

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ И АКТИВНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ



Федеральная служба
по гидрометеорологии
и мониторингу
окружающей среды



Федеральное государственное
бюджетное учреждение
«Главная геофизическая
обсерватория им. А. И. Воейкова»

*Памяти
Владимира Даниловича Степаненко
посвящается*



1922—2010

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова»

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ
И АКТИВНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Под редакцией
д-ра техн. наук А. А. Синькевича,
канд. физ.-мат. наук Ю. А. Довгалюк,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткиной

Санкт-Петербург
2012

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

Телефон: (812) 297-43-90

Факс: (812) 297-86-61

E-mail: director@main.mgo.rssi.ru

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

УДК 551.5(082)
ББК 26.23я43+26.233я43
Р15

Радиолокационная метеорология и активные воздействия : [сборник статей] / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Федер. гос. бюджет. учреждение "Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова" ; [под ред. д.т.н.А.А. Синькевича и др.]. – Санкт-Петербург : Главная геофизическая обсерватория, 2012. – 200 с. : ил. 300 экз.
ISBN 978-5-905264-06-1.

Сборник посвящен памяти Владимира Даниловича Степаненко (1922—2010) — известного специалиста в области радиолокационной метеорологии, активных воздействий на облака, физики атмосферы и экологии.

В сборник включены статьи, посвященные многочисленным проблемам физики атмосферы, в развитие которых В. Д. Степаненко внес весомый вклад. Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований по дистанционному зондированию атмосферы. Проанализированы современные возможности получения информации о состоянии атмосферы методами радиолокационной метеорологии. Рассмотрены технологии практического применения активных воздействий в мегаполисах.

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

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ И АКТИВНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Подписано в печать 10.09.2012. Формат 60 × 84¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 12,5. Тираж 300 экз. Заказ №1610
Изготовлено ООО «Д`АРТ»,
195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, 28

© ООО «Д`АРТ», 2012

ISBN 978-5-905264-06-1

© Федеральное государственное бюджетное учреждение «Главная геофизическая Обсерватория им. А. И. Воейкова», 2012

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	6
Список основных трудов В. Д. Степаненко	12
<i>Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалюк, В. И. Кубрин.</i> Методы искусственного очищения атмосферы от радиоактивных аварийных аэрозольных выбросов АЭС	19
<i>А. А. Синькевич, Т. В. Краус.</i> Эффективность воздействий кристаллизующими реагентами на конвективные облака с целью увеличения осадков	30
<i>А. Д. Егоров, А. А. Синькевич, И. А. Потапова, Ю. Б. Ржонсницкая.</i> Теоретические и экспериментальные аспекты лидарного зондирования атмосферы	50
<i>О. М. Покровский.</i> Восстановление полей среднемесячных осадков на территории России по данным дистанционных измерений	63
<i>В. Н. Козлов, Г. И. Мазуров, В. И. Акселевич.</i> Искусственное регулирование сильных снегопадов над городами	84
<i>Ю. П. Михайловский, Л. В. Кашлева.</i> Методика и результаты исследований электризации конвективных облаков с помощью самолетов	98
<i>Х. М. Калов, Р. Х. Калов.</i> Состояние и перспективы научно-исследовательских и оперативно-производственных работ по активным воздействиям на грозоградовые процессы	115
<i>В. С. Инюхин.</i> Закономерности рассеяния радиолокационного сигнала сантиметрового диапазона в градовых осадках	133
<i>В. С. Инюхин.</i> Радиолокационная модель градовых облаков	145
<i>М. Р. Ватиашвили.</i> Влияние переходов воды на параметры облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию частицами льдообразующих реагентов	162
<i>С. Ю. Матросов.</i> Возможность оценки интенсивности дождя по измерениям разностного ослабления на двух радиолокационных частотах	178
<i>С. Ю. Матросов.</i> Оценка интенсивности дождя в осадках смешанной фазы по данным измерений поляризаационного радиолокатора	190

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий сборник вошли работы сотрудников, друзей и учеников крупного ученого в области радиолокационной метеорологии и экологии, физики облаков, активных воздействий, доктора технических наук, профессора, заслуженного деятеля науки и техники России, академика Петровской академии наук и искусств, академика Нью-Йоркской академии наук Владимира Даниловича Степаненко.

В. Д. Степаненко родился 5 октября 1922 г. в селе Руновцино Полтавского района Полтавской области в семье педагогов: его мать, тетя и отчим преподавали сначала в сельских школах, а затем в школах г. Новороссийска.

По окончании в 1939 г. средней школы Владимир Данилович поступил в Московский гидрометеорологический институт (МГМИ) на океанологическое отделение. В конце июня 1941 г. по комсомольскому набору он был зачислен в саперно-строительный батальон и направлен под город Ельня для проведения противотанковых фортификационных работ. В конце августа 1941 г. в связи с преобразованием МГМИ в Высший военный гидрометеорологический институт Красной Армии (ВВГМИ КА) В. Д. Степаненко стал слушателем 3-го курса этого института.

