градуировать его шкалу в кельвинах. Перевод радиометра в режим «калибровка» во время измерения позволяет рассчитать шумовую температуру излучения калибратора, которая составляет около 50 К. Отсюда следует, что созданный на основе конвертера СТВ калибратор может быть использован в качестве низкотемпературного источника шума для дистанционной калибровки СВЧ радиометра.

Электромагнитная совместимость каналов

Помимо дистанционной калибровки, важным вопросом является электромагнитная развязка каналов. Передатчик МРЛ представляет собой источник мощного СВЧ излучения (до 250 кВт в импульсе), и вследствие работы в смежном частотном диапазоне возможно влияние этого импульса на входной сигнал, что не только будет создавать помехи работе радиометра, но и может привести к выходу его из строя. Ранее уже была указана величина развязки, равная 140 дБ, однако для повышения чувствительности и скорости обзора этот уровень следует повысить до 200 дБ. Поскольку радиометр пассивного канала работает на меньшей по сравнению с передатчиком МРЛ-5 длине волны, можно с учетом особенностей распространения радиоволн в полых металлических волноводах сконструировать простейший фильтр высоких частот на отрезке волновода, являющегося заградительным для частоты работы передатчика МРЛ (при прохождении его сигнала по такому волноводу потери будут больше). Величина затухания α_1 (дБ/м) (Айзенберг, 1977) в таком случае определяется длиной волновода:

$$\alpha_1 = 8,68 \sqrt{\left(\frac{2\pi}{\lambda_c}\right)^2 - \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2}, \quad (1)$$

где λ_c — критическая длина волны (м), λ — длина распространяющейся волны (м).

Теоретически при этом возможно реализовать сколь угодно большое подавление требуемого сигнала выбором соответствующей его длины. В то же время, в диапазоне рабочих длин волн радиометра такой волновод характеризуется малыми потерями α_2 (дБ/м) (Фельдштейн и др., 1967) при малой зависимости от длины волновода:

$$\alpha_2 = \frac{0,793}{a \sqrt{\sigma \lambda \left(1 - \frac{\lambda}{\lambda_{кр}}\right)^2}}, \quad (2)$$

где $\lambda_{кр} = 3,412586$ — критическая длина волны (м), нормированная к радиусу волновода a ; σ — погонная проводимость волновода (См/м) (для меди $\sigma = 1,44 \cdot 10^{-7}$ См/м).

Из соотношения (1) по заданным длинам волн и размеру сечения волновода можно определить необходимую длину фильтра. Для круглого волновода диаметром 16,5 мм и уровнем подавления 200 дБ на длине волны 3,2 см она составит 24 см. Такой волновод был изготовлен, и были проведены измерения потерь внутри него. Расчет по соотношению (2) дает потери в рабочем диапазоне 0,04 дБ. По результатам экспериментальной проверки затухание вне рабочей полосы соответствует расчетному, потери в рабочем диапазоне составляют 0,5—1 дБ. Эту разницу можно объяснить неточностью изготовления волновода; в целом же результат экспериментальной проверки удовлетворительный.

Результаты экспериментальных исследований макета СВЧ радиометра

Для экспериментальной проверки электромагнитной совместимости каналов при совместной работе макет СВЧ радиометра пассивного канала был установлен на облучателе действующего МРЛ-5.

В случае просачивания зондирующего импульса МРЛ на вход радиометра в момент включения передатчика следовало ожидать скачкообразного изменения показаний радиометра или значительного увеличения уровня шума, чего при пробном включении не произошло.

Далее был проведен угломестный разрез безоблачной атмосферы последовательно в пассивно-активном (при включенном передатчике МРЛ-5, уровень мощности 150 кВт) и пассивном (при отключенном передатчике) режимах. Разрез производился на постоянном азимуте пошаговым изменением угла места подъема антенны. Сравнение зарегистрированных уровней сигнала показало отсутствие влияния передатчика МРЛ на СВЧ радиометр. После этого было принято решение о проведении подобных

сравнительных разрезов для волноводных фильтров различной длины с целью определения минимального уровня подавления до появления помех.

Как показали результаты экспериментов, даже при нулевом подавлении (т. е. без дополнительного фильтра) распределение уровней шумов в безоблачной атмосфере по углам места (запись показаний радиометра приведена на рис. 3) остается неизменным в обоих режимах, что свидетельствует об отсутствии влияния передатчика МРЛ на работу СВЧ радиометра.

Можно предположить, что частотное разнесение, вынос облучателя радиометра пассивного канала из фокуса антенны и использование ортогональной активному каналу поляризации обеспечивают достаточную электромагнитную развязку каналов при работе с МРЛ-5. Однако при конструировании СВЧ радиометра для ПАРЛС на основе ДМРЛ может возникнуть необходимость фильтрации боковых гармоник сигнала его передатчика, где могут быть применены наработанные конструкции волноводных фильтров.

По результатам исследования работы СВЧ радиометра с фильтрами различного уровня подавления был выбран малогабаритный фильтр на 50 дБ, что привело к уменьшению габаритов макета. Кроме того, пирамидальный рупор был заменен на конический гофрированный (рис. 4), что позволило уменьшить коэффициент рассеяния и таким образом уменьшить влияние засветки от подстилающей поверхности.

Следующим важным этапом стал эксперимент по уточнению пространственного положения лучей каналов и их характеристик рассеяния. Для этого были проведены угломестные разрезы безоблачной атмосферы с поочередным подключением радиометра к облучателю пассивного и активного каналов (рис. 5).

Из рисунка видно, что уровень измеренного радиометром радиошумового излучения атмосферы при подключении к облучателю пассивного канала совпадает с уровнем радиояркой температуры, измеренной при подключении радиометра к облучателю активного канала.

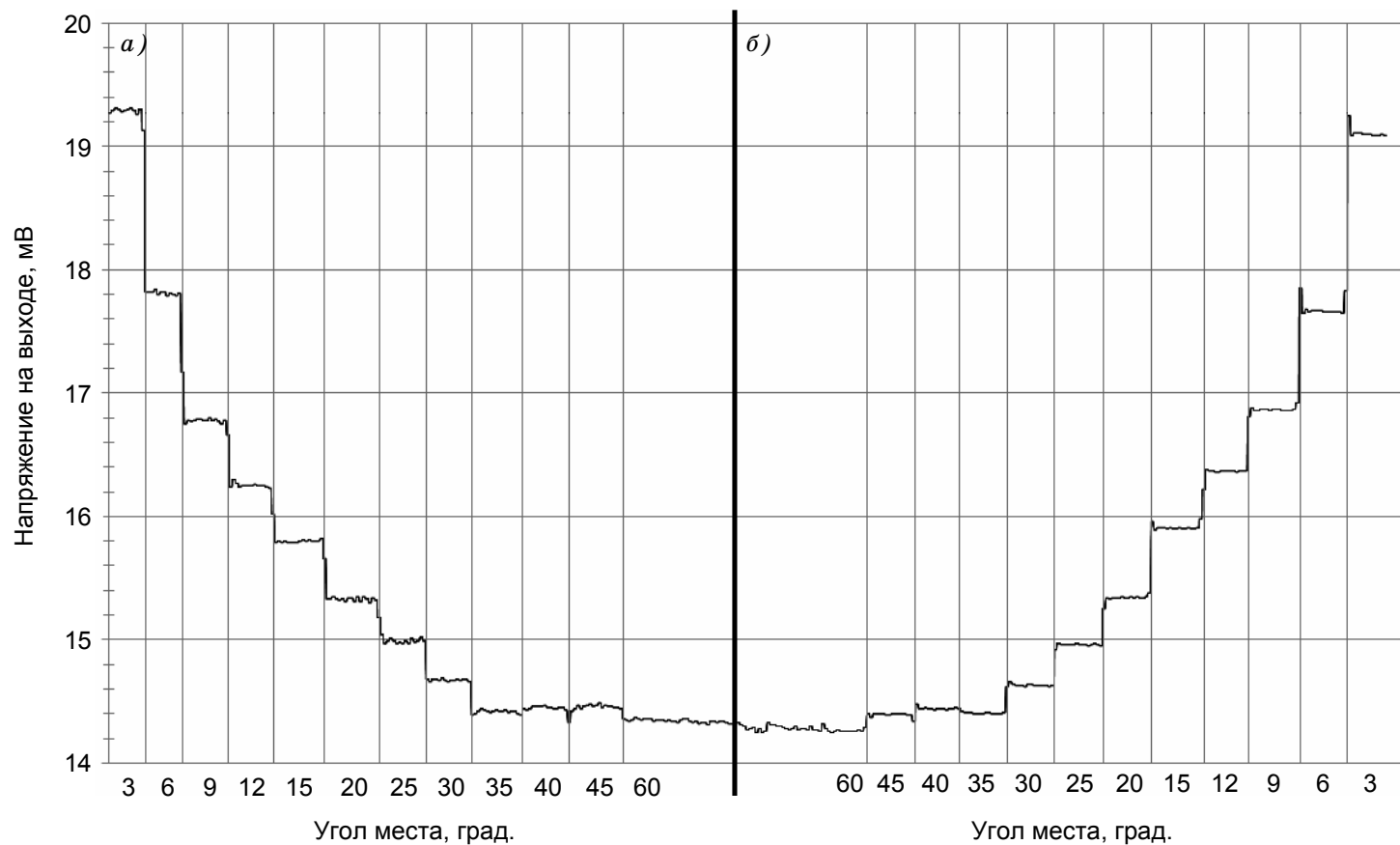


Рис. 3. Запись сигнала СВЧ радиометра (мВ) во время проведения угломестного разреза при включенном (а) и при выключенном (б) передатчике МРЛ-5.

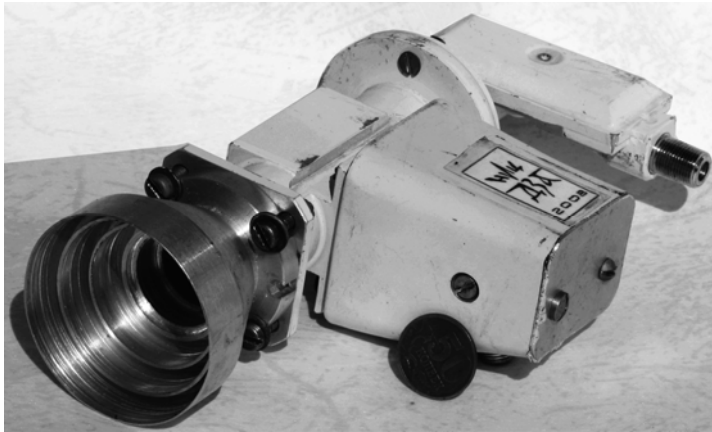


Рис. 4. Макет СВЧ радиометра пассивного канала в сборе с коническим гофрированным облучателем.

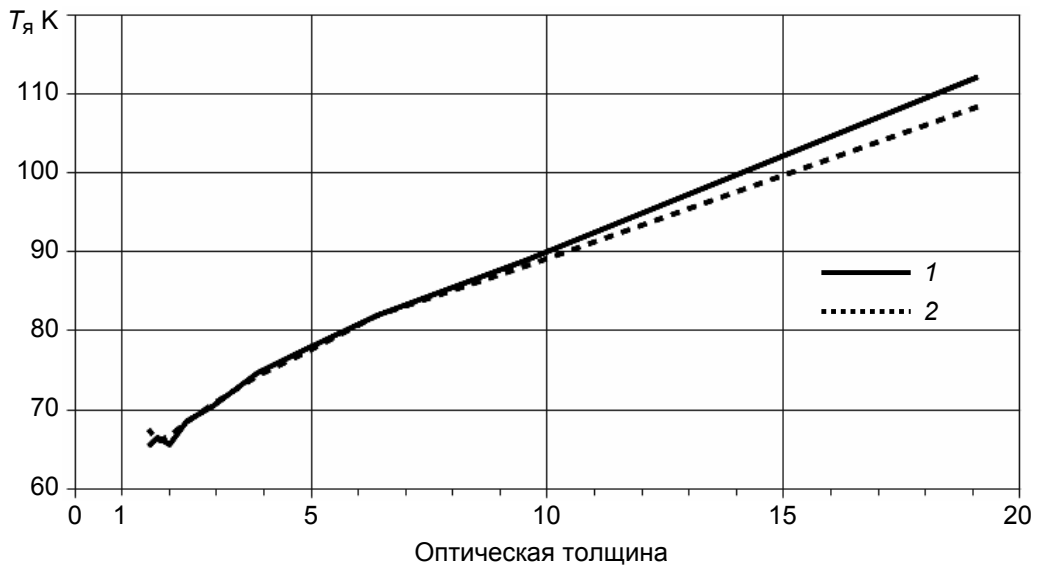


Рис. 5. Радиояркая температура ($T_{я}$) в зависимости от оптической толщины атмосферы при поочередном подключении СВЧ радиометра к облучателю пассивного (1) и активного (2) каналов.

Для оценки диаграммы направленности антенны пассивного канала, а также достаточно точного определения разноса лучей каналов был использован обнаруженный радиометром точечный источник помех, постоянно присутствующий в одном и том же месте. По результатам измерений эта разница составила 2° , что совпадает с приведенной ранее теоретической оценкой.

Далее был проведен эксперимент по оценке возможности наблюдения с помощью пассивного канала опасных явлений. Для этого по данным МРЛ-5 был выбран отдельный объект — грозовое облако (с вероятностью 70—90 %). Облако было зафиксировано на азимуте 150° , удалении примерно 120 км, высоте 3—6 км. Был проведен его угломестный разрез.

При сравнении этого разреза с разрезом безоблачной атмосферы (рис. 6) видно, что для облачной атмосферы уровень фиксируемого радиометром шумового излучения выше.

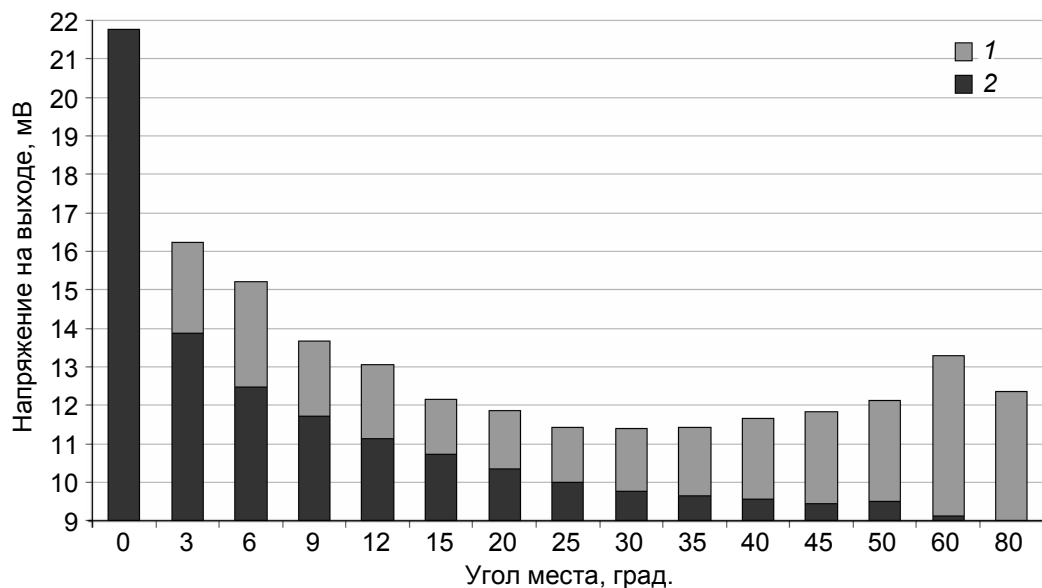


Рис. 6. Экспериментальные данные, полученные с помощью СВЧ радиометра при выполнении угломестных разрезов облачной (1) и безоблачной (2) атмосферы.

Заключение

В результате проведенной исследовательской работы был создан функционирующий макет СВЧ радиометра для создания ПАРЛС. В качестве активного канала в такой системе может использоваться как МРЛ-5, так и ДМРЛ, а в качестве пассивного — СВЧ радиометр на основе стандартных приемников спутникового телевидения. Система дистанционной индикации работоспособности (калибровки) — твердотельный низкотемпературный источник шума. После незначительной доработки пассивного канала и создания системы сбора данных и управления всем комплексом можно будет перейти к наблюдениям в режиме обзора и статистическому анализу полученных данных об атмосфере и опасных явлениях, а также о влиянии на результаты измерений наличия осадков на поверхности обтекателя. Кроме того, представляется весьма интересной задача параллельного сравнения водосодержания кучево-дождевых облаков двумя независимыми дистанционными методами (радиометрическим и радиолокационным, предложенным в последней работе Абшаева и др. (2009)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т., Абшаев А. М., Малкарова А. М., Мизиева Ж. Ю. (2009). Радиолокационные исследования водосодержания кучево-дождевых облаков. — Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 45, № 6. С. 782—788

Айзенберг Г. З., Ямпольский В. Г., Терешин О. Н. (1977). Антенны УКВ. Ч. 1 / Под ред. Г. З. Айзенберга. — М.: Связь. 381 с.

Дроздов Д. В., Рыбаков Ю. В. (2009). Экспериментальное исследование характеристик низкотемпературного шумового калибратора / В сб.: Доклады XIV Региональной конференции по распространению радиоволн. — СПб., с. 93.

Рыбаков Ю. В., Щукин Г. Г. (2006). Альтернативный вариант встраивания пассивного канала в метеолокатор МРЛ-5. Сверхширокополосные сигналы в радиолокации, связи и акустике / В сб.: Доклады II Всероссийской науч. конф. — Муром: Изд.-полиграф. центр МИ ВлГУ, с. 503—504.

Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. (1987). Радиотеплокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 283 с.

Фалин В. В. (1997). Радиометрические системы СВЧ. — М.: Луч. 440 с.

Фельдштейн А. Л., Явич Л. Р., Смирнов В. П. (1967). Справочник по элементам волноводной техники. — М.: Советское радио. 652 с.

Щукин Г. Г., Булкин В. В. (2009). Метеорологические пассивно-активные радиолокационные системы. — Муром: Изд.-полиграф. центр МИ ВлГУ. 166 с.

Щукин Г. Г., Никитенко А. Е., Герасимов О. А., Рыбаков Ю. В., Семенов Е. А. (2007). Исследование возможности создания «холодных» нагрузок для СВЧ-радиометров на основе COLFET-эффекта / В сб.: Доклады XII Региональной конференции по распространению радиоволн. — СПб.

Frater R., Williams D. (1981). An Active “Cold” Noise Source // IEEE Transactions on microwave theory and techniques. V. 29. Is. 4, April.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ОСАДКОВ НА ТОЧНОСТЬ СВЧ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Е. В. Федосеева¹, Г. Г. Шукин²

¹ Муромский институт Владимирского государственного университета
602264, г. Муром Владимирской обл., ул. Орловская, 23

elenafedoseeva@yandex.ru

² Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021, г. Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

ggshchukin@mai.ru

Поступила в редакцию 30.08.2010

Поступила после доработки 16.09.2010

В метеорологии и климатологии большое внимание уделяется изучению облаков и осадков. Результаты таких исследований важны как для повышения надежности прогноза погоды, так и для построения алгоритмов развития процессов в атмосфере. Большие возможности в данной области исследования предоставляют СВЧ радиометрические измерения спектральной мощности радиотеплового излучения, по данным которых на основе решения обратных задач СВЧ радиометрического зондирования определяются водозапас облаков и интенсивность осадков.

Разработке методик и алгоритмов определения водности облаков и интенсивности осадков по результатам СВЧ радиометрических наблюдений посвящено большое число работ. Достоверность результатов исследований и разработок в этой области зависит от степени близости физической модели осадков к реальной ситуации и от самого алгоритма, например от того, как он учитывает рассеяние и излучение радиоволн на разных частотах жидкими и ледяными каплями осадков, пространственную неоднородность дождя в пределах поля зрения радиометра и т.д. В свою очередь, отличие результатов измерений от прогнозируемых по моделям облаков и осадков может служить индикатором указанных явлений.

Во всех моделях оценки параметров облаков и осадков в СВЧ радиометрических исследованиях измеряемой величиной служит радиояркостная температура, которая, в свою очередь, определяется по величине выходного сигнала системы, пропорционального ее антенной температуре. Поэтому любые помеховые воздействия, приводящие к изменению антенной температуры, отражаются на точности оценки параметров облаков и осадков.

Такого рода помеховым воздействием при проведении СВЧ радиометрических измерений в условиях выпадения осадков является образование на поверхности зеркальной антенны в результате ее смачивания слоя воды. Исследование характера и степени его влияния на антенную температуру системы позволит определить вызванную им возможную погрешность оценки параметров облаков и осадков по результатам СВЧ радиометрических измерений.

1. Антенная температура СВЧ радиометрической системы при наличии слоя осадков на поверхности зеркала антенны

В результате смачивания и образования слоя осадков на зеркале антенны изменяются отражательные свойства поверхности антенны СВЧ радиометрической системы и дополнительно появляется составляющая антенной температуры, обусловленная собственным радиотепловым излучением слоя осадков. Влияние слоя осадков на поверхности зеркальной антенны на проходящую электромагнитную волну состоит в отражении последней на двух границах раздела сред: воздух — слой осадков и слой осадков — металл зеркала антенны, а также в ее затухании при прохождении слоя осадков.

Антенная температура СВЧ радиометрической системы при равномерном распределении слоя осадков на поверхности зеркала в первом приближении определяется следующим выражением (Тучков, 1968):

$$T'_a = T_a R_{321}^2 + T_{321}. \quad (1)$$

В формуле (1) использованы следующие обозначения:

T_a — антенная температура при отсутствии слоя осадков на поверхности зеркала;

R_{321}^2 — коэффициент отражения по мощности от трехслойного образования (воздух—слой осадков—металл антенны):

$$R_{321}^2 = \frac{e^{-2\tau_2} + R_{21}^2 - 2R_{21}e^{-\tau_2} \cos\left(\frac{4\pi l_2}{\lambda_2} \sin \theta_2\right)}{1 + R_{21}^2 e^{-2\tau_2} - 2R_{21}e^{-\tau_2} \cos\left(\frac{4\pi l_2}{\lambda_2} \sin \theta_2\right)}, \quad (2)$$

где $\tau_2 = 2\chi_2 l_2 \cos \theta_2$ — оптическая толщина слоя осадков; l_2 — физическая толщина слоя осадков; θ_2 — угол высоты в среде осадков, т. е. угол между лучом, задающим направление распространения электромагнитной волны, и поверхностью зеркала антенны в точке ее отражения от зеркала; λ_2 — длина волны в среде осадков; χ_2 — показатель поглощения электромагнитной энергии в полупрозрачной среде; R_{21} — коэффициент отражения от границы воздух—осадки;

T_{321} — температура шумов трехслойного образования:

$$T_{321} = \frac{T_2(1 - e^{-2\tau_2})(1 - R_{21}^2)}{1 + R_{21}^2 e^{-2\tau_2} + 2R_{21}e^{-\tau_2} \cos\frac{4\pi l_2 \sin \theta_2}{\lambda_2}}, \quad (3)$$

где T_2 — термодинамическая температура слоя осадков на поверхности зеркала.

Абсолютное приращение антенной температуры, обусловленное действием слоя осадков на поверхности зеркала, определяется следующим образом:

$$\Delta T_a = T_a (R_{321}^2 - 1) + \bar{T}_{321}. \quad (4)$$

Анализ выражения (4) показывает, что в общем случае под воздействием слоя осадков на поверхности антенны возможно

изменение антенной температуры как в большую, так и в меньшую сторону в зависимости от преобладания влияния либо уменьшения отражательных свойств, либо прироста антенной температуры за счет собственной температуры слоя осадков. Величина прироста антенной температуры ΔT_a зависит от величин R_{321}^2 и T_{321} , которые, в свою очередь, определяются: толщиной слоя воды; физическими параметрами слоя воды — диэлектрической проницаемостью ε_2 и тангенсом угла диэлектрических потерь $\text{tg}\delta$ (которые задают значения угла высоты θ_2 и показателя поглощения χ_2 , равного $\chi_2 = \pi \text{tg}\delta \sqrt{\varepsilon_2} / \lambda$ (Тучков, 1968)); углом высоты θ_2 в слое воды, непрерывно изменяющимся по профилю зеркальной антенны.

Толщина слоя воды, образующегося на поверхности зеркальной антенны, зависит от интенсивности дождя и геометрических размеров антенны.

Параметры воды — диэлектрическую проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь — можно определить, используя известную формулу Дебая (Богородский и др., 1977; Klein, Swift, 1977) для комплексной диэлектрической проницаемости пресной воды:

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon_0 + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_0}{1 + 2\pi f \tau_p i}, \quad (5)$$

где ε_0 и ε_s — соответственно оптическая ($f \rightarrow \infty$) и статистическая ($f \rightarrow 0$) диэлектрическая проницаемость, τ_p — время релаксации.

Зависимость составляющих выражения (5) от температуры t задается эмпирическими формулами (Розенберг, 1972):

$$\varepsilon_s = 0,00081t^2 - 0,040815t + 88,2, \quad (6)$$

$$\tau_p = 1,4662e^{-0,0634t} + 0,000136t^2 - 0,027296t + 1,8735116, \quad (7)$$

где t — температура ($^{\circ}\text{C}$).

Тангенс угла диэлектрических потерь определяется выражением

$$\operatorname{tg}\delta = \frac{\sigma}{2\pi f \varepsilon_a''}, \quad (8)$$

где σ — удельная проводимость воды (для дождевой воды изменяется в пределах от $5 \cdot 10^{-6}$ до $30 \cdot 10^{-6}$ См/м), ε_a'' — мнимая часть абсолютной диэлектрической проницаемости воды.

Зависимости диэлектрической проницаемости ε и тангенса угла диэлектрических потерь $\operatorname{tg}\delta$ от частоты, приведенные на рис. 1 и 2, показывают, что при повышении температуры от 1,5 до 25 °С диэлектрическая проницаемость воды возрастает на частоте 9 ГГц от 40 до 59, а на частоте 11 ГГц от 20 до 40, а тангенс угла диэлектрических потерь убывает на частоте 9 ГГц от 1,05 до 0,42, на частоте 11 ГГц от 0,6 до 0,09.

На рис. 3 представлена зависимость коэффициента отражения от зеркала со слоем воды от толщины этого слоя при изменении температуры от 1,5 до 25 °С.

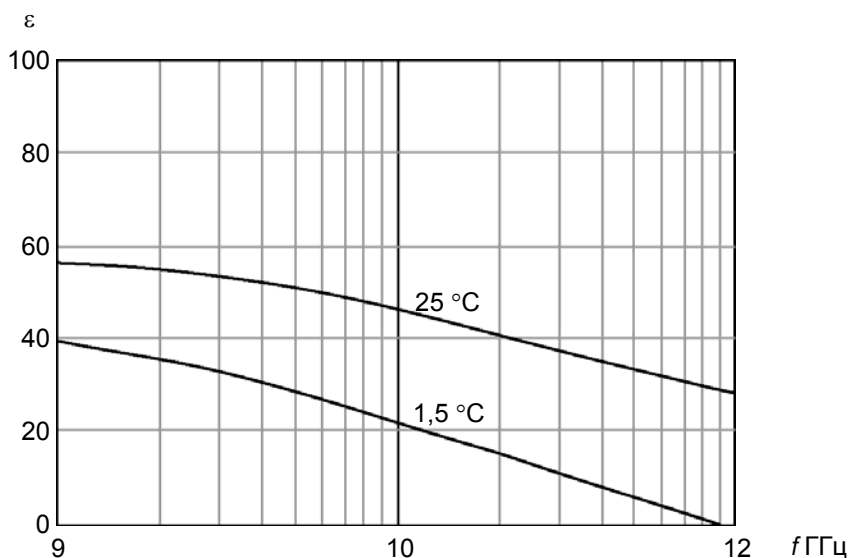


Рис. 1. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости воды (ε) при температуре 1,5 и 25 °С.

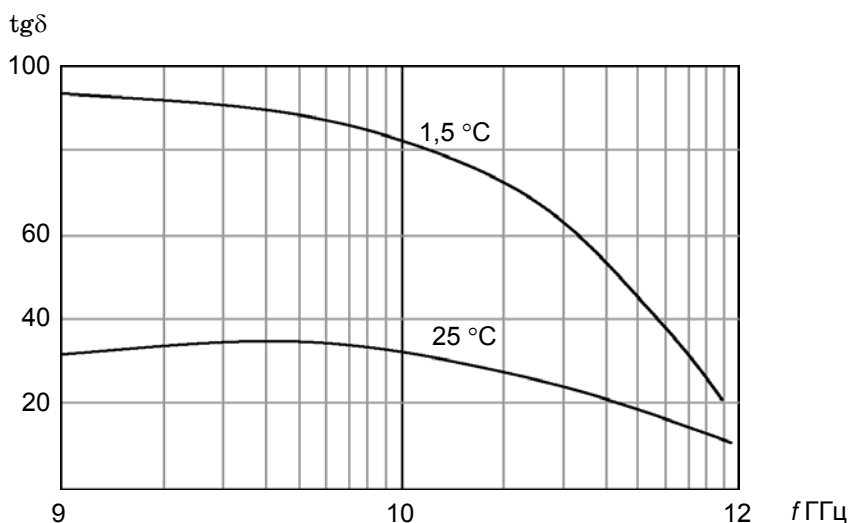


Рис. 2. Частотная зависимость тангенса угла диэлектрических потерь воды ($\text{tg}\delta$) при температуре $1,5$ и $25\text{ }^\circ\text{C}$.

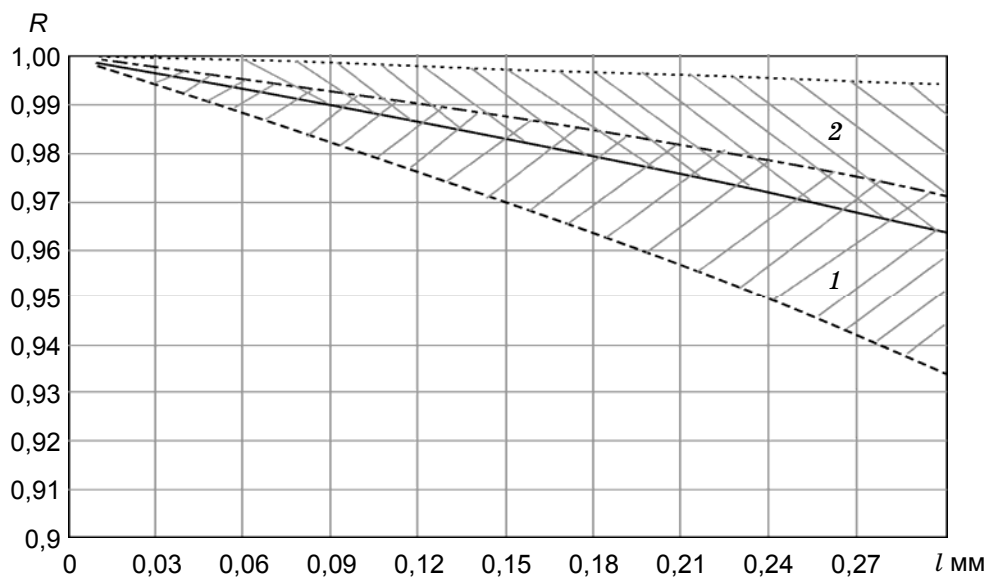


Рис. 3. Коэффициент отражения (R) от зеркала в зависимости от толщины слоя воды на его поверхности толщиной (l) для частот 9 ГГц (1) и 11 ГГц (2) при условии изменения температуры от $1,5\text{ }^\circ\text{C}$ (нижняя граница заштрихованных областей) до $25\text{ }^\circ\text{C}$ (верхняя граница заштрихованных областей).

Из рисунка видно, что воздействие температурных изменений на коэффициент отражения от зеркала антенны со слоем воды тем больше, чем больше толщина слоя. Так, при толщине слоя воды 0,06 мм на частоте 9 ГГц в диапазоне температур 1,5—25 °С коэффициент отражения изменяется от 0,995 до 0,988, что соответствует относительному его изменению, равному 0,7 %, а при толщине слоя воды 0,3 мм — от 0,971 до 0,934, что соответствует его относительному изменению, равному 4 %. Аналогичные относительные изменения коэффициента отражения R_{321}^2 на частоте 11 ГГц составляют 0,6 и 3,2 % соответственно. Таким образом, температурная зависимость физических параметров воды оказывает более сильное влияние на коэффициент отражения R_{321}^2 на более высоких частотах и при больших значениях толщины слоя воды.

Величина коэффициента отражения R_{321}^2 в соответствии с выражением (2) также может зависеть от изменения угла высоты в слое осадков, распределенного по параболической поверхности зеркальной антенны. Если полный угол раскрыва зеркала антенны (угол между прямыми, соединяющими фокус антенны с противоположными кромками зеркала) равен θ_0 , то угол высоты в слое воды на поверхности зеркала принимает значения от $\pi/2$ до $\theta_{2гр} = \arcsin(\sin(\theta_0/2)/\sqrt{\varepsilon_2})$.

Рассмотрим усредненное значение коэффициента \bar{R}_{321}^2 с учетом изменения угла высоты в слое воды на поверхности зеркальной антенны:

$$\bar{R}_{321}^2 = \frac{1}{\frac{\pi}{2} - \theta_{2гр}} \int_{\pi/2}^{\theta_{2гр}} R_{321}^2(\theta_2) d\theta_2. \quad (9)$$

Необходимость учета изменения угла высоты в слое осадков на поверхности зеркала можно оценить по относительной погрешности при замене величины \bar{R}_{321}^2 коэффициентом $R_{321}^2(\theta_2)$, определенным при среднем значении угла диапазона ($\pi/2; \theta_{2гр}$):

$$\delta = \frac{\bar{R}_{321}^2 - R_{321}^2(\bar{\theta}_2)}{\bar{R}_{321}^2} \cdot 100 \% . \quad (10)$$

Зависимость погрешности δ от толщины слоя воды для случая неглубоких антенн ($\theta_0 = 120^\circ$) приведена на рис. 4.

Относительная погрешность δ коэффициента отражения R_{321}^2 , рассчитанного без учета изменения угла высоты в слое воды на поверхности зеркала, не превышает 0,1 %, а при толщине слоя воды менее 0,1 мм составляет не более 0,01 %. Таким образом, для антенн, угол раскрыва зеркала которых $\theta_0 \leq 120^\circ$, в расчетах R_{321}^2 можно ограничиться только средним углом высоты $\bar{\theta}_2$.

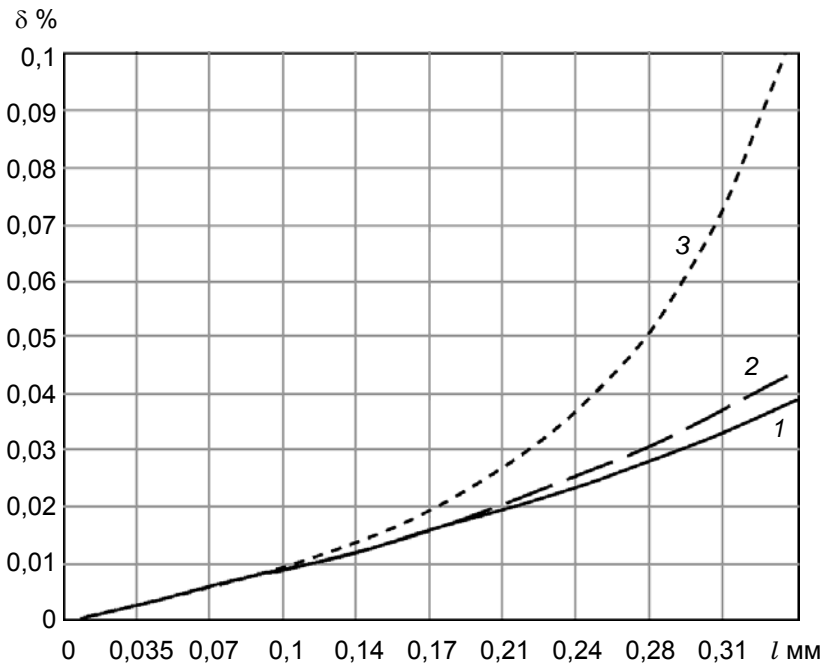


Рис. 4. Зависимость относительной погрешности коэффициента отражения R_{321}^2 от толщины слоя воды l при различных значениях частоты.