Весной 1944 г. В. Д. Степаненко проходил фронтovou стажировку в оперативных подразделениях гидрометслужбы Черноморского флота и Азовской военной флотилии, участвовал в боевых действиях по освобождению Крыма. В том же году, по окончании с отличием ВВГМИ КА, он был направлен старшим инженером в оперативное подразделение морского отдела ЦИП ГУГМС КА, которое занималось гидрометобеспечением командования ВМФ.

В 1945 г. В. Д. Степаненко был переведен в Ленинград на Военный факультет ЛГМИ, где после обучения в адъюнктуре в 1950 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную проблемам обледенения самолетов. В 1965 г. он стал доктором технических наук, а в 1967 г. — профессором.

С 1950 по 1956 г. В. Д. Степаненко преподавал на Военном гидрометеорологическом факультете Советской Армии, а с 1956 г. — в Ленинградской военно-воздушной инженерной академии им. А. Ф. Можайского. Он разработал и ввел в учебный процесс в качестве самостоятельной дисциплины курс занятий по радиометеорологии.

С 1974 г. производственная деятельность В. Д. Степаненко неразрывно связана с Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова. Именно здесь на протяжении 13 лет он занимал пост заместителя директора по научной работе и 18 лет возглавлял отдел физики облаков и радиационных исследований. Он принимал активное участие в разработке отечественных метеорологических радиолокаторов и в их внедрении на сети в нашей стране и за рубежом. За эту работу В. Д. Степаненко вместе с другими специалистами в 1986 г. был удостоен Государственной премии СССР в области науки и техники.

В. Д. Степаненко внес значительный вклад в развитие различных областей геофизики. Выполненные им и под его руководством исследования всегда отличались оригинальностью решений и четкой практической направленностью. Так, В. Д. Степаненко был участником крупных экспериментов по изучению особенностей обледенения самолетов в различных метеорологических условиях. Полученные результаты использовались при усовершенствовании противообледенительных систем и оценке эффективности их работы, а также при диагностике и прогнозе обледенения как опасного для авиации явления.

Под руководством В. Д. Степаненко был выполнен цикл работ по изучению особенностей распространения радиоволн миллиметрового и сантиметрового диапазонов в облаках, туманах и осадках, проведена серия оригинальных исследований по использованию спутниковых СВЧ-радиометров и радиолокаторов для получения данных об атмосферных осадках и других метеорологических величинах. За внедрение полученных результатов В. Д. Степаненко был награжден бронзовой медалью ВДНХ.

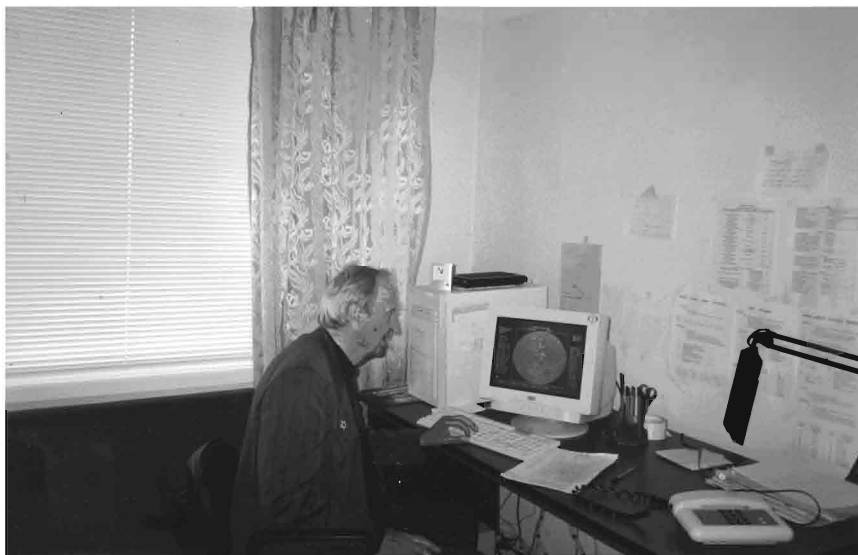


Под руководством В. Д. Степаненко с 1986 по 2002 г. в Санкт-Петербурге проводились работы по предотвращению осадков. Вместе со своими учениками В. Д. Степаненко занимался теоретическими и экспериментальными исследованиями грозовых облаков, в том числе и дистанционными средствами. По его инициативе в ГГО были начаты работы по лидарному зондированию атмосферы для измерения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля и облаков. В рамках этих работ в последние годы был выполнен комплекс численных экспериментов по оценке влияния аэрозольных частиц на динамику электрической структуры конвективных облаков и проведены лабораторные исследования по изучению воздействия электрических сил на микроструктуру облака.

В. Д. Степаненко был соруководителем советско-американского микроволнового эксперимента САМЭКС. Он также возглавлял Методический центр стран СЭВ по радиолокационной метеорологии и в составе советской делегации участвовал в работе 18-го (Белград) и 19-го (Нью-Йорк) Международных конгрессов по аэронавтике и авионавтике, где выступал с докладами об использовании микроволн для получения геофизической информации с ИСЗ. Он также принимал активное участие в организации метеорологического обеспечения запусков космического аппарата «Буран».