1 — 9 ГГц, 2 — 11 ГГц, 3 — 18,75 ГГц.

2. Толщина слоя воды, образующегося на поверхности зеркальной антенны при выпадении осадков

Толщина слоя воды, образующегося на поверхности зеркальной антенны, зависит от интенсивности осадков, а также от фрикционных и смачивающих свойств антенны и ее геометрии.

Простейшее соотношение для оценки толщины слоя воды на зеркале учитывает геометрические размеры антенны и интенсивность дождя (Bleviss, 1966):

$$l_2 = (4,3011 \cdot 10^{-7} D_a I)^{1/3}, \quad (11)$$

где l_2 — толщина слоя воды (мм); D_a — диаметр раскрыва зеркальной антенны (см); I — интенсивность дождя (мм/ч).

Анализ и экспериментальная проверка применимости выражения (11) для оценки толщины слоя воды на поверхности зеркала, проведенные в работах Jacobson et al. (1986) и Marzano et al. (2002), показали, что расчетные значения толщины слоя могут быть несколько занижены в связи с неоднородностью слоя воды на поверхности зеркала антенны. Однако для исследования влияния слоя воды на результаты СВЧ радиометрических измерений и проведения оценочных расчетов значения l_2 , получаемые по выражению (11), имеют удовлетворительную точность.

Воспользуемся выражением (11) для определения диапазона возможных значений толщины слоя воды, образующегося на поверхности зеркала антенны во время дождя, в зависимости от его интенсивности. Результаты расчета приведены на рис. 5.

Полученные значения толщины слоя воды на поверхности антенны при интенсивности дождя от 5 до 100 мм/ч не превышают десятых долей миллиметра, что совпадает с данными, приведенными в работе Marzano et al. (2002), в которой, в частности, указывалось, что при диаметре зеркала 60 см при интенсивности дождя 10 и 100 мм/ч измеренная толщина слоя воды составила 0,06 и 0,14 мм, а при диаметре зеркала 90 см при аналогичных значениях интенсивности дождя толщина слоя воды оказалась равной 0,07 и 0,16 мм.

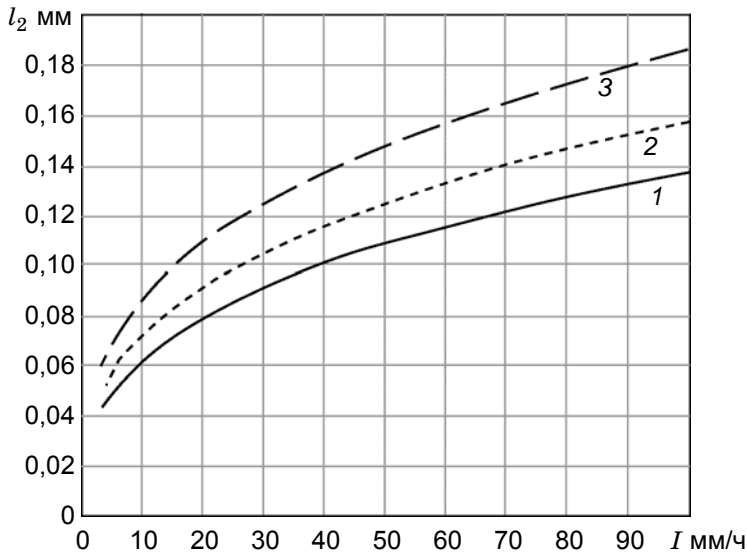


Рис. 5. Зависимость толщины слоя воды на поверхности антенны (l_2) от интенсивности дождя (I) и диаметра раскрытия антенны (D_a).

1) $D_a = 60$ см; 2) $D_a = 90$ см; 3) $D_a = 150$ см.

Общий характер зависимостей на рис. 5 позволяет сделать следующий вывод: чем больше диаметр зеркала и чем выше интенсивность осадков, тем толще слой воды, формирующийся на поверхности зеркала.

Выражение (11) определяет среднее значение толщины слоя воды, относительно которого возможны изменения, обусловленные действием случайных факторов, возникающих в процессе измерения, например случайных вариаций температуры, интенсивности дождя, состояния поверхности зеркала антенны. Так, в работе Jacobson et al. (1986) приведена оценка толщины слоя по интенсивности сливающейся во время дождя с зеркала антенны воды, которая показала занижение значений l_2 , рассчитанных по выражению (11), практически в три раза. Такое занижение наиболее характерно в случае интенсивных осадков. Поэтому при использовании выражения (11) для определения толщины слоя воды получается нижняя граница величины погрешности измерения яркостной температуры облаков и осадков при наличии слоя воды на зеркале антенны.

3. Радиояркостная температура облаков и осадков

Прирост антенной температуры ΔT_a в результате влияния слоя воды на поверхности антенны при проведении СВЧ радиометрических измерений в условиях выпадения дождя согласно выражению (4) обусловлен двумя противоположными по знаку изменениями, соответствующими двум слагаемым в выражении (4). Первое слагаемое характеризует уменьшение T_a за счет ухудшения отражательных свойств зеркала, а второе — ее увеличение за счет собственного радиотеплового излучения слоя осадков. Абсолютное значение первого слагаемого зависит от коэффициента отражения R_{321}^2 и от измеряемой радиояркостной температуры $T_{\text{я}}$ соответственно облаков и осадков, входящей в состав антенной температуры T_a . Поэтому для численной оценки прироста антенной температуры ΔT_a необходимо определить пределы изменения измеряемой радиояркостной температуры $T_{\text{я}}$ исходя из известных моделей излучения облаков и осадков.

Определение радиояркостной температуры облаков и осадков основывается, в первую очередь, на решении уравнения переноса излучения с учетом его поглощения и рассеяния в осадках. В работе Кутузы и др. (1984) предложена модель, аналитически описывающая в общем виде радиотепловое излучение однородного слоя гидрометеоров, расположенного над подстилающей поверхностью. Согласно этой работе, радиояркостную температуру для нисходящего излучения $T_{\text{я}}^{\downarrow}$ можно представить в следующем виде:

$$T_{\text{я}}^{\downarrow} = \bar{T}(1 - e^{-\alpha_{\text{п}}} - e^{-\alpha_{\text{р}}}) + T_{\text{п}}k, \quad (12)$$

где \bar{T} — средняя термодинамическая температура осадков, $\alpha_{\text{п}}$ и $\alpha_{\text{р}}$ — коэффициенты соответственно поглощения и рассеяния в слое гидрометеоров, $T_{\text{п}}$ и k — температура подстилающей поверхности и ее излучательная способность.

Согласно выражению (12), радиояркостная температура облаков и осадков определяется происходящими в них процессами

поглощения и рассеяния радиотеплового излучения. Вклад этих процессов в величину $T_{\text{я}}^{\downarrow}$ зависит от частотного диапазона исследования. В работе Степаненко (1987) показано, что на более высоких частотах необходимо учитывать многократное рассеяние на каплях дождя, а на более низких частотах (длина волны более 3 см) можно рассеянием пренебречь и рассматривать только модель “чистого поглощения”. В результате для различных частотных диапазонов значения радиояростной температуры облаков и осадков, а также характер и скорость ее изменения в зависимости от интенсивности дождя существенно различаются.

Кроме того, зависимость радиояростной температуры от частоты используется для оценки параметров осадков на двух существенно различающихся частотах. Так, в работах Сухонина и др. (2001), Сухонина (2007) рассмотрена модель оценки интенсивности дождя по измерениям радиояростной температуры на частотах 10 и 90 ГГц (или 37,1 ГГц). Преимущество таких многочастотных измерений — информативность, но при этом возникает вопрос о различии для этих частот погрешности ΔT_a , обусловленном влиянием слоя воды на зеркале.

Для получения высокой точности результатов при расчетах по выражению (12) необходимо правильно выбрать толщину слоя осадков в атмосфере на основе метеорологической модели дождя с учетом эффектов многократного рассеяния и излучения радиоволн и правильно оценить коэффициент рассеяния и излучения. Таким образом, моделирование радиояростной температуры дождевых облаков — сложная многопараметрическая задача, требующая априорного задания или точного измерения большого числа физических и метеорологических величин. Для исследования влияния слоя воды на антенне можно ограничиться заданием диапазона изменения радиояростных температур в зависимости от интенсивности дождя и частоты принимаемого радиощумового излучения.

В работе Степаненко и др. (1987) приведены зависимости радиояростной температуры от интенсивности дождя, согласно которым для длин волн 1,6 и 0,8 см при интенсивности дождя 10 мм/ч радиояростная температура равна 100 и 210 К, а при

интенсивности дождя 15 мм/ч — 250 и 275 К соответственно. При больших значениях интенсивности дождя радиояркостная температура облаков и осадков стремится к термодинамической. При длине волны 3,0 см, согласно данным работы Степаненко и др. (1987), коэффициент ослабления в жидких осадках почти на два порядка ниже, чем при длине волны 0,8 см, что приводит с учетом минимального вклада процесса рассеяния к значительно более пологой зависимости радиояркостной температуры от интенсивности дождя.

В работе Marzano et al. (2002) приведены результаты моделирования взаимозависимости интенсивности дождя и его радиояркостной температуры для слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков.

Данные моделирования подтверждают, что в случае дождевых облаков и осадков радиояркостная температура при одних и тех же значениях интенсивности дождя возрастает с увеличением частоты, а диапазоны значений радиояркостной температуры согласуются с приведенными ранее в работе Степаненко и др. (1987).

4. Оценка погрешности измерения радиояркостной температуры осадков при наличии слоя воды на поверхности антенны

Сложность задачи оценки прироста антенной температуры ΔT_a как величины погрешности СВЧ радиометрических измерений, обусловленной влиянием слоя воды на поверхности антенны, заключается в том, что входящие в выражение (4) величины R_{321}^2 и T_{321} являются функциями толщины слоя воды, которая, в свою очередь, зависит от интенсивности дождя и геометрических размеров антенны. Кроме того, и величина T_a , в состав которой входит величина измеряемой радиояркостной температуры, также является сложной многопараметрической функцией интенсивности дождя, построение которой — отдельная сложная задача.

С позиции оценки предполагаемого прироста антенной температуры можно построить зависимость ΔT_a от толщины слоя воды

для различных частотных диапазонов с последующим отбором значений ΔT_a исходя из известных из радиометеорологии диапазонов значений радиояркостной температуры облаков и осадков в зависимости от интенсивности дождя.

Результаты расчета ΔT_a по выражению (4) для значений антенной температуры 10, 50, 100 и 250 К и длин волн 0,8, 1,6 и 3,2 см приведены на рис. 6, на котором для удобства проведения анализа ΔT_a , соответствующих реальным условиям СВЧ радиометрических исследований облаков и осадков, ось независимой переменной l — толщины слоя дождя — пересчитана по выражению (11) в значения интенсивности дождя, приводящего к образованию слоя такой толщины на поверхности антенны с диаметром раскрытия 1 м.

Для определения погрешности ΔT_a на определенной длине волны необходимо выбирать график, соответствующий предполагаемой радиояркостной температуре. Например, для слоисто-дождевых облаков с интенсивностью дождя 10 мм/ч на длине волны 1,6 см радиояркостная температура может быть принята на уровне 100 К. Тогда минимальная погрешность ΔT_a , вносимая слоем воды, окажется равной 2,5 К, а при интенсивности 15 мм/ч она не превысит 1 К.

Если пренебречь в первом приближении вкладом в антенную температуру радиотеплового излучения окружающего антенну пространства, принимаемого через боковые и задние лепестки диаграммы направленности (ДН) антенны, т. е. в пределе считать, что ДН антенны идеальна (коэффициент рассеяния, равен нулю), то, используя рис. 6, можно оценить погрешность, вносимую слоем воды, принимая в качестве T_a значение радиояркостной температуры.

Выводы

При проведении СВЧ радиометрических измерений радиотеплового излучения атмосферы в условиях выпадения осадков и формирования слоя воды на поверхности антенны наблюдается

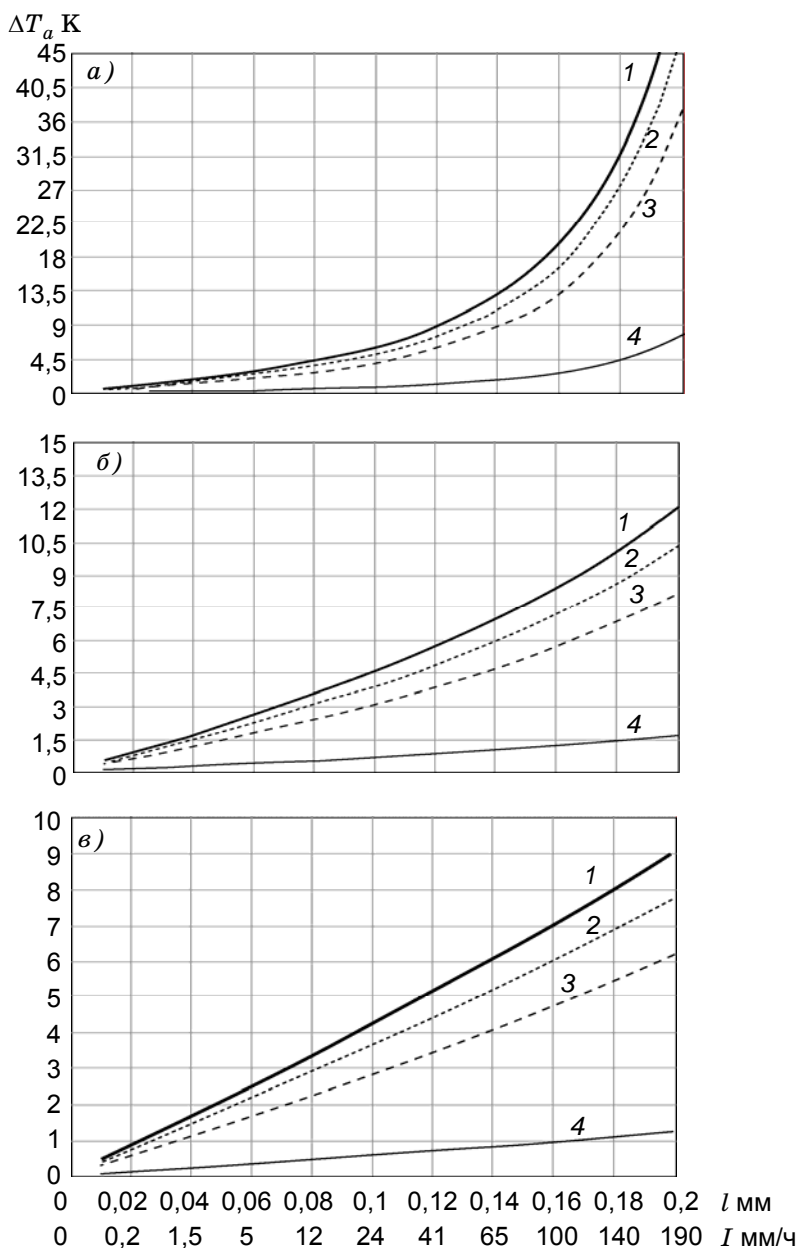


Рис. 6. Зависимость прироста антенной температуры ΔT_a на длинах волн 0,8 см (а), 1,6 см (б) и 3,2 см (в) от толщины слоя воды l на поверхности антенны и интенсивности дождя I (диаметр антенны 1 м).

Кривая.....	1	2	3	4
T_a К	10	50	100	250

положительный прирост антенной температуры, величина которого зависит от характера дождевых облаков и интенсивности дождя. Так, максимальные значения приращения антенной температуры соответствуют радиотепловым измерениям слоисто-дождевых облаков с небольшой интенсивностью дождя, когда собственное радиотепловое излучение слоя воды превышает отрицательное изменение измеряемой температуры за счет снижения отражательных свойств антенны (максимальное значение ΔT_a равно 4 К на длине волны 0,8 см при условии, что осадкам с интенсивностью 10 мм/ч соответствует яркостная температура 100 К).

При большой интенсивности дождя (когда радиояркостная температура приближается к термодинамической, т. е. к 300 К) приращение антенной температуры уменьшается практически до нуля, так как его увеличение за счет собственного радиотеплового излучения слоя воды компенсируется уменьшением вклада в измеряемую антенную температуру радиояркостной температуры атмосферного образования за счет снижения отражательных свойств антенны, что может привести к уменьшению чувствительности радиометрической системы к изменениям радиояркостной температуры атмосферы.

Наблюдение за кучево-дождевыми облаками с большой интенсивностью осадков может сопровождаться значительным увеличением толщины слоя воды на поверхности антенны по сравнению с ее расчетными значениями по выражению (11), в результате чего существенно возрастает приращение антенной температуры. Так, при интенсивности дождя 100 мм/ч (Jacobson et al., 1986), толщина слоя воды составила 0,35 мм, а соответствующий прирост антенной температуры ΔT_a — 45 К, т. е. ΔT_a больше, чем в случае расчета (4 К), практически на порядок.

При проведении СВЧ радиометрических исследований на нескольких частотах необходимо учитывать, что с уменьшением длины волны возрастает величина приращения антенной температуры ΔT_a , что вызвано влиянием слоя воды на поверхности антенны, и это может являться причиной неоднозначности оценки параметров атмосферы по данным многочастотных измерений.

Таким образом, исследование влияния слоя воды на поверхности антенны на результаты СВЧ радиометрических измерений

показало сложный и неоднозначный характер этого влияния, проявляющийся в приращении антенной температуры, величина которого зависит от характера дождя, его интенсивности и геометрических размеров антенны СВЧ радиометрической системы, и в возможном занижении истинного изменения достаточно высоких измеряемых радиоярких температур (> 200 К).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. (1977). Радиотепловое излучение земных покровов — Л.: Гидрометеоиздат. 224 с.

Кутуза Б. Г., Петренко Б. З., Смирнов М. Т. (1984) // Труды VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 247.

Розенберг В. И. (1972). Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. — Л.: Гидрометеоиздат. 348 с.

Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. (1987). Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 283 с.

Сухонин Е. В., Козу Т., Масуко Х. (2001). Методика и алгоритмы определения интенсивности дождя с летательных аппаратов при помощи радиометрического метода на двух частотах с преобладанием на одной частоте излучения, а на другой рассеяния радиоволн частицами осадков // Радиотехника и электроника. Т. 46, № 12. С. 1425—1432.

Сухонин Е. В. (2007). Аналитические модели для расчета радиояркой температуры излучения дождя в миллиметровом и сантиметровом диапазонах радиоволн // Радиотехника и электроника. Т. 52, № 1. С. 24—27.

Тучков Л. Т. (1968). Естественные шумовые излучения в радиоканалах. — М.: Советское радио. 152 с.

Blevis B. C. (1966). Losses due to rain on radomes and antenna reflecting surfaces // IEEE Trans. Antennas Propagat. V. 14. P. 175—176.

Cohen A., Smolski (1966). The effect of rain on satellites communication earth terminal rigin radomes // The microwave J. P. 111—121.

Jacobson M. D., Hogg D. C., Snider J. B. (1986). Wet reflectors in millimeter-wave radiometry—experiment and theory // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. V. GE-24. P. 784—791.

Klein J. A., Swift C. T. (1977). An improved model for dielectric constant of sea water at microwave frequencies. — IEEE Trans. Antennas Propagat. V. 25, No. 1. P. 104—111.

Marzano F. S., Ciotti P., Martellucci A. (2002). Ground-based multifrequency microwave radiometry for rainfall remote sensing // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. V. 40. P. 749—759.

УДК 551.501+621.396

РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМ КАНАЛОМ ФОРМИРОВАНИЯ СИГНАЛА КОМПЕНСАЦИИ

Е. В. Федосеева, И. Н. Ростокин

Муромский институт Владимирского государственного университета
602264, г. Муром Владимирской обл., ул. Орловская, 23
elenafedoseeva@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.08.2010

Поступила после доработки 30.08.2010

Большие информационные ресурсы в вопросе оценки и исследования процессов, происходящих в атмосфере, предоставляют СВЧ радиометрические системы, предназначенные для измерения интенсивности радиотеплового излучения в СВЧ диапазоне радиоволн. В результате решения обратных задач по величине интенсивности радиотеплового излучения можно судить о температуре, строении, составе и различных физических параметрах зондируемых объектов и сред. В частности, в радиометеорологии по величине выходного сигнала радиометрических систем можно оценить влагозапас атмосферы, водозапас облаков и водозапас или среднюю интенсивность дождя.

Точность решения обратных задач связана с качеством получаемых в процессе измерения данных и, следовательно, с необходимостью решения задачи минимизации помеховых воздействий при проведении измерений в реальных условиях функционирования СВЧ радиометрических систем. Так, при СВЧ радиометрических измерениях в качестве помехообразующих можно рассматривать следующие факторы:

ограниченную пространственную селективность антенны, приводящую к дополнительным помеховым составляющим во входном сигнале системы, обусловленным приемом шумового излучения всего пространства, окружающего антенну, фонового излучения;

трудно отслеживаемые изменения коэффициента отражения от зеркала антенны в условиях формирования слоя осадков на поверхности антенны и дополнительное собственное шумовое излучение этого слоя, создающего аддитивную помеховую составляющую антенной температуры;

собственный шумовой сигнал радиометра, по характеру не различимый с входным шумовым сигналом СВЧ радиометрической системы.

Способы исключения влияния собственного шумового сигнала радиометра хорошо известны (Степаненко и др., 1987; Фалин, 1997; Щукин, 2009) и основаны на реализации компенсационных, модуляционных, корреляционных и многоканальных методов приема радиотеплового излучения.

Помеховое влияние фонового излучения и слоя осадков на поверхности антенны на результаты СВЧ радиометрических измерений проявляется в формировании дополнительных составляющих выходного сигнала антенны или в недетерминированном изменении его уровня, поэтому предполагаемые методы компенсации должны быть применимы не только к радиометру, а к радиометрической системе в целом, включая антенну.

1. Помеховое воздействие фонового излучения и слоя осадков на поверхности антенны на результаты СВЧ радиометрических измерений

Сигнал, формирующийся на выходе антенны при приеме радиотеплового излучения СВЧ радиометрической системой, принято характеризовать величиной антенной температуры, которая в соответствии с уравнением антенного сглаживания определяется выражением (Тучков, 1968):

$$T_a = \eta_a (1 - \beta) \bar{T}_{\text{гл}} + \eta_a \beta \bar{T}_{\text{бок}} + (1 - \eta_a) T_0, \quad (1)$$

где η_a — коэффициент полезного действия антенны, β — коэффициент рассеяния антенны, $\bar{T}_{\text{гл}}$ и $\bar{T}_{\text{бок}}$ — среднее значение яркостной температуры пространства в области главного лепестка и в

области рассеивания диаграммы направленности (ДН) антенны соответственно; $\Omega_{\text{рас}}$ — угловой размер области рассеивания: $\Omega_{\text{рас}} = 4\pi - \Omega_{\text{гд}}$.

Выражение (1) позволяет проанализировать составляющие входного сигнала радиометрических систем. При условии неизменности параметров приемной антенны первое слагаемое, характеризующее радиояркостную температуру зондируемого объекта в пределах главного лепестка диаграммы направленности антенны, может быть принято первичной характеристикой уровня информационного сигнала; второе и третье слагаемые, обусловленные фоновым излучением окружающей систему пространства, принимаемого через боковые и задние лепестки диаграммы направленности антенны, и температурными параметрами самой антенны, могут являться характеристиками уровня помеховых составляющих во входном сигнале радиометрической системы.

Кроме того, недетерминированное изменение характеристик антенны — коэффициента рассеяния, коэффициента отражения, КПД и собственного шумового излучения, возникающего в случае проведения измерений в условиях интенсивных осадков, сопровождающихся образованием их слоя на зеркале антенны, — приводит к дополнительному сложному мультипликативному помеховому воздействию на входной сигнал системы.

Величина составляющей антенной температуры, обусловленная приемом фонового излучения от атмосферы и поверхности Земли при условии их однородности, может быть оценена по известным значениям радиояркостных температур, составляющих сумму (Тучков, 1968; Есепкина и др., 1973):

$$\begin{aligned} \bar{T}_{\text{бок}} &= \bar{T}_{\text{атм}} + \bar{T}_{\text{бок.н}}, \\ \bar{T}_{\text{атм}} &= \bar{T}_{\text{э}} \left[1 - e^{-\tau} - \tau E_i(-\tau) \right] + \bar{T}_{\text{р}}, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\bar{T}_{\text{э}} = T_0 - \Delta T / 2,$$

$$\bar{T}_{\text{бок.н}} = T_0 J_{\nu, h}, \quad (3)$$

где \bar{T}_a — средняя эффективная температура атмосферы, ΔT — поправка на неизотермичность для углового направления $\theta = 0^\circ$, $E_i(-\tau)$ — интегральная показательная функция, \bar{T}_p — радиояркая температура реликтового излучения, $J_{v,h}$ — коэффициенты излучательной способности подстилающей поверхности на вертикальной или горизонтальной поляризациях.

Результат, получаемый с помощью формул (2) и (3), может быть использован для оценки математического ожидания абсолютной величины помехи для последующей корректировки данных измерений. Все отклонения от моделей излучения (2) и (3) определяют дополнительную погрешность, которая в связи с ее вероятностным характером будет являться случайной величиной. Такая ситуация может иметь место при наличии ярких дискретных источников шумового излучения в угловой области рассеивания ДН антенны радиометрической системы и при изменении состояния подстилающей поверхности в процессе проведения радиометрических измерений.

При проведении дистанционных измерений в условиях выпадения осадков на поверхности зеркала антенны возможно формирование их слоя, который, с одной стороны, определяет приращение антенной температуры за счет собственного излучения слоя осадков, с другой стороны уменьшает КПД антенны за счет изменения отражательных свойств поверхности зеркала. Антенная температура при наличии слоя осадков на поверхности зеркала определяется следующим выражением (Фалин, 1997):

$$T'_a = T_a R_{321}^2 + T_{321}, \quad (4)$$

где R_{321}^2 — коэффициент отражения по мощности от трехслойного образования (воздух—слой осадков—металл антенны); T_{321} — температура шумов, приведенная ко входу радиометра, обусловленная собственным излучением слоя осадков на зеркале, которую можно оценить, используя выражение (Тучков, 1968)

$$T_{321} = \frac{T_2(1 - e^{-2\chi_2 l_2 \sin \theta_2})(1 - R_{21}^2)}{1 + R_{21}^2 e^{-2\chi_2 l_2 \sin \theta_2} + 2R_{21} e^{-\chi_2 l_2 \sin \theta_2} \cos\left(\frac{4\pi l_2 \sqrt{\varepsilon}}{\lambda} \sin \theta_2\right)}, \quad (5)$$

где T_2 — термодинамическая температура слоя осадков; l_2 — толщина слоя осадков; θ_2 — угол высоты в среде осадков; λ_2 — длина волны в среде осадков; χ_2 — показатель поглощения электромагнитной энергии в полупрозрачной среде; ε'_2 — диэлектрическая проницаемость слоя осадков; R_{21} — коэффициент отражения от границы воздух—среда осадков:

$$R_{21} = \frac{\sin \theta_1 - \sqrt{\varepsilon'_2 - \cos^2 \theta_1}}{\sin \theta_1 + \sqrt{\varepsilon'_2 - \cos^2 \theta_1}};$$

θ_1 — угол высоты собственного излучения слоя осадков над границей раздела воздух—вода.

Для оценки помехового воздействия, состоящего в изменении отражательных свойств антенны, можно воспользоваться формулой (Тучков, 1968)

$$R_{321}^2 = \frac{e^{-2l_2\chi_2 \sin \theta_2} + R_{21}^2 - 2R_{21} e^{-\chi_2 l_2 \sin \theta_2} \cos\left(\frac{4\pi l_2 \sqrt{\varepsilon}}{\lambda} \sin \theta_2\right)}{1 + R_{21}^2 e^{-2\chi_2 l_2 \sin \theta_2} - 2R_{21} e^{-\chi_2 l_2 \sin \theta_2} \cos\left(\frac{4\pi l_2 \sqrt{\varepsilon}}{\lambda} \sin \theta_2\right)}. \quad (6)$$

При выполнении условия равновесного излучения в трехслойном образовании металл—слой осадков—воздух коэффициент излучения равен коэффициенту поглощения, а приращение антенной температуры определяется следующим образом:

$$\Delta T'_a = (1 - R_{321}^2)(T_0 - T_{я \text{ гл}}(1 - \beta)\eta). \quad (7)$$

Анализ выражения (7) позволяет сделать следующие выводы: погрешность оценки яркостной температуры определяется величиной коэффициента отражения трехслойного образования. Кроме того, ее значение и знак зависят от соотношения термодинамической температуры T_0 и усредненной яркостной температуры в области главного лепестка диаграммы направленности антенны. При наблюдении источников с низкой радиояркостной температурой основной вклад в приращение антенной температуры будет обусловлен шумовой температурой трехслойного образования. Минимальное значение $\Delta T'_a$ наблюдается при условии близости значений указанных величин. Таким образом, характер влияния слоя осадков на величину помеховых составляющих антенной температуры достаточно сложен и трудно прогнозируем.

2. СВЧ радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации

Рассмотренные факторы помехового воздействия фонового излучения и слоя осадков на поверхности антенны показали необходимость предусматривать при работе системы дополнительный к основному процесс формирования сигнала компенсации с последующей реализацией алгоритма компенсации влияния помеховых воздействий на результаты измерений.

Для выполнения процедуры компенсации аддитивного и мультипликативного помехового воздействия должны быть предусмотрены две операции: нахождение разности основного измерительного сигнала и сигнала, адекватного по уровню аддитивным помехам в составе основного, а также деление основного сигнала на тестовый эталонный шумовой сигнал, подвергшийся такому же мультипликативному помеховому воздействию, как и основной. Данный способ осуществления компенсации предусмотрен в системе с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации (Федосеева, 2009), структурная схема которой приведена на рис. 1.

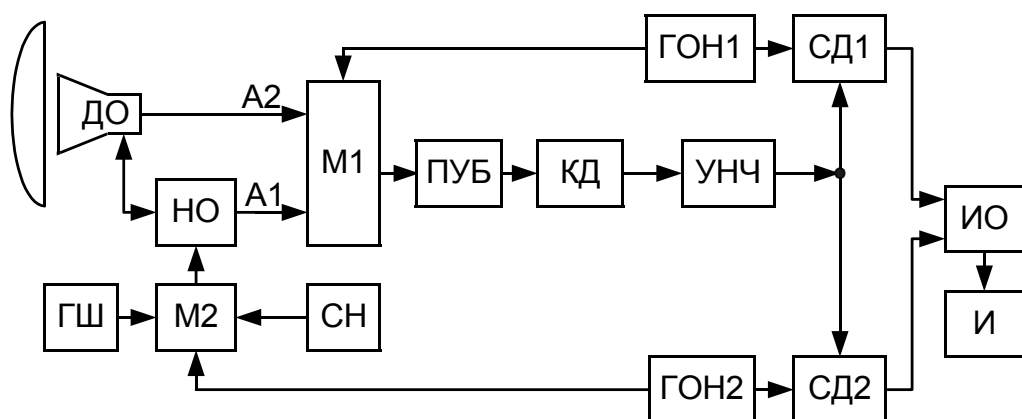


Рис. 1. СВЧ радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации.

Радиометрическая система содержит параболическую зеркальную антенну с двухмодовым облучателем (ДО), расположенным в фокусе зеркала. При этом энергия обусловленных приемом фонового излучения помехонесущих сигналов, поступающих в дополнительный антенный канал А2, приблизительно равна энергии помехонесущих сигналов, поступающих через область рассеивания ДН в антенный канал А1. Антенный канал А2 через направленный ответвитель (НО) соединен с первым модулятором (М1). К плечу вторичной линии НО через двухплечный второй модулятор (М2) подключен источник высокостабильного шумового сигнала (ГШ), который является источником эталонного сигнала и предназначен для облучения зеркала антенны. Ко второму плечу модулятора М1 подключен дополнительный антенный канал А2, который, кроме сигнала, адекватного внешним аддитивным помехам, принимает отраженный зеркалом сигнал ГШ. Выход модулятора М1 соединен последовательно с приемно-усилительным блоком (ПУБ) и квадратичным детектором (КД). Выход квадратичного детектора подключен к двум синхронным детекторам (СД1 и СД2). Модулирующее напряжение на модулятор М1 и опорное напряжение на синхронный детектор СД1 формируются генератором опорных напряжений ГОН1, а модулирующее напряжение на модулятор М2 и опорное напряжение на синхронный детектор СД2 — генератором опорных напряжений ГОН2.

Сигналы генераторов ГОН1 и ГОН2 не кратны по частоте, что позволяет разделить модулированные модуляторами М1 и М2 шумовые сигналы, прошедшие общий приемно-усилительный блок синхронными детекторами СД1 и СД2. Выводы СД1 и СД2 подключены к измерителю отношений (ИО).

В результате напряжение на выходе первого синхронного детектора (СД1) при условии наличия слоя осадков на поверхности зеркала антенны пропорционально разности

$$\begin{aligned} [R_{321}^2 T_{\text{я}} + (T_{\text{бок}} + T_{\Sigma 321})] - [R_{321}^2 T_{\text{э ср}} + (T_{\text{бок}} + T_{\Sigma 321})] = \\ = R_{321}^2 (T_{\text{я}} - T_{\text{э ср}}), \end{aligned} \quad (8)$$

где $T_{\text{я}}$ — радиояркостная температура, приведенная к входу приемника в предположении, что КПД антенны $\eta = 1$ и ее собственные шумы ничтожно малы по сравнению с температурой шумов подстилающей поверхности $T_{\text{бок}}$ и шумовой температурой инородного слоя $T_{\Sigma 321}$, также приведенных ко входу приемника; $T_{\text{э ср}}$ — средняя температура шумов двухуровневого эталонного источника.

При условии, что реакция зеркала на антенный канал А1 незначительна и направленный ответвитель (НО) обладает идеальной направленностью, напряжение на выходе второго синхронного детектора (СД2) пропорционально разности

$$\begin{aligned} [R_{321}^2 T_{\text{э1}} + (T_{\text{бок}} + T_{\Sigma 321})] - [R_{321}^2 T_{\text{э2}} + (T_{\text{бок}} + T_{\Sigma 321})] = \\ = R_{321}^2 (T_{\text{э1}} - T_{\text{э2}}), \end{aligned} \quad (9)$$

где $T_{\text{э1}}$ и $T_{\text{э2}}$ — два уровня температуры шумов эталонного источника, приведенных к входу приемника.

Выходной сигнал системы на выходе измерителя отношений (ИО) пропорционален отношению:

$$U_{\text{ИО}} = \frac{U_{\text{ВЫХ СД1}}}{U_{\text{ВЫХ СД2}}} = \frac{R_{321}^2 (T_{\text{я}} - T_{\text{э ср}})}{R_{321}^2 (T_{\text{э1}} - T_{\text{э2}})} = \frac{T_{\text{я}} - T_{\text{э ср}}}{T_{\text{э1}} - T_{\text{э2}}}. \quad (10)$$

Как следует из последнего выражения, в выходном сигнале радиометрической системы отсутствуют аддитивные и мультипликативные внешние помехи, обусловленные приемом фонового излучения окружающего пространства и излучения слоя осадков на поверхности антенны и изменением коэффициента передачи системы в целом, включая антенный тракт и радиометр, в том числе и коэффициента отражения от зеркала антенны при наличии слоя осадков на поверхности антенны.

3. Экспериментальные результаты измерений СВЧ радиометрической системой с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации

Для оценки эффективности выполнения процедуры компенсации влияния помехового воздействия фонового излучения и слоя осадков на результаты СВЧ радиометрических исследований рассмотренной радиометрической системой с дополнительным каналом были проведены исследования в лабораторных условиях по локальному внешнему источнику шумового сигнала.

Сначала было исследовано влияние высокотемпературной помехи, расположенной в угловой области ближнего бокового излучения антенны при работе одноканальной радиометрической системы без реализации компенсации помеховой составляющей входного сигнала. Полученные результаты измерений приведены на рис. 2.

В качестве объекта исследования использовался точечный высокотемпературный источник излучения — генератор шума с температурой 9900 К и введенным ослаблением, равным 17 дБ. Главный луч ДН антенны системы, ширина которого по уровню половинной мощности составляла 15° , был направлен строго на источник излучения. В качестве аддитивной помехи был выбран второй генератор шума с аналогичной шумовой температурой, который вводился в ближнюю боковую угловую область ДН антенны.