В. Д. Степаненко на протяжении многих лет являлся сопредседателем проекта «Методы и приборы для определения загрязнения атмосферного воздуха», выполняемого в рамках советско-американского сотрудничества в области охраны окружающей среды, и участвовал в качестве соруководителя в четырех совместных экспедициях по исследованию естественных смогов и изучению загрязнения атмосферного воздуха автотранспортом.

В последние годы В. Д. Степаненко руководил исследованиями по проблемам радиометеорологии, физики облаков и активных воздействий. Он возглавлял научную школу «Радиолокационные исследования грозовых облаков и возникающих в них ионизированных образований, а также облаков экстремальных ситуаций (ядерные и обычные взрывы, аварии на АЭС, пожары)», которая шесть раз получала гранты РФФИ и мэрии Санкт-Петербурга. Исследования и разработки, выполненные научным коллективом этой школы, нашли применение при подготовке требований для системы радиолокационного и лидарного мониторинга.



Владимир Данилович всегда придавал большое значение подготовке научных кадров. В течение многих лет он успешно сочетал свои научные исследования с педагогической работой. Более 45 лет он читал лекции в ВИКА им. А. Ф. Можайского, ЛГМИ (ныне РГГМУ), ОГМИ. Под его руководством подготовлено 20 кандидатов наук. Его ученики, многие из которых стали докторами наук, успешно трудятся в нашей стране и за ее пределами.

В. Д. Степаненко — автор более 270 научных работ, в том числе 11 монографий, имеет 14 авторских свидетельств на изобретения и награжден знаком «Изобретатель СССР».

Многогранна и общественная деятельность Владимира Даниловича. Он участвовал в работе многих научных и общественных комиссий, комитетов, советов, многие годы возглавлял Санкт-Петербургское отделение «Всероссийского общества охраны природы».

В. Д. Степаненко был награжден многими государственными наградами: орденом Отечественной войны, двумя орденами Красной Звезды, орденом Дружбы народов, 23 медалями, в том числе «За боевые заслуги».

С молодых лет Владимир Данилович очень любил спорт и занимался им серьезно. И первым видом спорта, в котором он достиг успе-



ха, стал футбол. Подростковая футбольная команда ДСО «Спартак», где он был вратарем, заняла первое место на городском (Новороссийск) первенстве по футболу в 1939 г. На протяжении многих лет В. Д. Степаненко занимался также волейболом, баскетболом и теннисом, играть в который начал, когда ему было уже более 50 лет. С 1991 по 2003 г. Владимир Данилович регулярно принимал участие в посвященных Дню Победы международных теннисных турнирах, проводившихся на базе Одесского гидрометеорологиче-

ского института, получив за это время 13 наград. Помимо турниров в Одессе, он принимал участие и в теннисных турнирах ветеранов-фронтовиков Санкт-Петербурга, занимая достойные призовые места в своей возрастной категории.

Владимир Данилович был прекрасным семьянином. Жена, Вера Ивановна, была его верной подругой, соратницей и помощницей. Они прожили вместе 66 счастливых и интересных лет, вырастив двоих детей, троих внуков и четверых правнуков.

До последних дней жизни В. Д. Степаненко продолжал трудиться в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Он не мыслил себя вне работы, вне научного коллектива и научного поиска и никогда он не оставался равнодушен к проблемам общественной и научной жизни. Чуткий, внимательный, интеллигентный, доброжелательный человек, он щедро делился накопленными знаниями и жизненным опытом с коллегами и близкими.

Список основных трудов В. Д. Степаненко

Степаненко В. Д., Юрькевич Ю. П. (1956). Обледенение самолетов и борьба с ним // Крылья Родины.

Степаненко В. Д. (1957). Обнаружение облаков и осадков с помощью радиолокатора // Труды ВГМФСА. Вып. 21.

Степаненко В. Д. (1959). Штормовые предупреждения о ливнях и грозах с помощью наземных оперативных РЛС // Труды ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского.

Степаненко В. Д. (1968). Контрасты радиояркостных температур при наблюдении облаков и осадков // Труды ГГО. Вып. 222. С. 121—131.

Кондратьев К. Я., Степаненко В. Д. и др. (1968). Возможности интерпретации изображений Земли, полученных из космоса в различных участках спектра // Космические исследования. Т. 6, вып. 6. С. 904—924.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 343 с.

Степаненко В. Д., Гальперин С. М. (1983). Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеоиздат. 203 с.

Степаненко В. Д., Шукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. (1987). Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 283 с.

Степаненко В. Д., Воробьев Б. М., Довгалюк Ю. А., Громова Т. Н., Гирс С. П., Ильин С. Н., Зинченко А. В., Клинго В. В., Кудашкин Г. Д., Оренбургская Е. В., Синькевич А. А., Сталевич Д. Д. (1988). Результаты исследований по физике облаков и искусственному регулированию осадков // Труды ГГО. К 70-летию Советской власти. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 64—84.