Для наглядной иллюстрации влияния близко расположенных источников высокотемпературных помех на погрешность радиометрических измерений второй высокотемпературный источник излучения вводился последовательно по угловым направлениям 7,5; 9 и

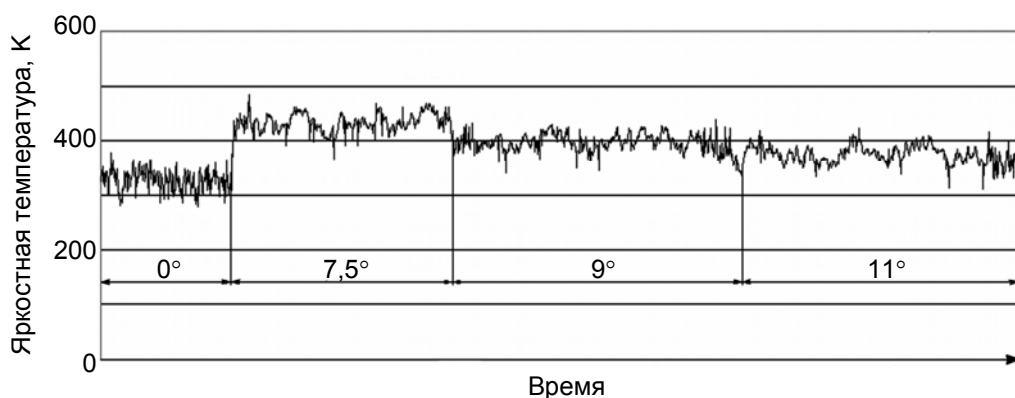


Рис. 2. Выходной сигнал одноканальной радиометрической системы при наличии высокотемпературной помехи в области ближнего бокового излучения антенны (7 мая 2005 г.).

11° от осевого направления антенны; при этом прирост шумовой температуры на выходе антенны составил 238, 205 и 177 К.

Аналогичные измерения были проведены и с использованием радиометрической системы с дополнительным антенным каналом формирования сигнала компенсации, результаты которых приведены на рис. 3.

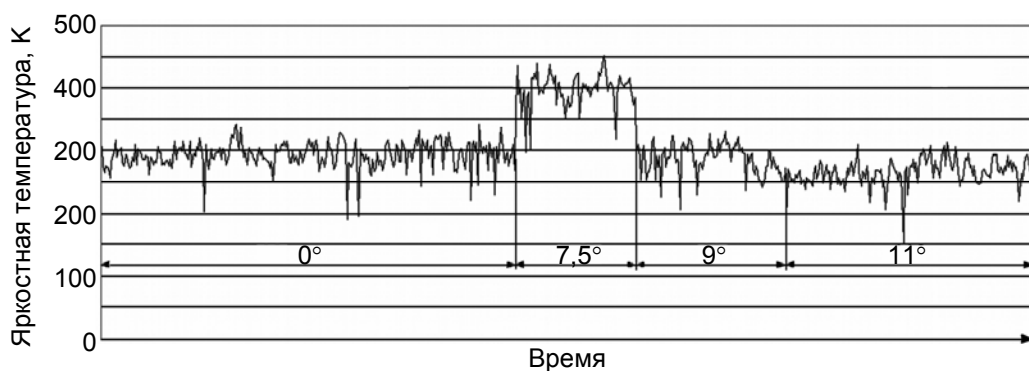


Рис. 3. Выходной сигнал двухканальной радиометрической системы при введении высокотемпературной помехи (7 мая 2005 г.).

При проведении измерений радиометрической системой с дополнительным антенным каналом формирования сигнала компенсации влияние дополнительной высокотемпературной помехи практически полностью компенсировалось при выведении ее за пределы угловой области главного лепестка ДН основного измерительного антенного канала.

Сравнение результатов измерений, приведенных на рис. 2 и 3, позволяют сделать вывод об эффективном решении задачи компенсации влияния фонового излучения на результаты измерений в СВЧ радиометрической системе с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации.

При экспериментальной проверке возможности компенсации влияния слоя осадков в радиометрической системе путем введения эталонного шумового сигнала анализировалась адекватность влияния слоя осадков как на эталонный шумовой сигнал, так и на принимаемый радиошумовой сигнал от внешнего источника. Для этого были проведены измерения принимаемых по основному и дополнительному каналам сигналов при различных условиях формирования слоя осадков с последующей операцией компенсации влияния слоя осадков на уровень сигнала. Результаты измерений приведены на рис. 4 и 5.

Анализ полученных данных экспериментальных исследований показывает, что формируемый в дополнительном антенном канале сигнал компенсации испытывает изменения, аналогичные изменениям основного канала, и, следовательно, возможна реализация операции компенсации в данной двухканальной системе.

Количественные сравнительные оценки сигналов двухканальной РМС с компенсацией влияния слоя осадков (снег и дождь), сформировавшегося на различных частях поверхности антенны, представлены в табл. 1 и 2.

В проведенных экспериментальных исследованиях значение погрешности определения антенной температуры, обусловленное мультипликативным влиянием слоя твердых (снег) и жидких (дождь) осадков, составляет 26,8—42,2 и 8,2—27,5 % соответственно. В СВЧ радиометрической системе с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации аналогичное помеховое влияние составляет 12,7—27,3 и 1,3—13,2 % соответственно.

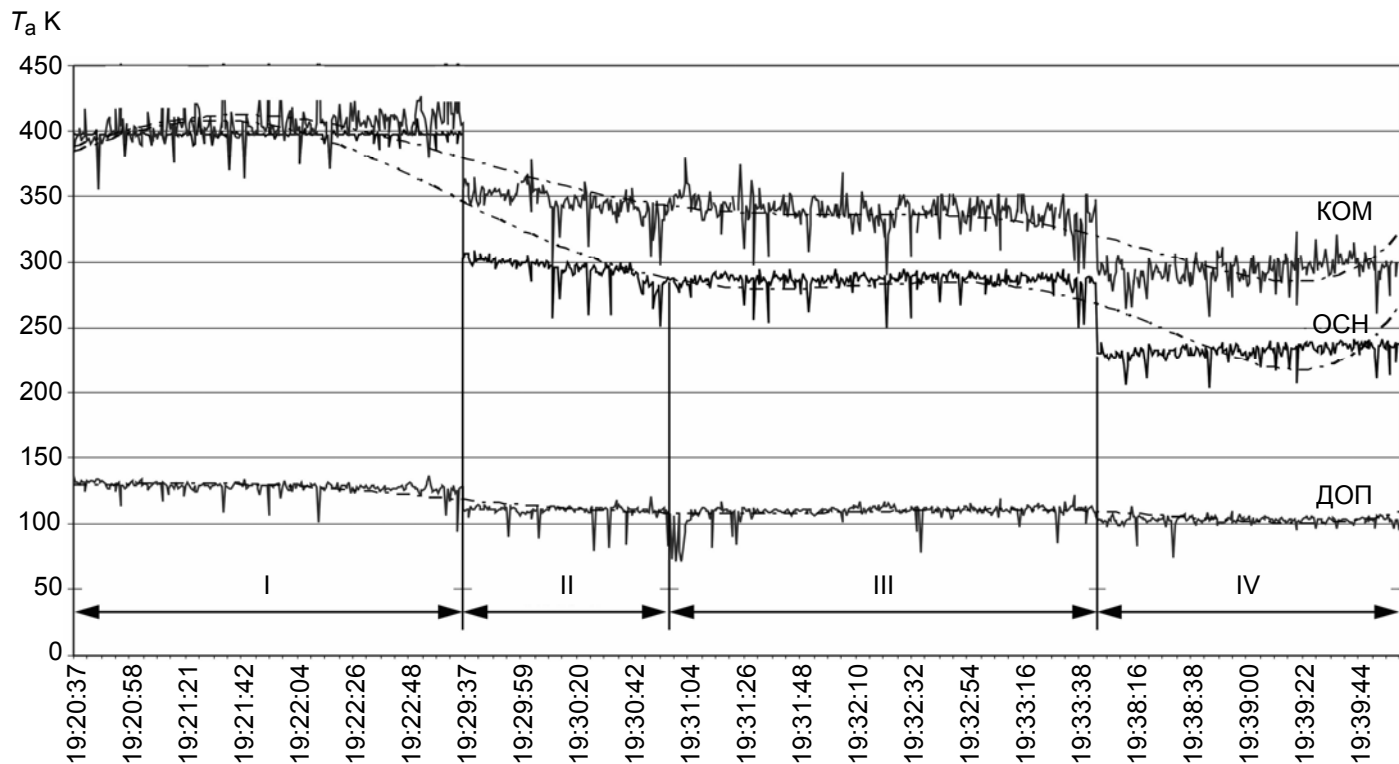


Рис. 4. Влияние слоя снега, сформировавшегося на различных областях зеркальной антенны диаметром 1000 мм, на уровень выходного сигнала двухканальной СВЧ радиометрической системы.

ОСН — сигнал основного канала, ДОП — сигнал дополнительного канала,

КОМ — скомпенсированный выходной сигнал.

I — чистая антенна, II — снег в центре антенны, III — сползание снега к краю зеркала, IV — снег на кромке зеркала.

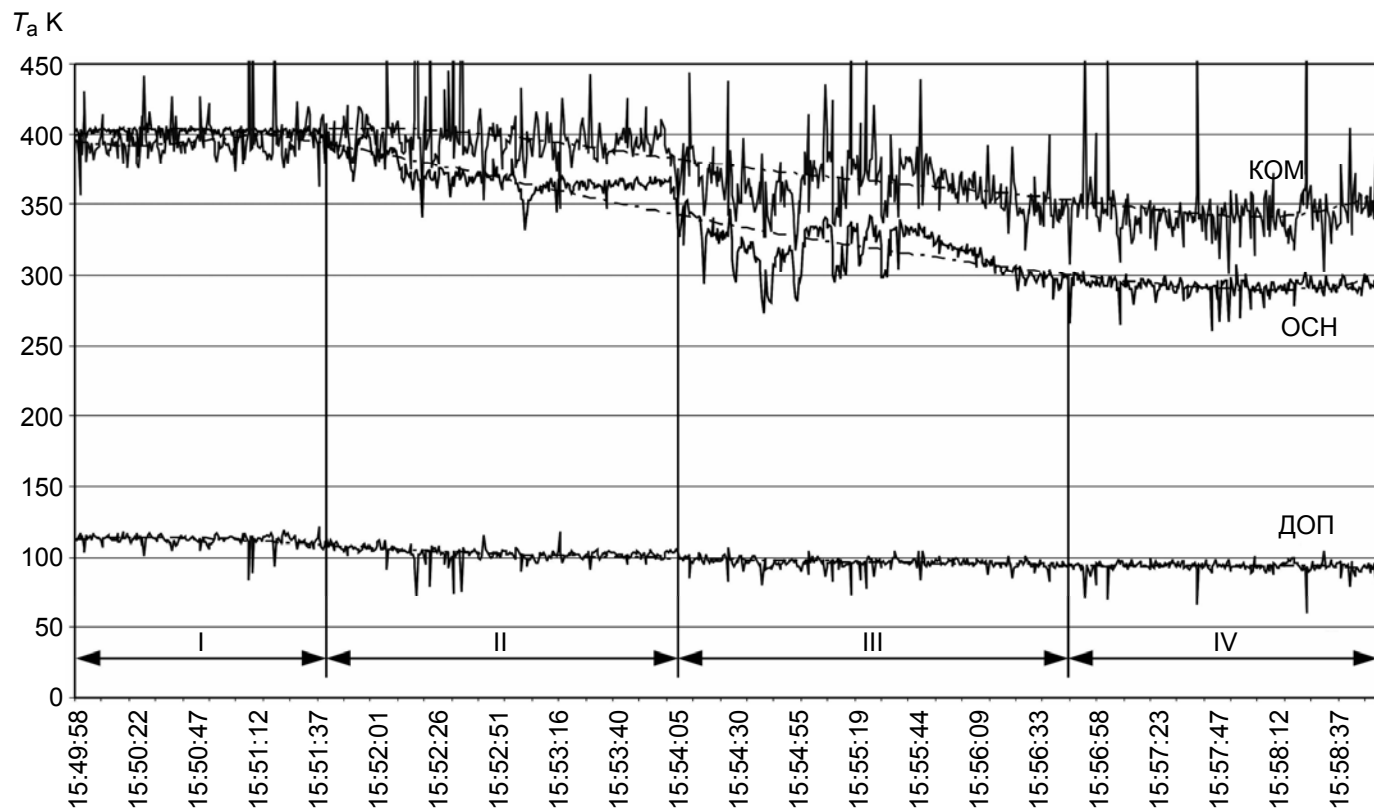


Рис. 5. Влияние смачивания различных областей зеркальной антенны на уровень выходного сигнала двухканальной СВЧ радиометрической системы.

ОСН — сигнал основного канала, ДОП — сигнал дополнительного канала,
КОМ — скомпенсированный выходной сигнал.

I — сухая антенна, II — смачивание центра антенны, III — смачивание кромки антенны, IV — смачивание всей антенны.

Таблица 1

**Погрешность измерения антенной температуры
в СВЧ радиометрических измерениях при наличии слоя снега
на различных областях поверхности антенны**

Область влияния	Сигнал компенсационного канала				Сигнал основного канала			
	\bar{T}_a	σ^2	СКО	δ_{T_a} %	\bar{T}_a	σ^2	СКО	δ_{T_a} %
Чистая антенна	407,5	29,6	5,44	—	403,8	24,3	4,93	—
Центральная область	355,6	10,3	3,21	12,7	295,5	65,7	8,10	26,8
Боковая область	349,2	17,6	4,20	14,3	289,2	71,4	8,45	28,4
Вся поверх- ность	296,9	28,6	5,35	27,3	233,5	35,9	5,99	42,2

Таблица 2

**Погрешность измерения антенной температуры
в СВЧ радиометрических измерениях при наличии слоя воды
на различных областях поверхности антенны**

Область влияния	Сигнал компенсационного канала				Сигнал основного канала			
	\bar{T}_a	σ^2	СКО	δ_{T_a} %	\bar{T}_a	σ^2	СКО	δ_{T_a} %
Чистая антенна	400,6	33,3	5,76	—	404,4	22,1	4,70	—
Центральная область	398,3	54,6	7,38	1,25	371,2	15,7	3,96	8,21
Боковая область	365,9	49,8	7,05	8,65	317,9	26,2	5,12	21,37
Вся поверх- ность	347,5	56,6	7,52	13,23	293,1	36,6	6,05	27,51

3. Выводы

Предложенная СВЧ радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации может быть эффективно использована в условиях неоднозначно изменяющегося фонового излучения, например при расположении на мобильных устройствах или при изменении состояния подстилающей поверхности в случае стационарных устройств, а также в сложных метеорологических условиях при возможности формирования слоя осадков на поверхности антенны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Есепкина Н. А., Корольков Д. В., Парийский Ю. Н. (1973). Радиотелескопы и радиометры. — М.: Наука. 416 с.

Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. (1987). Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 283 с.

Тучков Л. Т. (1968). Естественные шумовые излучения в радиоканалах. — М.: Советское радио. 152 с.

Фалин В. В. (1997). Радиометрические системы СВЧ. — М.: Луч. 440 с.

Федосеева Е. В. (2009). Радиометрическая система с компенсацией аддитивных внешних фоновых помех / Патент на полезную модель № 91630. Бюл. № 5 от 20.02.2010 г.

Щукин Г. Г., Булжин В. В. (2009). Метеорологические пассивно-активные радиолокационные системы. — Муром: Изд.-полиграф. центр МИ ВлГУ. 166 с.

УДК 551.510.7

ПОГРЕШНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОНОВОЙ ЗАСВЕТКИ МЕТОДОМ ДВУХПОЗИЦИОННОГО ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Ю. Б. Ржонсницкая

Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, Малоохтенский пр., 96
rzhjul@rambler.ru

Поступила в редакцию 22.03.2010
Поступила после доработки 5.08.2010

Введение

В настоящее время в практике определения концентраций загрязняющих веществ используются в основном контактные методы измерений. Недостаток этих методов состоит в том, что они дают возможность определять локальные значения концентраций.

Для определения пространственного распределения атмосферного аэрозоля, газовых компонентов атмосферы в нашей стране и за рубежом интенсивно разрабатываются методы дистанционного лазерного (лидарного) зондирования среды (Межерис, 1987; Yegorov, Sinkevich, Stepanenko, 1997; Кугейко, Оношко, 2001 и др.). Лидарная информация о природной среде важна для решения проблемы экологического мониторинга, но разработка методов лидарного зондирования атмосферы предполагает решение обширной научной проблемы. Существенная трудность интерпретации лидарной информации обусловлена неопределенностью уравнения, обращение которого лежит в основе обработки результатов. Проблема решается посредством использования систем многопозиционного зондирования (Егоров, 1982; Yegorov, Potapova, Rzhonsnitskaya, 2008).

Особенно сложной является задача дистанционного лазерного зондирования слабо рассеивающей атмосферы, т. е. задача ин-

терпретации эхо-сигнала, принятого со значительных расстояний от лидара. Это связано с существенной ролью случайной и систематической погрешностей измерений, включая погрешности, обусловленные фоновой засветкой, сдвигом нуля эхо-сигнала и неточностью его коррекции на геометрический фактор.

Работа посвящена проблеме интерпретации результатов зондирования атмосферы лидарными системами и направлена на совершенствование методов лидарных измерений параметров атмосферного воздуха.

1. Усовершенствованный метод двухпозиционного лидарного зондирования атмосферы

При измерении коэффициента ослабления неоднородной атмосферы требуется осуществлять зондирование более чем из одной точки пространства. В настоящей работе рассматривается метод определения прозрачности путем посылки в атмосферу световых импульсов из двух точек, разнесенных в пространстве, в одном направлении вдоль прямой, проходящей через точки посылки, и приема в точках посылки эхо-сигналов от рассеивающих объемов атмосферы, общих для точек посылки (Егоров и др., 2010). Метод дает возможность учесть фоновую засветку и определить прозрачность атмосферы на участке, ограниченном точками посылки импульсов.