Довгалюк Ю. А., Егоров А. Д., Станкова Е. Н., Синькевич А. А., Степаненко В. Д., Шумаков Л. И. (1990). Исследование процесса перехода мощного кучевого облака в кучево-дождевое после воз-

действий / В сб.: Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 265—270.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Сталевич Д. Д., Стасенко В. И., Степаненко В. Д., Шумаков Л. И. (1991). Эксперимент по предотвращению осадков в Ленинграде 7 ноября 1985 г. // Труды ГГО. Вып. 534. С. 60—64.

Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Степаненко В. Д., Бегалишвили Н. А., Мецххваришвили Т. Т. (1992). Самолет-лаборатория для геофизического и экологического мониторинга. Ртп. ВДНХ. 21 с.

Михеев П. А., Пуйша А. Э., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. Устройство обнаружения и измерения интенсивности обледенения летательного аппарата (1992). Патент N2078716. Приор. от 26.05.1992.

Бегалишвили Н. А., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (1993). Самолет-лаборатория Як-40 // Метеорология и гидрология. № 4. С. 102—108.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (1993). Способ контроля активного воздействия на облака. Патент N1811618 // Бюл. Изобретений. № 15. Приор. 9.11.89.

Степаненко В. Д. (1994). Вероятность и интенсивность обледенения самолетов. — СПб, изд. ГГО, 99 с.

Stepanenko V. D., Ribakov E. E., Sinkevich A. A., Balin Yu. S., Arshinov Yu. F., Chaikovski A. P., Kauphman Yu. G. (1994). Remote optical sounding studies of gas and aerosol pollution carried in the former USSR. Final Report. 58 p.

Применение радиолокационных данных, аэрологической и метеорологической информации для оценки аэрозольного радиоактивного загрязнения при аварийных ситуациях на АЭС (на примере Чернобыльской АЭС) (1997) / Под общей ред. В. Д. Степаненко. — СПб: КомТехника. 47 с.

Гальперин С. М., Дроздецкий С. Е., Кубрин В. И., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. Устройство определения радиоак-

тивных выбросов в атмосферу. Патент RU 2145094 с1. Приор. от 05.05.1997.

Довгалюк Ю. А., Драчева В. П., Егоров А. Д., Качурин Л. Г., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Станкова Е. Н., Степаненко В. Д. (1997). Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия // Метеорология и гидрология. № 11. С. 20—29.

Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Пирнач А. М., Паламарчук Л. В., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д. (1998). Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде (на примере опыта 7 ноября 1988 г.) // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—53.

Дроздецкий С. Е., Кубрин В. И., Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Саакян С. Г., Гальперин С. М., Воронков В. Д., Ищенко М. А., Веремей Н. Е. (1998). Система активной защиты населения от радиоактивных выбросов атомных объектов (применительно к ЛАЭС в Сосновом Бору) — СПб: Ком-Техника. 117 с.

Довгалюк Ю. А., Пономарев Ю. Ф., Першина Т. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (1999). Исследования электрических воздействий на микроструктуру туманов (лабораторные эксперименты) / В сб.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. К 150-летию со дня основания. Т. 1. С. 270—284.

Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Качурин Л. Г., Емельянова В. Н., Синькевич А. А. (1999). Особенности радиолокационного обнаружения атмосферных осадков с ИСЗ // Труды ГГО. Вып. 547. С. 128—138.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Савченко И. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (1999). Исследование возможности радиолокационного обнаружения облаков, образующихся в атмосфере при авариях на АЭС // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 35, № 4. С. 523—530.

Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Дроздецкий С. Е., Гальперин С. М., Кубрин В. И., Синькевич А. А., Ваксенбург С. И., Савченко И. А., Веремей Н. Е., Емельянова В. Н. (2000). Радиолокационно-лидарное обнаружение и прослеживание радиоактивных выбросов и облаков, образующихся при авариях на АЭС / Материалы международного экологического симпозиума «Перспективные информационные технологии и проблемы управления рисками на пороге нового тысячелетия». Т. 2. — СПб, МАНЭБ, с. 338—344.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Егоров А. Д., Ищенко М. А., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Сталевич Д. Д., Степаненко В. Д., Хворостовский К. С. (1999). Исследования влажного вымываения аэрозольных частиц облаками и осадками // Метеорология и гидрология. № 8. С. 5—14.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2001). Исследования по физике облаков и активным воздействиям / В сб.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. — СПб: Гидрометеоиздат, с. 146—162.

Синькевич А. А., Степаненко В. Д., Шварц Я. М. (2001). Одиннадцатая международная конференция по атмосферному электричеству // Метеорология и гидрология. № 1. С. 120—127.

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—50.

Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Гальперин С. М., Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Стасенко В. Н. (2002). Способ уменьшения обледенения летательных аппаратов. Патент 2228883.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2004). Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО) / В сб.: Вопросы физики облаков. — СПб: Гидрометиздат, с. 109—123.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2005). Лабораторное моделирование коронного разряда в облаках. — СПб: Астерион, 62 с.

Стасенко В. Н., Гальперин С. М., Степаненко В. Д. (2005). Возможности определения количества молниевых разрядов и грозовых облаков по данным метеорадиолокаторов / Труды XXII Всероссийского симпозиума «Радиолокационные исследования природных сред». Вып. 4. С. 21—27.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Волков Н. Н., Веремей Н. Е. (2005). Результаты метеозащиты г. Петергофа 15 мая 2004 г. по радиолокационным и метеорологическим данным / Труды XXIII Всероссийского симпозиума «Радиолокационное исследование природных сред». Вып. 5. С. 497—509.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Пономарев Ю. Ф., Степаненко В. Д. (2005). Экспериментальные исследования пространственно-временной неоднородности строения конвективных облаков // Метеорология и гидрология. № 6. Р. 38—50.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2007). Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004 г.) // Метеорология и гидрология. № 1. С. 30—42.

Степаненко В. Д., Волков Н. Н., Куров А. Б., Окоренков В. Ю., Синькевич А. А. Устройство обнаружения обледенения летательного аппарата, измерения интенсивности нарастания льда и определения его формы. Патент N 2377496. Приоритет от 28 июня 2007 г.

Куров А. Б., Волков Н. Н., Окоренков В. Ю., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2007). Автоматизированный регистратор годледно-изморозевых отложений ИО-1 // Труды ГГО. Вып. 556. С. 192—201.

Алексеев М. И., Кармазинов Ф. В., Степаненко В. Д., Емельянова В. Н., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А. (2007). Применение данных метеорадиолокаторов для прогноза поступления до-

ждевых вод в систему водоотведения Санкт-Петербурга // Труды ГГО. Вып. 556. С. 202—214.

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., Шапавлов А. В., Щукин Г. Г. (2008). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. 1. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока // Труды ГГО. Вып. 558. С. 102—142.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2009). Оценка результатов воздействий на кучево-дождевое облако с целью ослабления града в провинции Альберта (Канада) по данным радиолокатора и численного моделирования // Метеорология и гидрология. № 4. С. 39—53.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Куров А. Б., Пивоварова Л. В. (2009). Исследование динамики наковальни кучево-дождевого облака большой вертикальной протяженности // Метеорология и гидрология. № 12. С. 5—17.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Щукин Г. Г. (2010). Результаты комплексного использования спутниковых радиометрических, наземных радиолокационных измерений и данных численного моделирования облаков для контроля за воздействиями с целью предотвращения осадков в г. Петергоф // Метеорология и гидрология. № 10. С. 23—33.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2010). Снижение количества твердых и жидких осадков в Санкт-Петербурге с помощью активных воздействий на облака // Общество. Среда. Развитие. № 3. С. 243—250.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки

росы в атмосфере. Часть 1. Натурные наблюдения и численное моделирование // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—59.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгальюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть 2. Анализ данных спутника «Meteosat» // Метеорология и гидрология. № 3. С. 36—47.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Бургер Р., Веремей Н. Е., Довгальюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2011). Исследование влияния динамических факторов на развитие кучево-дождевого облака в Саудовской Аравии // Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—19.

МЕТОДЫ ИСКУССТВЕННОГО ОЧИЩЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ОТ РАДИОАКТИВНЫХ АВАРИЙНЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВЫБРОСОВ АЭС

Н. Е. Веремей¹, Ю. А. Довгалюк¹, В. И. Кубрин²

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

² Санкт-Петербургский государственный лесотехнический университет
им. С. М. Кирова
194021 Санкт-Петербург, Институтский пер., 5

В мировой практике эксплуатации АЭС и других атомных объектов имел место ряд случаев выбросов радионуклидов с заражением обширных территорий поверхности Земли, имевших серьезные последствия для здоровья миллионов людей. В связи с этим возникла необходимость в районах размещения АЭС создавать надежную систему защиты населения от радиоактивных выбросов. Особо актуально создание такой системы защиты в тех случаях, когда АЭС находится в окрестности крупного города. Рассмотрим пример Ленинградской АЭС (ЛАЭС), расположенной в г. Сосновый Бор Ленинградской области.

На рис. 1 приведена схема взаимного расположения г. Сосновый бор и Санкт-Петербурга. Помимо непосредственной близости (менее 100 км), угрозу для жителей Санкт-Петербурга представляет еще и тот факт, что преимущественное направление ветра в данном регионе западное, т. е. со стороны ЛАЭС.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова совместно с АО «Инстар» и АО «Эсфил» был разработан аван-проект комплексной системы активной защиты (САЗ) населения и местности от радиоактивных выбросов атомных объектов применительно к ЛАЭС (Дроздецкий, Кубрин и др., 1998). Активнейшее участие в разработке проекта указанной системы принимал В. Д. Степаненко, под непосредственным руководством которого разрабатывались описываемые в настоящей работе подсистемы САЗ.

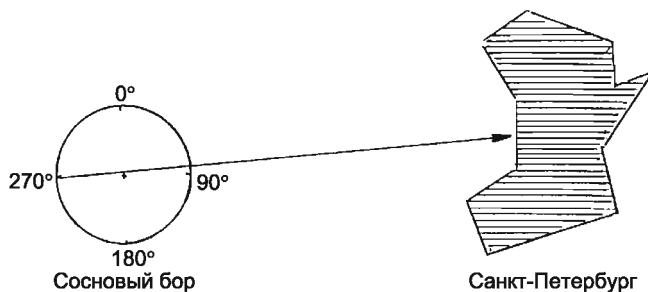


Рис. 1. Схема взаимного расположения г. Сосновый Бор и Санкт-Петербурга.

Стрелкой указано преобладающее направление ветра.

В задачи САЗ входит предотвращение обширного заражения местности и акватории в случае аварии на ЛАЭС, массовых заболеваний населения, а также причинения материального ущерба РФ и сопредельным государствам. Одной из наиболее важных составляющих САЗ является система искусственного очищения атмосферы от радиоактивных аэрозолей, попавших в атмосферу в результате аварийных выбросов атомных объектов.

Водопенная подсистема защиты. Цель водопенной подсистемы защиты заключается в локализации радионуклидов, истекающих из поврежденного реактора. Техническим решением является создание над аварийным энергоблоком водяной завесы, которая охлаждает газо-аэрозольный поток, захватывает из него радиоактивные частицы, локализует их вблизи АЭС и транспортирует по каналам в пруд-охладитель. При этом распространение радиоактивных примесей существенно уменьшается. Поскольку продолжительность наиболее опасных выбросов радионуклидов из поврежденного реактора составляет 1,5—2 месяца, необходимо создавать надежную стационарную структуру для их локализации. Вода для создания завесы может подаваться с поверхности Земли (рис. 2) или с башни — как стационарной, так и установленной на железнодорожной платформе (рис. 3). Для повышения качества захвата радиоактивных частиц предусматривается централизованная подача в воду поверхностно-активных веществ.

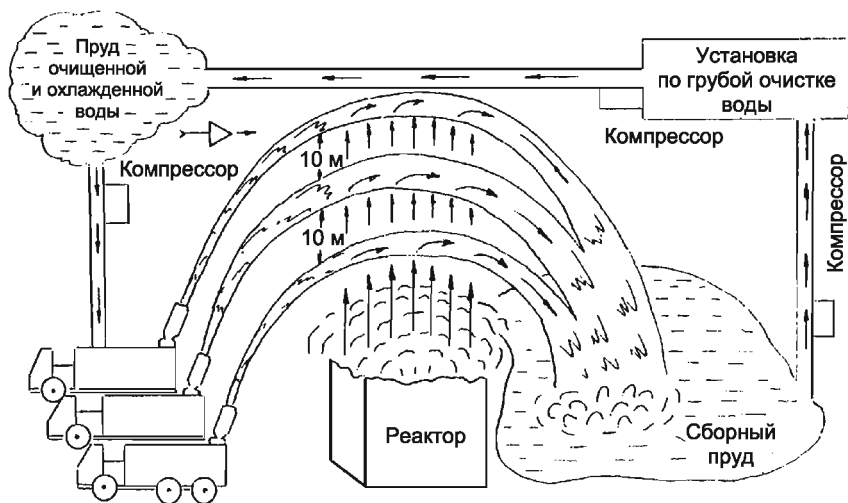


Рис. 2. Локализация газо-аerosольного выброса с помощью пенных генераторов с поверхности Земли.

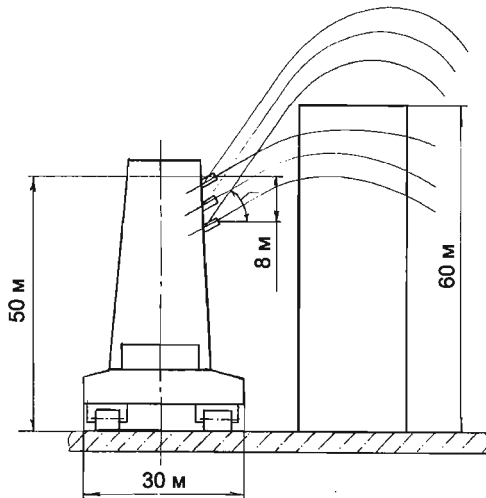


Рис. 3. Локализация радионуклидов, истекающих из поврежденного реактора, водопенной завесой, подающейся с башни.

В работе Дроздецкого, Кубрина и др. (1998) рассчитаны характеристики каждого слоя трехслойной водяной завесы при разных способах размещения источника воды с учетом испарения влаги. Дополнительно могут применяться пожарные пенные генераторы типа «Ликвидатор».

Данная подсистема может использоваться в течение длительного времени при продолжительном истечении из реактора радиоактивных веществ в атмосферу.