Метод включает процедуру измерения мощности излучения, рассеянного атмосферой в направлении, противоположном направлению посылки, осуществляемую до момента посылки зондирующих импульсов. Предусматривается изменение расстояния между точками посылки и повторение процедуры измерений до тех пор, пока прозрачность, найденная по мощностям эхо-сигналов, не перестанет отличаться от прозрачности, найденной по совокупности мощностей эхо-сигналов и мощностей, измеренных до посылки зондирующих импульсов.

Схема, реализующая метод, представлена на рис. 1.

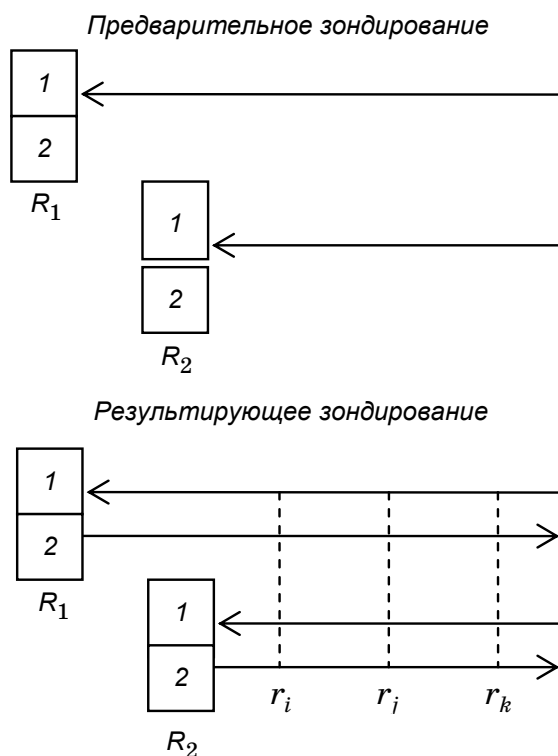


Рис.1. Схема двухпозиционного лидарного зондирования.
1 — приемник, 2 — передатчик.

Измеренные мощности связаны с оптическими характеристиками атмосферы лидарным уравнением

$$P(\bar{R}_i, \bar{r}_j) = P_*(\bar{R}_i) + Af\beta(\bar{r}_j)T_{i,j}^2, \quad (1)$$

$$T_{i,j} = \exp \left[- \int_{C_{i,j}} \sigma(\bar{r}) d\bar{r} \right].$$

В уравнении (1) использовались следующие обозначения:

P_* — мощность солнечного излучения, рассеянного атмосферой в направлении на приемное устройство лидара (зависит от положения точки послылки импульсов и связанного с ним направления на исследуемый объем);

$P_{i,j} = P(\bar{R}_i, \bar{r}_j)$ — мощность сигнала обратного рассеяния;

\bar{r}_j — радиус-вектор зондируемого рассеивающего элемента;

\bar{R}_i — радиус-вектор точки посылки световых импульсов и приема сигналов обратного рассеяния (рассматривается многопозиционное зондирование, i -й точке расположения приемопередатчика соответствует радиус-вектор \bar{R}_i , $i = 1, 2$);

$f = K(\bar{r}_j - \bar{R}_i)^{-2}$ — геометрический фактор лидара;

K — коэффициент заполнения;

A — постоянная лидара;

β — коэффициент обратного рассеяния;

σ — коэффициент ослабления;

\bar{r} — текущий радиус-вектор точки прямой, проходящей через точки i, j ;

$c_{i,j}$ — отрезок $[\bar{R}_i, \bar{r}_j]$, по которому вычисляется интеграл в уравнении (1);

$d\bar{r}$ — элемент длины отрезка.

В рассматриваемом случае по результатам измерений мощностей $P_{1i}, P_{1j}, P_{1k}, P_{2i}, P_{2j}, P_{2k}$ находят фоновую засветку P_{1*}, P_{2*} , и в частности

$$P_{1*} = \frac{D_0}{D_1}, \quad (2)$$

где

$$D_1 = \begin{vmatrix} (r_i - R_1)^2 & (r_i - R_2)^2 P_{2i} & (r_i - R_2)^2 \\ (r_j - R_1)^2 & (r_j - R_2)^2 P_{2j} & (r_j - R_2)^2 \\ (r_k - R_1)^2 & (r_k - R_2)^2 P_{2k} & (r_k - R_2)^2 \end{vmatrix},$$

$$P_{2*} = \frac{E_1}{E_2}. \quad (3)$$

Здесь

$$E_1 = \begin{vmatrix} (r_i - R_2)^2 P_{2i} & (r_i - R_1)^2 P_{1i} & (r_i - R_1)^2 \\ (r_j - R_2)^2 P_{2j} & (r_j - R_1)^2 P_{1j} & (r_j - R_1)^2 \\ (r_k - R_2)^2 P_{2k} & (r_k - R_1)^2 P_{1k} & (r_k - R_1)^2 \end{vmatrix},$$

$$E_2 = \begin{vmatrix} (r_i - R_2)^2 & (r_i - R_1)^2 P_{1i} & (r_i - R_1)^2 \\ (r_j - R_2)^2 & (r_j - R_1)^2 P_{1j} & (r_j - R_1)^2 \\ (r_k - R_2)^2 & (r_k - R_1)^2 P_{1k} & (r_k - R_1)^2 \end{vmatrix}.$$

О прозрачности исследуемого участка атмосферы судят по характеристике, которую определяют, используя найденные величины P_{1*}, P_{2*} :

$$\exp\left(-2 \int_{R_1}^{R_2} \sigma dr\right) = \frac{A_2}{A_1} \frac{P_{1i} - P_{1*}}{P_{2i} - P_{2*}} \left(\frac{r_i - R_1}{r_i - R_2}\right)^2. \quad (4)$$

С другой стороны, эти же характеристики P_{1*}, P_{2*} определяют по величинам фоновой засветки, найденным путем измерений мощностей сигналов, принятых до момента послышки зондирующего импульса.

Совпадение результатов определения прозрачности исследуемого участка означает корректность определения фоновой засветки и процедуры усиления принятых эхо-сигналов пропорционально квадрату текущего времени (квадрату расстояния зондирования $r_i - R_j$).

2. Погрешность метода двухпозиционного лидарного определения фоновой засветки

Случайная погрешность δP_* фоновой засветки, рассчитываемой с использованием уравнения (2) и сказывающейся на точности измерения прозрачности (Yegorov, Potapova, Rzhonsnitskaya,

2008), найдена в настоящей работе в линейном приближении, когда она определяется случайной погрешностью мощности эхо-сигнала и производными функции $P_*(P_{ij})$. В частности,

$$\begin{aligned} \delta^2 P_{1*} = & \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1i}} \delta P_{1i} \right)^2 + \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1j}} \delta P_{1j} \right)^2 + \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1k}} \delta P_{1k} \right)^2 + \\ & + \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2i}} \delta P_{2i} \right)^2 + \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2j}} \delta P_{2j} \right)^2 + \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2k}} \delta P_{2k} \right)^2, \end{aligned} \quad (5)$$

где

$$\left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1i}} \delta P_{1i} \right)^2 = D_1^{-2} (r_i - R_1)^4 (r_j - R_2)^4 (r_k - R_2)^4 (P_{2j} - P_{2k})^2 \delta P_{1i}^2,$$

$$\left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1j}} \delta P_{1j} \right)^2 = D_1^{-2} (r_j - R_1)^4 (r_i - R_2)^4 (r_k - R_2)^4 (P_{2i} - P_{2k})^2 \delta P_{1j}^2,$$

$$\left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{1k}} \delta P_{1k} \right)^2 = D_1^{-2} (r_k - R_1)^4 (r_i - R_2)^4 (r_j - R_2)^4 (P_{2j} - P_{2i})^2 \delta P_{1k}^2,$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2i}} \delta P_{2i} \right)^2 = & D_1^{-2} (r_i - R_2)^4 \left\{ (r_j - R_2)^2 (r_k - R_1)^2 (P_{1k} - P_{1*}) - \right. \\ & \left. - (r_j - R_1)^2 (r_k - R_2)^2 (P_{1j} - P_{1*}) \right\}^2 \delta P_{2i}^2, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2j}} \delta P_{2j} \right)^2 = & D_1^{-2} (r_j - R_2)^4 \left\{ (r_i - R_1)^2 (r_k - R_2)^2 (P_{1i} - P_{1*}) - \right. \\ & \left. - (r_k - R_1)^2 (r_i - R_2)^2 (P_{1k} - P_{1*}) \right\}^2 \delta P_{2j}^2, \end{aligned}$$

$$\left(\frac{\partial P_{1*}}{\partial P_{2k}} \delta P_{2k} \right)^2 = D_1^{-2} (r_k - R_2)^4 \left\{ (r_j - R_1)^2 (r_i - R_2)^2 (P_{1j} - P_{1*}) - (r_i - R_1)^2 (r_j - R_2)^2 (P_{1i} - P_{1*}) \right\}^2 \delta P_{2k}^2.$$

Исследование погрешности фоновой засветки выполняется с учетом достаточно реалистичных зависимостей погрешностей эхо-сигнала от его величины, характерных для конкретных лидаров с учетом имеющихся экспериментальных данных (Yegorov, Potarova, Rzhonsnitskaya, 2008). В работе применяется степенная зависимость (показатель степени 0,5).

На рис. 2 представлена относительная случайная погрешность фоновой засветки $\delta P_*/P_*$ в зависимости от расстояния между точками посылки импульсов (кривые 2 и 3 различаются знаком величины $R_2 - R_1$, $\sigma = 0,06 \text{ км}^{-1}$, $E = \frac{P_*}{A\beta} = 0,5 \text{ км}^{-2}$). Резуль-

таты показывают, что на основе нового решения лидарного уравнения найдены эффективные алгоритмы обработки сигналов малой мощности.

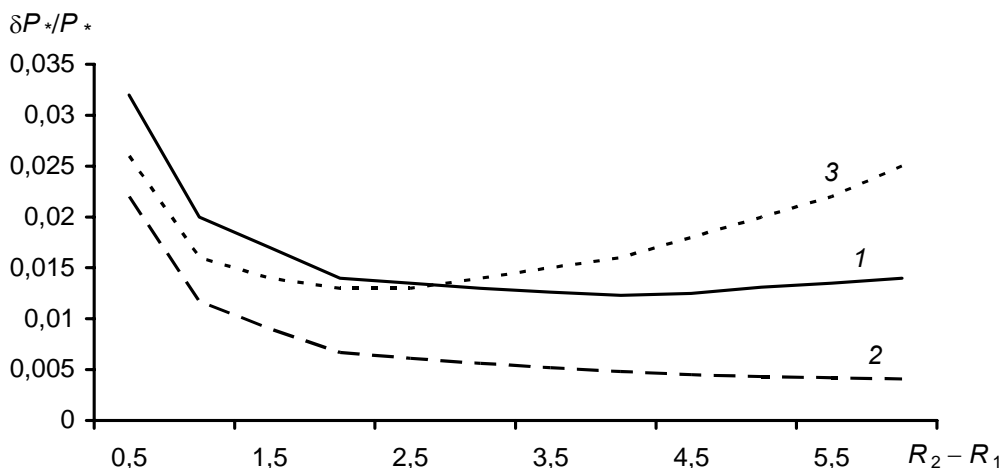


Рис. 2. Зависимость относительной погрешности фоновой засветки ($\delta P_*/P_*$) от расстояния между точками посылки импульсов ($R_2 - R_1$) при $r_i - r_j = 1 \text{ км}$ (1) и $r_i - r_j = 4 \text{ км}$ (2 и 3).

Анализ погрешностей однопозиционных измерений фоновой засветки в условиях однородной атмосферы выполнен в работе Yegorov, Potapova, Rzhonsnitskaya (2008). Сравнение с ней показывает отсутствие значительных различий погрешностей двухпозиционного и однопозиционного зондирования в неоднородной и однородной атмосфере соответственно.

Заключение

Рассмотрена проблема достоверности, с которой оптические характеристики неоднородной атмосферы определяются по результатам двухпозиционных измерений сигналов обратного рассеяния. Для реалистических зависимостей погрешностей эхосигнала от его величины выполнен анализ точности определения фоновой засветки. Результаты анализа показали, что на основе нового решения лидарного уравнения найдены эффективные алгоритмы обработки сигналов малой мощности.

Работа выполнена в рамках мероприятия 1.2.2 Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 годы (государственный контракт № П1037 от 31 мая 2010 г.) по направлению «Физика атмосферы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Егоров А. Д. (1982). Зондирование атмосферы оптическими системами // Труды ГГО. Вып. 462. С. 68—70.

Егоров А. Д., Потапова И. А., Ржонсницкая Ю. Б. (2010). Патент РФ № 2395106 «Способ определения прозрачности атмосферы» // Бюлл. изобрет. № 20.

Кугейко М. М., Оношко Д. М. (2001). Двухлучевое бистатическое томографическое зондирование атмосферы с подвижного носителя / В сб.: Доклады Всероссийской научной конференции «Дистанционное зондирование земных покровов и атмосферы аэрокосмическими средствами». — Муром, с. 602—605.

Межерис Р. (1987). Лазерное дистанционное зондирование. — М.: Мир, с. 550.

Yegorov A. D., Sinkevich A. A., Stepanenko V. D. (1997). Multipositional techniques for remote sensing of atmosphere // Proc. of SPIE, Image processing, signal processing, and synthetic aperture radar for remote sensing. V. 3217. P. 422—426.

Yegorov A. D., Potapova I. A., Rzhonsnitskaya Yu. B. (2008). Atmospheric aerosols measurements and reliability problem // Int. J. Remote Sensing. V. 29. P. 2449—2468.

Юлия Александровна Довгалюк

К 75-летию со дня рождения

2 февраля 2010 г. отметила свой юбилей Юлия Александровна Довгалюк — известный специалист в области физики облаков и активных воздействий, кандидат физико-математических наук, доцент, заведующая лабораторией ГГО.

Юлия Александровна пришла в ГГО после окончания физического факультета ЛГУ в 1958 г. Ее становление как специалиста проходило в отделе физики облаков, где она прошла путь от младшего научного сотрудника до заведующей лабораторией. В последние годы она работает в отделе физики облаков и атмосферного электричества.

Под руководством Ю. А. Довгалюк в ГГО было создано и получило широкое развитие такое научное направление, как разработка численных моделей конвективных облаков. При ее непосредственном участии были созданы численные модели, которые используются для составления специализированного численного прогноза развития конвективных облаков и анализа экспериментов по активным воздействиям на облака с целью оценки эффективности этих воздействий.

Ю. А. Довгалюк участвовала в работах по активным воздействиям на атмосферные процессы, проводимым в Санкт-Петербурге во время масштабных мероприятий государственного и городского уровня. Под ее руководством проводятся эксперименты по исследованию процессов замерзания облачных капель, создаются и совершенствуются реагенты, необходимые для проведения активных воздействий на облака с целью регулирования осадков.

В настоящее время Ю. А. Довгалюк успешно руководит комплексными работами по созданию трехмерной численной модели осадкообразующего конвективного облака, в которых, кроме сотрудников ГГО, принимают участие специалисты пяти ведущих научных учреждений Росгидромета.

Ю. А. Довгалюк ведет планомерную работу по подготовке молодых научных кадров. В течение 30 лет она преподает в Санкт-

Санкт-Петербургском государственном университете, где читает лекции по гидрометеорологическим основам охраны окружающей среды, физике облаков и активных воздействий и др. Большое внимание Ю. А. Довгалюк уделяет работе с молодыми специалистами, многих из которых она подготовила к самостоятельной исследовательской деятельности.

За успехи в научной деятельности она награждена нагрудным знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России» и медалью Ордена «За заслуги перед отечеством» II степени.

Друзья и коллеги тепло поздравили Юлию Александровну с юбилеем и пожелали ей новых творческих успехов и крепкого здоровья на долгие годы.

Людмила Васильевна Луцко

К 75-летию со дня рождения

22 февраля 2010 г. отметила свой юбилей Людмила Васильевна Луцко — известный актинометрист, авторитетнейший методист и конструктор приборов для измерения солнечной радиации, кандидат технических наук, заведующая лабораторией ГГО.

Людмила Васильевна Луцко поступила на работу в Главную геофизическую обсерваторию им. А. И. Воейково в 1959 г., по окончании Ленинградского института точной механики и оптики. Из всех направлений исследований она избрала самую солнечную науку — актинометрию, в развитие которой внесла впоследствии весомый вклад. Научный путь Л. В. Луцко в ГГО начался под руководством классика актинометрии Ю. Д. Янишевского, верным продолжателем дела которого она стала. Окончив заочную аспирантуру, Л. В. Луцко защитила диссертационную работу «Методы измерения естественной освещенности».

Сфера деятельности Л. В. Луцко в ГГО всегда был широкой: она активно участвовала в исследованиях, проводила инспекции сети, преподавала на курсах повышения квалификации актинометристов, организовывала и проводила поверку образцовых приборов УГМС, руководила курсовыми и дипломными работами студентов различных вузов. Под ее руководством подготовлены ныне действующие руководящие документы, регламентирующие все сферы деятельности станций в части проведения актинометрических наблюдений.

Л. В. Луцко обладает широкой эрудицией в области актинометрического приборостроения, методики наблюдений и их метрологического обеспечения. В последние десятилетия, в условиях финансовой нестабильности, дефицита кадров, она делала все от нее зависящее для восстановления производства актинометрических приборов. Благодаря ее настойчивости, знаниям и упорству в ОАО «Пеленг» (Республика Беларусь) был организован выпуск основных актинометрических датчиков — актинометра, пиранометра и балансомера.

Л.В.Луцько активно участвует в реализации проекта «Модернизация и техническое перевооружение учреждений и организаций Росгидромета». Ее отличают такие важнейшие для руководителя качества, как глубокое и разностороннее знание сети, способность определять текущие и перспективные задачи, исключительная трудоспособность, умение дать верный и разумный совет. Благодаря своим знаниям, доброжелательности и душевной щедрости Людмила Васильевна пользуется заслуженным авторитетом и уважением коллег.

Работы Л.В.Луцько отмечены ведомственными премиями Росгидромета. За свой многолетний и плодотворный труд она награждена знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России».

В день юбилея друзья и коллеги тепло поздравили Людмилу Васильевну и пожелали ей успехов во всех делах и начинаниях и крепкого здоровья на долгие годы.