Подсистема активной защиты с помощью объемных взрывов. Задача такой подсистемы защиты — уменьшить или предотвратить осаждение радиоактивных аэрозольных частиц (АЧ) вблизи АЭС при аварийном выбросе либо локализовать осаждение АЧ вблизи источника выброса. Инициатором разработки этого подхода являлся В. Д. Степаненко.

Возможны два варианта решения задачи: 1) повышение плаучести аэрозольного факела с помощью мощного источника тепла, в результате чего радиоактивные АЧ переносятся в более высокие слои атмосферы и их концентрация у поверхности Земли уменьшается; 2) локализация радиоактивных выпадений вблизи АЭС путем вымывания радиоактивных АЧ осадками из облаков естественного происхождения или возникших в результате объемного взрыва. В качестве средства для создания мощного источника тепла предполагается использовать заряд, создающий объемный взрыв, либо метеотрон.

Принципиальная возможность реализации указанных вариантов решения задачи была исследована методом численного моделирования с использованием нестационарной полуторамерной модели конвекции, разработанной в ГГО (Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2007). Ранее эта модель использовалась для оценки эффекта воздействия на облака с целью искусственного регулирования осадков и при анализе последствий аварии на Чернобыльской АЭС (Применение..., 1997).

Рассчитывался процесс изменения массовой концентрации радиоактивных аэрозольных частиц ($q_{\text{ар}}$) на разных высотах для случая развития сухой конвективной струи и конвективного облака в атмосфере, характеризуемой заданным профилем температуры (Дроздецкий, Кубрин и др., 1998). Источник АЧ, расположен-

ный на уровне подстилающей поверхности, характеризуется интенсивностью аэрозольной эмиссии, а также продолжительностью действия (в рассматриваемом случае $0,05 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и 1 мин соответственно). Результаты расчетов приведены на рис. 4 и 5.

В случае низкой влажности воздуха в атмосфере под действием теплового источника, который располагается в слое толщиной 200 м над подстилающей поверхностью и действует в течение 1 мин, развивается сухая конвективная струя, и происходит перенос основной массы аэрозоля в верхние слои атмосферы. При увеличении перегрева ΔT от 200 до 1000 К высота расположения

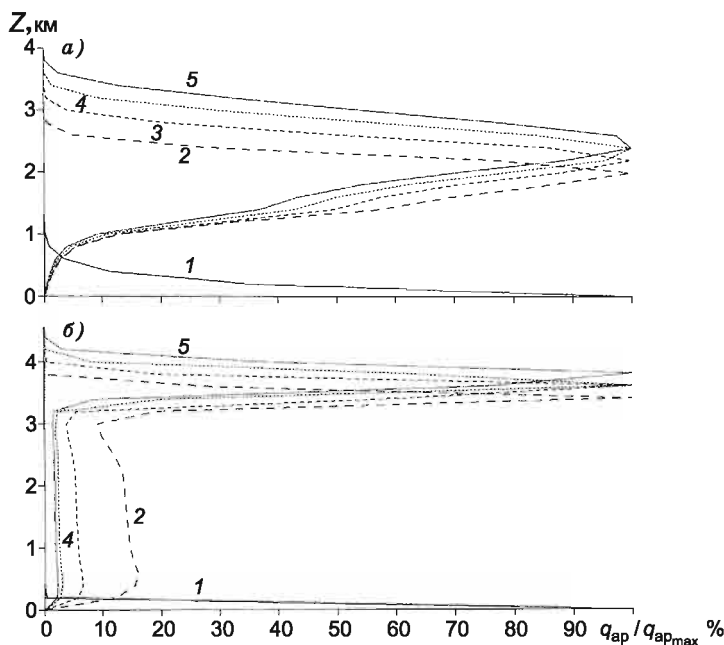


Рис. 4. Вертикальные профили относительной массовой концентрации радиоактивного аэрозоля ($q_{ap}/q_{ap_{max}}$) через 24 мин с момента начала воздействия в сухой конвективной струе (а) и в конвективном облаке (б) при разных значениях начального периода ΔT .