Наум Шефтелевич Вольберг

К 80-летию со дня рождения

29 сентября 2010 г. исполнилось 80 лет Науму Шефтелевичу Вольбергу — одному из ведущих специалистов Росгидромета в области контроля загрязнения атмосферы, кандидату технических наук, заведующему лабораторией Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

Наум Шефтелевич Вольберг родился 29 сентября 1930 г. в Ленинграде.

В 1953 г. он окончил Ленинградский технологический институт им. Ленсовета по специальности сорбционная техника. В 1956 г. в НИИ Гигиены труда и профзаболеваний он приступил к созданию методик контроля содержания в воздухе различных вредных примесей и средств метрологического обеспечения этих работ. Им был создан ряд кулонометрических методов, отличающихся использованием твердых хемосорбентов для преобразования определяемых примесей в вещества с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом. Применение таких преобразователей давало возможность создавать многоканальные переносные газоанализаторы. В процессе подготовки диссертации на соискание степени кандидата технических наук Н. Ш. Вольберг разработал переносный кондуктометрический газоанализатор, который позволял определять концентрации оксида углерода, предельных, непредельных и ароматических углеводородов.

В 1969 г. Н. Ш. Вольберг стал сотрудником Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. С тех пор в течение более чем четырех десятилетий он является лидером научной, научно-методической и оперативной деятельности ГГО в области разработки и применения методов наблюдений за загрязнением атмосферного воздуха. В 1975 г. он возглавил лабораторию методов мониторинга загрязнения атмосферы, в которой под его руководством разработаны, усовершенствованы и аттестованы методики контроля содержания в воздухе различных вредных примесей, широко используемые в аналитических лабораториях сети Росгидромета и стран СНГ.

При непосредственном участии Н. Ш. Вольберга в ГГО развивалась и укреплялась экспериментально-лабораторная и метрологическая база методов мониторинга загрязнения атмосферы, создавались новые и оригинальные технологии. В настоящее время он занимается разработкой малозатратных методов контроля загрязнения воздуха, в частности с использованием пассивных пробоотборников.

Н. Ш. Вольберг является автором более 160 научных работ в области контроля загрязнения атмосферы, в том числе 26 изобретений. Ряд его работ отмечен медалями ВДНХ.

За успехи в научной деятельности Н. Ш. Вольберг награжден нагрудным знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России» и медалью Ордена «За заслуги перед отечеством» II степени.

Н. Ш. Вольберга отличает внимательное и исключительно приветливое отношение к окружающим. Его профессиональная компетентность, высокая ответственность, доброжелательность и чуткость создают благоприятную творческую атмосферу в руководимом им коллективе.

Поздравляя Н. Ш. Вольберга с юбилеем, коллеги и друзья пожелали ему здоровья и бодрости на долгие годы, а также новых творческих успехов.

Владимир Иванович Горышин

К 90-летию со дня рождения

27 августа 2010 г. исполнилось 90 лет Владимиру Ивановичу Горышину — известному специалисту в области атмосферной оптики, талантливому конструктору и экспериментатору.

В 1940 г. по окончании в Ленинграде средней школы В. И. Горышин был призван в ряды Советской Армии. С начала Великой отечественной войны по август 1941 г. участвовал в боях. Под Житомиром полк, в котором служил Владимир Иванович, попал в окружение и с октября 1941 по март 1945 г. он находился в лагерях военнопленных на территории Германии. После освобождения он снова служил в армии, а в 1946 г. поступил в Ленинградский электротехнический институт им. Ульянова (Ленина), который с отличием окончил в 1952 г.

С 1952 г. трудовая жизнь В. И. Горышина была прочно связана с Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова, где он в 1965 г. успешно защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата технических наук на тему «Объективные методы и приборы для измерения метеорологической дальности видимости».

На протяжении многих лет В. И. Горышин являлся ведущим специалистом Гидрометслужбы по проблеме определения дальности видимости. Для измерения дальности видимости им были разработаны и внедрены два типа приборов. Прибор типа М-37 серийно выпускался в 1956—1964 гг., широко применялся на отечественных аэродромах и был удостоен большой серебряной медали ВДНХ. В 1963 г. В. И. Горышин завершил разработку регистратора дальности видимости (РДВ), который также был запущен в серию и на протяжении многих лет являлся табельным прибором для измерения дальности видимости на отечественных аэродромах и авиаметеорологических станциях. На международной выставке в Париже прибор РДВ получил Гран при и золотую медаль.

В. И. Горышин успешно занимался исследованиями по теории дальности видимости, изучением пространственно-временной структуры полей прозрачности атмосферы. Он уделял

большое внимание научно-методическим работам, связанным с совершенствованием методики и аппаратуры для измерения видимости в аэропортах и на метеорологической сети.

В ГГО В. И. Горышин, являясь сотрудником отдела актинометрии и атмосферной оптики, прошел путь от инженера до заведующего лабораторией. На его счету десятки значимых печатных научных работ и два изобретения, внедренных в серийное производство. В 1998 г. В. И. Горышин ушел на заслуженный отдых, но связей с родным коллективом он не прерывает.

Чествование юбиляра прошло в родном для него павильоне актинометрии в поселке Воейково. Ученики и коллеги В. И. Горышина сердечно поздравили его с замечательным юбилеем.

Зинаида Ильинична Пивоварова
(1920—1986)

К 90-летию со дня рождения

6 октября 2010 г. исполнилось 90 лет со дня рождения Зинаиды Ильиничны Пивоваровой — видного климатолога, крупного специалиста по исследованию радиационного режима СССР, доктора географических наук.

Зинаида Ильинична родилась 6 октября 1920 г. в железнодорожном поселке Шарья Костромской области в семье рабочего. По окончании в 1938 г. с отличием железнодорожной средней школы в Шарье З. И. Пивоварова без вступительных экзаменов была зачислена на географический факультет Ленинградского государственного университета.

В 1941—1942 гг. в блокадном Ленинграде она продолжала обучение в Университете, а после эвакуации работала сначала в отделе народного образования г. Шарья, а с 1944 г. техником-геодезистом 42-го топографического отряда Главного управления геодезии и картографии при Совнаркоме СССР в Кировской области и КОМИ АССР.

По возвращении в 1945 г. в Ленинград Зинаида Ильинична продолжила обучение в Университете, который окончила с отличием в мае 1946 г.

Еще учась в Университете, с июля 1945 г., З. И. Пивоварова начала работать в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова сначала старшим техником, а с 1946 г., после получения диплома, — младшим научным сотрудником. В 1952 г. З. И. Пивоварова успешно защитила кандидатскую диссертацию, а в 1975 г. — докторскую диссертацию на тему «Радиационный режим территории СССР».

В 1950—1960 гг. З. И. Пивоварова совместно с Ю. Д. Янишевским принимала активное участие в работах по воссозданию и расширению актинометрической сети СССР, ею были разработаны методы обработки и контроля актинометрической информации, подготовлены методические пособия по актинометрии

для станций. Она занималась анализом и обобщением актинометрических данных, изданием материалов наблюдений, под ее руководством были подготовлены справочники по климату СССР по разделу «Солнечная радиация и солнечное сияние».

Круг научных интересов Зинаиды Ильиничны был очень широк, и прежде всего это были исследования в области радиационной климатологии и актинометрии, оценка влияния метеорологических факторов на тепловой режим зданий, методы воздействия на глобальный климат, изучение вклада антропогенных факторов в изменчивость солнечной радиации, а также многое другое. Она была одним из первых климатологов, которые начали исследование метеорологических аспектов использования солнечной радиации как источника энергии для оценки гелиоэнергетических ресурсов на территории СССР.

Полученные З. И. Пивоваровой результаты широко использовались в практической деятельности, о чем свидетельствуют награды, полученные ею на ВДНХ СССР в 1966—1983 гг.

З.И.Пивоварова пользовалась большим и заслуженным уважением среди отечественных специалистов и климатологов зарубежных стран. В течение многих лет она принимала активное участие в научно-технических конференциях, симпозиумах, совещаниях, посвященных проблемам актинометрии и прикладной климатологии.

З. И. Пивоварова опубликовала 95 работ, в том числе семь монографий. Ее работа «Радиационные характеристики климата СССР», изданная в 1977 г., и в наши дни является настольной книгой для специалистов, занимающихся вопросами радиационной климатологии.

За свой плодотворный труд З. И. Пивоварова была награждена многими медалями и почетными знаками.

Все, кто работал с Зинаидой Ильиничной, отмечают ее необычайную трудоспособность и требовательность. При этом она была очень доброжелательна и внимательна к окружающим вне зависимости от их положения и званий. Она всегда старалась помочь своим коллегам, поддержать их, с особым вниманием относясь к ветеранам и молодежи.

Светлая память о Зинаиде Ильиничне Пивоваровой, большом ученом, неутомимой труженице, умелом организаторе, навсегда сохранится в сердцах тех, кому довелось работать и просто общаться с ней.

Геннадий Петрович Гуцин (1920—2009)

К 90-летию со дня рождения

7 сентября 2010 г. исполнилось 90 лет со дня рождения Геннадия Петровича Гуцина — геофизика, известного специалиста в области изучения атмосферного озона, доктора технических наук, профессора.

Геннадий Петрович прожил большую и трудную жизнь. В 1940 г. студентом Московского государственного педагогического института он был осужден спецколлекгией Мосгорсуда по ст. 58—10 на семь лет лишения свободы с последующим поражением в правах на три года. Свой срок он отбывал в Воркуте сначала на общих работах, затем на шахте «Рудник», мерзлотной станции, в геологоразведочной экспедиции.

После освобождения Г. П. Гуцин преподавал физику и математику в одной из сельских школ Брянской области. В 1951 г. он заочно окончил Новозыбковский пединститут и поступил в аспирантуру Главной геофизической обсерватории, в стенах которой прошла вся его научная жизнь. С 1965 по 1987 г. Г. П. Гуцин заведовал отделом актинометрии и атмосферной оптики ГГО, а с 1987 по 1995 г. возглавлял лабораторию контроля озонного слоя атмосферы.

Основным направлением деятельности Г. П. Гуцина являлось исследование атмосферного озона. В 1958 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1969 г. — докторскую.

Вклад Г. П. Гуцина в разработку отечественной аппаратуры для измерений озона, спектральной прозрачности атмосферы, ультрафиолетовой радиации неоценим.

Г. П. Гуцин создал озонметрическую сеть на территории СССР, которая в 1960—1970 гг. насчитывала 45 станций. Под его руководством были разработаны и внедрены в производство озонметрические приборы — озонметры М-83 и М-124 с широкополосными стеклянными светофильтрами. Разработанный Гуциным экспедиционный (самолетный) озонметр исполь-

зовался в 1958—2000 гг. для измерения суммарного озона как в летных экспедициях на территории СССР и СНГ, так и в морских экспедициях.

Вторым направлением работ Г. П. Гущина было исследование спектральной прозрачности атмосферы и спектральной оптической плотности аэрозоля атмосферы. Им был разработан метод измерения спектральной прозрачности атмосферы и оптической плотности аэрозоля атмосферы, внедрение которого на сети в 1969—1972 гг. обеспечило получение регулярных данных.

Третье направление работ Г. П. Гущина и его сотрудников — разработка и внедрение на сети станций методики, метрологии и прибора для измерения ультрафиолетовой радиации. В настоящее время УФ радиацию с помощью прибора Г. П. Гущина измеряют на 13 станциях РФ, на трех станциях Украины и на трех станциях во Вьетнаме.

Геннадий Петрович Гущин опубликовал более 200 научных трудов, в том числе четыре монографии. Он получил патент РФ и пять авторских свидетельств на изобретения, три из которых внедрил в серийное производство и на сети станций Росгидромета.

В течение 30 лет (1958—1988 гг.) он являлся членом Международной комиссии по атмосферному озону, был членом международных рабочих групп по радиации и озону, организатором ряда всесоюзных совещаний и семинаров по проблеме атмосферного озона, являлся редактором многих выпусков Трудов ГГО.

Г. П. Гущин был награжден рядом правительственных наград и Почетной грамотой Международной комиссии по атмосферному озону.

Как в молодости, так и в зрелые годы Г. П. Гущина отличали целеустремленность, стойкость и несгибаемость. Своими трудами и делами он навсегда вписал свое имя в историю отечественной метеорологической науки.

Светлая память о большом ученом, пытливом исследователе, умелом организаторе и замечательном человеке сохранится в памяти его близких, коллег и всех тех, кому посчастливилось его знать.

УДК 550.3.551.594

Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. II. Микрофизический блок модели. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Щукин Г. Г. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 7—39.

В первой части работы, посвященной разработке трехмерной модели конвективного облака, была представлена концепция разработки модели и сформулированы основные уравнения гидротермодинамического блока.

Во II части приведена система параметрических выражений, описывающих микрофизические процессы, протекающие в конвективном облаке. К ним относятся фазовые переходы влаги, коагуляция облачных частиц и (или) частиц осадков, а также зарядение указанных частиц и обмен электрическим зарядом между ними. Данная система выражений образует универсальный микрофизический блок. Его характерной особенностью является возможность подключения к моделям с разными размерностью и пространственной структурой при выполнении определенных требований. Данный блок описывает источники-стоки влаги и электрического заряда в облаке.

Представлены результаты предварительного тестирования указанного блока.

Ключевые слова: облако, осадки, конвекция, гроза, трехмерная численная модель.

Ил. 4. Библ. 49.

УДК 551.508

Основные вопросы теории метрологической надежности для метеорологических средств измерений. Окоренков В. Ю. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 40—60.

Изложены основные вопросы теории метрологической надежности метеорологических средств измерений (СИ). Обосновано направление исследований метрологической надежности. Приведена классификация метрологических отказов. Представлены модели изменения во времени основной погрешности метеорологических СИ и модели укрупненного случайного процесса изменения надежности восстанавливаемых и невосстанавливаемых СИ. Даны оценки показателей метрологической надежности для основных типов метеорологических СИ.

Ключевые слова: метрологическая надежность, модели надежности, оценки надежности для основных типов метеорологических СИ.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 14.

УДК 551.510.534 (99)

Метод анализа данных об общем содержании озона при наблюдениях на движущихся платформах. Русина Е. Н., Генихович Е. Л. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 61—75.

Предлагается метод анализа данных наблюдений за общим содержанием озона (ОСО), позволяющий сопоставить уровни ОСО, которые измерены на различных движущихся платформах, таких как дрейфующие станции и научно-экспедиционные суда. Метод основан на расчете и анализе относительных аномалий общего содержания озона. Он позволяет уменьшить влияние систематического компонента пространственно-временной изменчивости ОСО и тем самым обеспечить сопоставимость данных наблюдений, полученных на различных движущихся платформах в разное время года и в различных точках пространства. В работе сопоставлены результаты, полученные при измерениях на движущихся платформах и при зондировании со спутников.

Ключевые слова: общее содержание озона, движущиеся платформы, относительные аномалии, научно-экспедиционные суда, спутниковые данные.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 28.

УДК 551.510.04

Качественная оценка загрязнения окружающей среды (по данным о химическом составе атмосферных осадков). Свистов П. Ф., Полищук А. И., Першина Н. А. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 76—94.

Одним из показателей экологического состояния окружающей среды является химический состав атмосферных осадков. Кислотность относится к важнейшим характеристикам атмосферных осадков. В работе рассмотрены данные долговременных наблюдений в одном из регионов европейской части РФ, где наиболее часто выпадают кислые осадки, а также в крупном промышленном городе и на фоновой станции. Для континентальных осадков наиболее велика повторяемость значений рН от 5 до 6 при равновесном значении 5,6.

На основе данных о химическом составе атмосферных осадков предложена схема качественной оценки экологического состояния окружающей среды.

Ключевые слова: атмосферные осадки, химия осадков, кислотность, природные фоновые концентрации, загрязнение атмосферы.

Табл. 2. Ил. 9. Библ. 29.

УДК 551.594

Расчет коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам в ионизированной среде. Морозов В.Н. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 95—117.

Рассматривается задача о вычислении коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам в нижней ионизированной атмосфере в кинетическом и диффузионном приближениях. Приводятся таблицы значений этих коэффициентов на основе полученных формул. Выводится формула для стационарного электрического заряда на аэрозольных частицах.

Ключевые слова: атмосферное электричество, ионы, аэрозоль, коэффициент присоединения.

Табл. 3. Библ. 17.

УДК 551.52.521

Расчет «профиля дождя» для проектирования систем водоотведения. Иванова Е. В. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 118—126.

Рассматривается методика расчета эмпирического «профиля дождя», демонстрирующего зависимость между продолжительностью наиболее интенсивных дождей, их интенсивностью и количеством осадков, выпавших в течение этих дождей. «Профиль дождя» является одной из основных характеристик, используемых при проектировании систем водоотведения в европейских странах. Полученные результаты могут быть использованы при проведении строительных работ на территории РФ иностранными компаниями.

Ключевые слова: системы водоотведения, профиль дождя, продолжительность, интенсивность, количество осадков.

Ил. 3. Библ. 4.

УДК 551. : 629.130 (075.8)

Синоптические условия образования обильных и максимальных осадков в Армении. Геворгян А. М. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 127—138.

Приведен синоптический анализ обильных и максимальных осадков на территории Армении за период 2001-2008гг. Результаты анализа показывают, что наиболее часто максимальные и обильные осадки связаны с прохождением холодных фронтов с северо-запада или с запада и с внутримассовыми процессами, а максимальное количество осадков наблюдалось при внутримассовом процессе. Выпадение максимальных осадков в северных и центральных районах Армении связано с прохождением холодных фронтов и с внутримассовыми процессами, а в Араратской равнине и на юго-востоке республики в основном с волновыми возмущениями и выходами циклонов.

Ключевые слова: обильные осадки, максимальные осадки, атмосферная циркуляция, орографические осадки, фронтальная деятельность, циклоническая деятельность.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 10.

УДК 551.501.6

Метод контроля случайных ошибок наблюдений основных метеорологических величин, основанный на пространственной полупараметрической полиномиальной регрессии. Пятигорский А. Г. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 139—155.

Предложен метод контроля случайных ошибок данных метеорологических наблюдений, основанный на полиномиальной пространственной регрессии. Метод апробирован по данным срочных наблюдений за температурой воздуха, температурой почвы, давлением на уровне моря, общей облачностью, количеством осадков, относительной влажностью, скоростью ветра. Отработана процедура оптимизации идентификации ошибочных данных. Представлены результаты контроля 19 станций СЗ УГМС за 1999 г.

Ключевые слова: метод контроля данных, метеорологические поля, полупараметрическая пространственная регрессия, моделирование ошибок.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 5.

УДК 551.521.31

Об однородности рядов радиационных данных на станциях мировой актинометрической сети. Самукова Е. А., Цветков А. В. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 156—169.

Рассматриваются результаты анализа однородности рядов суммарной и рассеянной радиации, имеющихся в архиве Мирового центра радиационных данных. Показана эффективность совместного использования статистических параметрических критериев Стьюдента и Фишера и непараметрических критериев Вилкоксона и Вальда—Вольфовица для оценки однородности рядов среднемесячных значений солнечной радиации в тех случаях, когда естественная изменчивость радиационного элемента меньше изменчивости, вызываемой неоднородностью ряда. При недостаточности метаданных статистические оценки однородности рядов приобретают решающее значение.

Ключевые слова: статистическая неоднородность ряда, параметрические и непараметрические методы, суммарная и рассеянная солнечная радиация.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 13.

УДК 551.576.2:551.583

Исследование расслоенности внутримассовой и фронтальной слоистообразной облачности над Северо-Западным регионом России в естественных условиях и при активных воздействиях. Доронин А. П., Козлов В. Н., Щукин Г. Г. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 170—189.

Выполнены исследования расслоенности внутримассовой и фронтальной слоистообразной облачности с целью искусственного регулирования осадков и рассеивания облачного покрова в теплый и холодный период года. Приведены характеристики водности слоистообразной облачности. Показано, что внутримассовые слоистые и слоисто-кучевые облака над рассматриваемым регионом являются в течение года в подавляющем большинстве случаев однослойными. Фронтальные слоистообразные облака, напротив, являются чаще расслоенными; при этом число слоев на фронтах с осадками и без осадков, как правило, не превышает двух-трех-; четырехслойные облака встречаются крайне редко.

Приведены примеры изменения структуры облачности при воздействии на нее реагентами. В результате засева происходит резкое уменьшение высоты верхней границы или расслоение облачности.

Данные о расслоенности облачных систем и водности могут быть использованы как в научных, так и практических целях, и прежде всего для воздействия в интересах предотвращения (изменения интенсивности) зимних снегопадов, причиняющих большой ущерб коммунальному хозяйству мегаполисов и транспортным магистралям.

Ключевые слова: активные воздействия, расслоенность облаков, реагенты, осадки.

Табл. 4. Ил. 8. Библ. 21.

УДК 551.594

Опыт построения экспериментальной сети пеленгации гроз. Снегуров А. В. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 190—200.

Представлена структура грозопеленгационной сети «Алвес». Проведено сравнение показаний двух независимых сетей. В среднем расхождение составило 3,4 км по расстоянию при СКО = 17,3 км и 0,6° по азимуту при СКО = 3,5°. Использование данных сети «Алвес» позволяет исключить ложные тревоги метеорологического радиолокатора, которые изменяются от 18 % при $Y = 12$ до 75 % при $Y = 10$.

Ключевые слова: сеть регистрации гроз, метеорологический радиолокатор.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 13.

УДК 551.594

Экспериментальная оценка эффективности сети пеленгации гроз. Снегуров А. В. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 201—210.

Изложены результаты экспериментальной оценки эффективности грозопеленгационных сетей, развернутых на Северо-Западе и Северном Кавказе, а также в Республике Беларусь.

Ключевые слова: грозопеленгационные сети, эффективность сети.

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 6.

УДК 551.501.7

Разработка СВЧ радиометрического канала пассивно-активной радиолокационной системы для исследования облаков и осадков. Дроздов Д. В., Рыбаков Ю. В. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 211—224.

Представлен альтернативный вариант построения пассивно-активной радиолокационной системы для исследования облаков и осадков, основанный на встраивании в метеорологический радиолокатор МРЛ-5 (активный канал) СВЧ радиометра (пассивный) на базе стандартных приемников спутникового телевидения (конвертеров). Радиометр устанавливается в фокусе антенны МРЛ возле ее облучателя, что в отличие от предыдущих вариантов позволяет уменьшить потери в тракте пассивного канала. При этом сохраняется относительное совпадение лучей каналов в пространстве и появляется возможность проводить наблюдения в режиме непрерывного обзора. Предлагаются пути решения проблем электромагнитной совместимости каналов и дистанционной калибровки радиометра, подтвержденные экспериментальными исследованиями.

Ключевые слова: СВЧ радиометр, пассивная радиолокация, пассивно-активная радиолокационная система, электромагнитная совместимость, дистанционная калибровка.

Ил. 6. Библ. 10.

УДК 551.501

Исследование влияния осадков на точность СВЧ радиометрических наблюдений. Федосеева Е.В., Щукин Г.Г. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 226—242.

Проанализировано влияние слоя воды на поверхности антенны СВЧ радиометрической системы на величину антенной температуры в зависимости от частоты, интенсивности дождя и размеров зеркала. Проведено исследование погрешности оценки радиояркостной температуры дождевых облаков и осадков, обусловленной наличием слоя воды на зеркале антенны.

Ключевые слова: СВЧ радиометрическая система, радиояркостная температура, осадки, слой воды.

Ил.8. Библ. 12.

УДК 551.501+621.396

Радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации. Федосеева Е. В., Ростокин И. Н. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 243—257.

Проведен анализ влияния фонового излучения и слоя осадков на результаты радиометрических измерений. Рассмотрены алгоритм функционирования и структурная схема радиометрической системы с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации. Приведены результаты измерений радиопомехового сигнала в условиях изменяющегося фонового излучения и наличия слоя осадков на поверхности, проанализирована эффективность работы в таких условиях радиометрической системы с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации.

Ключевые слова: помеховое воздействие фонового излучения, влияние слоя осадков на поверхности антенны, радиометрическая система с дополнительным каналом формирования сигнала компенсации.

Ил. 5. Библ. 6.

УДК 551.510.7

Погрешность определения фоновой засветки методом двухпозиционного лидарного зондирования атмосферы. Р жонсницкая Ю. Б. Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 258—266.

Рассматривается проблема определения фоновой засветки атмосферы по результатам лидарных измерений. Для разработки лидарных методов использовано строгое решение лидарного уравнения, включающего неизвестную мощность фоновой засветки. Выполнено обращение сигналов обратного рассеяния, измеряемых системой, посылающей импульсы из двух точек в пространстве. Анализ случайных погрешностей был выполнен с использованием экспериментальных результатов. Анализ результатов показал, что найден эффективный алгоритм обработки слабых сигналов.

Ключевые слова: многопозиционное лидарное зондирование, неоднородная атмосфера, обратное рассеяние, ослабление, слабые сигналы.

Ил. 2. Библ. 11.

УДК 550.3.551.594

A conception of the numerical three-dimensional convective cloud model development. II. Microphysical block. Dvlgalyuk Yu. A., Veremey N. E., Vladimirov S. A., Drofa A. S., Zatevakhin M. A., Ignatyev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S., Sinkevich A. A., Stasenko V. N., Stepanenko V. D., Shapovalov A. V., Shchukin G. G. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 7—39.

In the first part of the present article conception of three-dimension convective cloud model development was presented. The main equations of hydrothermodynamical block were formulated.

In the present part of article the system of parameterized formulas describing convective cloud processes is presented. These are water phase transformations, cloud particles and precipitations coalescence, charging of particles and electric charges exchange among them. This system forms the universal microphysical block. It can be used in models of different dimension and spatial structure if this model meets certain requirements. The presented block describes sources and outlets of water and electric charge in a cloud.

Resultes of preliminary test of this block are presented.

Keywords: cloud, precipitations, convection, thunderstorm, three-dimensional numerical model.

Fig. 4. Ref. 49.

УДК 551.508

The main issues of the theory of metrological reliability for meteorological measurement instrumentation. Okorenkov V. Yu. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 40—60.

The main issues of the theory of the metrological reliability are set for meteorological measurement instrumentation (MI). The direction of metrological reliability studies is proved. The classification of metrological failures is presented. Models of the time change of the meteorological MI basic error and models of the lumped random process of change in the reliability of recoverable and non-recoverable MI are given. The estimates of metrological reliability indices are given for the basic types of meteorological MI.

Keywords: metrological reliability, models of reliability, estimates of reliability for the basic types of meteorological MI.

Tab. 2. Fig. 2. Ref. 14.

УДК 551.510.534 (99)

Method of analysis of total ozone data registered from moving platforms. Rusina E. N., Genikhovich E. L. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 61—75.

The method of the joint analysis of total ozone (TO) data observed from different moving platforms – drift stations and research vessels (R/V) is presented. This method is based on calculations and analysis of "relative anomalies" of TO. It allows for reducing the influence of the systematic component of the spatial and temporal variability of TO and, as a result, ensure the comparability of observational data collected from moving platforms at different space and time "locations".

Results of observations from moving platforms and data of satellite remote sensing are compared. It is noted that there is a possibility of overestimation of values of TO measured from satellites relative to moving platforms ones in the range of low TO (below 280 D.U.) and their inverse relationship above the mentioned threshold.

Keywords: total ozone, moving platforms, relative anomalies, research vessels, satellite data.

Tab. 2. Fig. 3. Ref. 28.

УДК 551.510.04

The qualitative assessment of environmental pollution (according to the data about the chemical composition of atmospheric precipitations). Svistov P. F., Polischouk A. I., Pershina N. A. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 76—94.

One of the indicators of the ecological condition of environment is chemical composition of atmospheric precipitations. Acidity relates to the most important characteristics of atmospheric precipitations. The data of longtime observations in one of the regions in the European territory RF, where acid precipitation fall out most frequently, both as in the large industrial city and at the background station, are examined. For the continental precipitation the most frequently observed value of pH is from 5 to 6 with balanced value of 5,6.

The scheme of the qualitative assessment of the ecological condition of that surrounding of the media is proposed according to the data about the chemical composition of atmospheric precipitations.

Keywords: precipitation, chemical precipitation, acid, natural background concentrations, air pollution.

Tab. 2. Fig. 9. Ref. 29.

УДК 551.594

The calculations of the ion-aerosol attachment coefficients in a bipolar ion environment. Morozov V. N. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 95—117.

The problem of the calculations of ion-aerosol attachment coefficients in bipolar ion environment is considered by kinetic and diffusion approximations. The tables of values of calculated coefficients are received. Expression of the stationary electric charge of aerosol particles are obtained.

Keywords: atmospheric electricity, ion, aerosol, ion-aerosol attachment coefficients.

Fig. 3. Ref. 17.

УДК 551.52.521

Plotting of “rainfall profile” for water disposal system projecting. Ivanova E. V. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 118—126.

Methodology of “rainfall profile” plotting is based on inter-linkages of rainfall intensity, duration and depth. “Rainfall profile” is one of the basic parameters for water disposal system projecting in EU. The results obtained could be used for design work, especially by foreign building companies on the territory of Russian Federation.

Keywords: water disposal system, rainfall profile, rainfall intensity, duration, depth.

Fig. 3. Ref.4.

УДК 551. : 629.130 (075.8)

Synoptic conditions of formation of heavy and maximal precipitation in Armenia. Gevorgyan A. M. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 127—138.

The mechanism of formation of heavy and maximum precipitation in Armenia has been studied making use of synoptic and statistical methods. The results obtained show that maximal precipitation in the northern and central regions are related to passages of cold fronts from the northwest or air-mass processes. Maximal precipitation in the plain of Ararat and in the south-east of Armenia are related to frontal waves and passages of cyclones from the south or southwest.

Keywords: heavy precipitation, maximum precipitation, atmospheric circulation, orographic precipitation, frontal activity, cyclonic activity.

Tab. 2. Fig. 3. Ref. 10

УДК 551.501.6

Quality monitoring of random errors of supervision of the basic meteorological size, based on spatial semiparametrical polynomial regress. Piatigorsky A.G. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 139—155.

The quality monitoring of random errors in measurement meteorological data, based on spatial regression is offered. The method is approved on following meteorological fields of the urgent data: air temperature, soil temperature, pressure on a sea level, the general overcast, precipitations, relative humidity and wind velocity. An example of the given computer procedure for optimization of the erroneous data was developed. Data quality monitoring results for 19 sites of North-West Russian domain was analyzed and presented.

Keywords: a quality monitoring of the data, meteorological fields, semiparametrical spatial regress, modelling of errors.

Tab. 1. Fig. 4. Ref. 5.

УДК 551.521.31

On the solar radiation data homogeneity at the world radiometric network stations. Samukova E.A., Tsvetkov A.V. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 156—169.

The article deals with the results of analyzing the homogeneity of the data series on global and diffuse radiation available at the World Radiation Data Center archive. There is shown the efficiency of joint use of Student and Fisher statistical parametric tests and non-parametric Wilcoxon and Wald-Wolfowitz tests for estimating the homogeneity of the series of solar radiation monthly mean daily totals in the cases when the natural variability of radiation element is lower than the variability caused by the series inhomogeneity. When the metadata are insufficient, the statistical evaluations of series homogeneity become decisive.

Keywords: statistical inhomogeneity of the series, parametric and non-parametric methods, global and diffuse radiation.

Tab. 2. Fig. 5. Ref. 13.

УДК 551.576.2:551.583

Research into the condition of air-mass frontal layered cloudiness above the North-Western Region of Russia in respect to the problem of active modifications of clouds. Doronin A. P., Kozlov V. N., Schshukin G. G. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 170—189.

The research of the sheet structure of air-mass and frontal stratus-like cloudiness, aimed at artificial precipitation control during both warm and cold season of the year, is completed. It is shown that during the year air-mass stratus and stratocumulus clouds in the studied region in most cases have only one layer. Whereas frontal stratus-like clouds are more often sheeted, with the number of layers in fronts with and without precipitation does not exceed three.

The research gives examples of the change in cloudiness structure under the influence of reagents. Cloud seeding results in quick drop of the upper border or dissipation of cloudiness.

Data on sheeted nephystems can be used both in scientific and practical purposes and, above all, in weather modifications aimed at prevention (change of intensiveness) of winter snowfalls that negatively effect public services of megacities and cause damage to traffic lines.

Keywords: active modifications of clouds, sheet clouds, reagents, precipitation.

Tab. 4. Fig. 8. Ref. 21.

УДК 551.594

The experience of building a pilot network direction finding thunderstorms. Snegurov A. V. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 190—200.

The structure of the network registration thunderstorms “Alwes” is shown. A comparison of the two independent networks was carried out. The average difference was 3.4 km on the distance with RMS = 17.3 km and 0.6° in azimuth with RMS = 3.5°. Using data network “Alwes” it is possible to eliminates false alarms weather radar, which vary from 18 % at $Y = 12$ to 75 % at $Y = 10$.

Keywords: the network registration thunderstorms, weather radar

Tab. 3. Fig. 4. Ref. 13.

УДК 551.594

Experimental evaluation of the effectiveness of the network direction finding thunderstorms. Snegurov A. V. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 201—210.

The results of experimental evaluation of the effectiveness of the network direction-finding of thunderstorms in the Northwest, North Caucasus, Russia and Belarus art presented.

Keywords: a network of direction-finding of thunderstorms, the effectiveness of the network.

Tab. 4. Fig. 1. Ref. 6.

УДК 551.501.7

Microwave radiometric channel of combined passive and active radar system for cloud investigation development. Drozdov D.V., Rybakov Yu.V. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 211—224.

The article presents an alternative version of Combined Passive and Active Radar System based on microwave radiometer (passive channel, based on standard Sat converter) integration into MRL-5 weather radar (active channel). MW radiometer is placed at radar focal point, parallel to radar irradiator. Unlike previous versions, such scheme allows to lower passive channel wave guide losses as well as to conserve relative beam correlation through space. Continuous survey operating regime becomes also available. The article describes methods and solutions to electromagnetic subdivision problem. MW radiometer distant calibration issues are also discussed. Experimental validation results are also included.

Keywords: microwave radiometer, passive radar, combined passive and active radar system, electromagnetic subdivision, distant calibration.

Fig. 6. Ref. 10.

УДК 551.501

Research of influence of precipitates on accuracy of microwave radiometric observations. Fedoseeva E.V., Shchukin G. G. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 226—242.

Influence of water-layer on antenna of the microwave radiometric system on antenna temperature depending on frequency, intensity of a rain and the sizes of reflectors is analyzed. Research of an error of estimation brightness temperatures of rain clouds and the deposits, caused by presence of water-layer on an antenna is conducted.

Keywords: microwave radiometric system, brightness temperatures, precipitations, water-layer.

Fig. 8. Ref. 12.

УДК 551.501+621.396

Radiometric system with the additional channel of formation of a signal of compensation. Fedoseeva E.V., Rostokin I.N. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 243—257.

The analysis of influence of background radiation and layer of deposits on results of radiometric measurements is carried out. The algorithm of functioning and the block diagram of radiometric system with the additional channel of formation of a signal of compensation is considered. Results of measurements of a radio noise signal in the conditions of changing background radiation and presence of a layer of deposits on a surface are resulted, overall performance in such conditions of radiometric system with the additional channel of formation of a signal of compensation is analysed.

Keywords: Noise influence of background radiation, influence of a layer of deposits on aerial surfaces, radiometric system with the additional channel of formation of a signal of compensation.

Fig. 5. Ref.6.

УДК 551.510.7

Background light error determination by two-positional method of atmosphere lidar probing. Rzhonsnitskaya Yu. B. Proceedings of MGO. 2010. V. 562. P. 258—266.

It is considered the problem of the determination of the background light of the atmosphere from the results of lidar measurements. The rigorous solution of the lidar equation including the unknown power of the background light was used for the lidar techniques development. It was carried out here inverting the backscattering signals measured by the system transmitting pulses from two points in space. The statistical error analysis was carried out using the experimental results. The analysis of the results shows it was found effective algorithm for weak signals processing.

Keywords: multipositional lidar probing, inhomogeneous atmosphere, backscattering, extinction, weak signals.

Fig. 2. Ref. 11.

Сборник научных трудов

Труды ГГО. Вып. 562

Подписано в печать 25.10.2010. Формат $60 \times 84^{1/16}$. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 18,5. Тираж 300 экз. Заказ

Отпечатано в типографии ООО «Д'АРТ».

195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, 28.