Кривая.....	1	2	3	4	5
ΔT К.....	200	400	600	800	1000

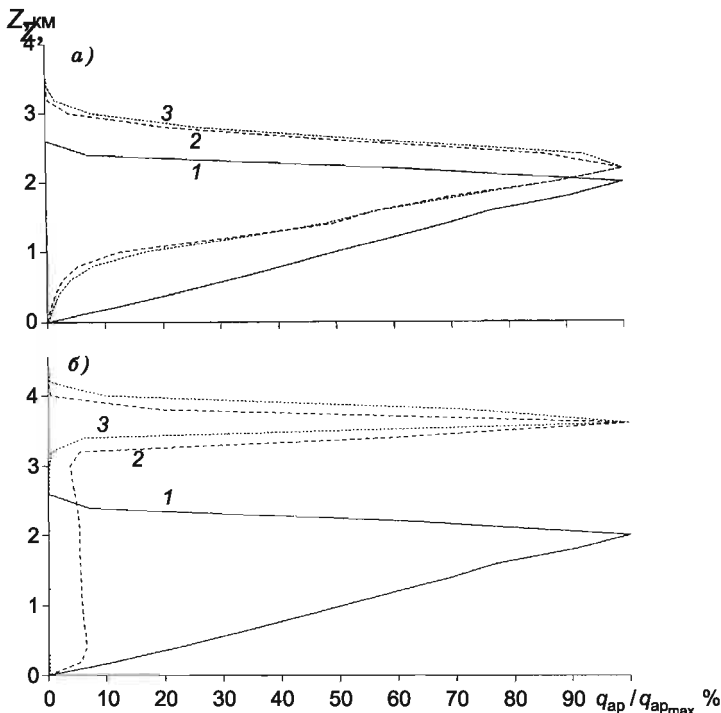


Рис. 5. Вертикальные профили относительной массовой концентрации радиоактивного аэрозоля ($q_{ар}/q_{арmax}$) при $\Delta T = 400$ К в сухой конвективной струе (а) и в конвективном облаке (б) через время Δt с момента начала воздействия.

1) $\Delta t = 3$ мин, 2) $\Delta t = 24$ мин, 3) $\Delta t = 48$ мин.

абсолютного максимума массовой концентрации АЧ также возрастает от 0 до 2,4 км (см. рис. 4 а). При малом перегреве ($\Delta T \approx 200$ К) наблюдается подавление восходящего потока в результате давления взвешенных АЧ на среду, превосходящего по величине силу плавучести, поэтому необходимо либо увеличение перегрева, либо более длительное или многократное воздействие (для непрерывного длительного воздействия целесообразно применять метеотрон).

При фиксированном перегреве значение высотного максимума $q_{ар}$ убывает на порядок (от 10^{-5} до 10^{-6} г · м⁻³) за время порядка 10 мин.

В качестве другого примера рассмотрим процесс изменения $q_{ар}$ на разных высотах для случая облачной конвекции, развивающейся в атмосфере, с тем же профилем температуры, но в отличие от случая сухой струи при влажности воздуха, достаточной для образования конвективных облаков.

При конденсации водяного пара выделяется скрытая теплота фазового перехода, в результате чего сила плавучести увеличивается и высота максимума $q_{ар}$ возрастает до 3,6 км (по сравнению с $q_{ар} = 2$ км в сухой струе). На рис. 4 б представлено изменение вертикального профиля $q_{ар}$ в зависимости от величины перегрева. При изменении ΔT от 400 до 1000 К высота абсолютного максимума возрастает от 3,4 до 3,8 км. При $\Delta T \cong 200$ К происходит подавление восходящего потока и облако не образуется; уровень максимума $q_{ар}$ располагается вблизи подстилающей поверхности.

Наряду с основным максимумом $q_{ар}$ наблюдается также незначительное возрастание $q_{ар}$ по мере приближения к подстилающей поверхности. Это объясняется вымыванием радиоактивных АЧ выпадающими осадками. В рассматриваемом случае данный эффект выражен слабо, так как интенсивность осадков мала (у подстилающей поверхности она достигает примерно 2—3 мм/ч). При необходимости сосредоточить выпадение радиоактивных аэрозолей вблизи эпицентра аварии целесообразно произвести параллельное воздействие на облако кристаллизующим реагентом, с тем чтобы увеличить интенсивность осадков и повысить скорость вымывания радиоактивных аэрозолей на подстилающую поверхность.

На рис. 5 приведены вертикальные профили при фиксированном значении перегрева ($\Delta T = 400$ К) как для сухой струи, так и для облака в разные моменты времени после начала воздействия перегревом.

Указанная подсистема эффективна в случае кратковременного выброса радиоактивных веществ в атмосферу, а в случае длительной эмиссии — в периоды увеличения интенсивности выбросов.

Подсистема активной защиты путем осаждения радионуклидов из атмосферы фильтрами, сброшенными с летательных аппаратов. Известно, что АЧ размером менее 1 мкм могут эффективно улавливаться только фильтрацией через волокнистые фильтры. Таким фильтром является фильтр Петрянова (ФП), который задерживает как грубодисперсные, так и высокодисперсные аэрозоли. Отличительной чертой ФП является его способность захватывать и удерживать на своей поверхности радионуклиды.

Разработанные на основе ФП поглотители радиоактивных аэрозолей сбрасываются с летательных аппаратов (рис. 6 а) либо доставляются с помощью ракет (рис. 6 б). Поглотители имеют различные формы («парашютики», «воланы», «семена клена») и площадь поверхности (рис. 6 в). Обязательным условием является наличие в поглотителях ферромагнитных элементов, что позволяет собирать их с поверхности с помощью магнитов.

Испытания, проведенные в ГГО, показали высокую эффективность предлагаемого способа очистки атмосферы от радиоактивных веществ. В работе Дроздецкого, Кубрина и др. (1998) рассчитано количество поглотителей, необходимых для осаждения радиоактивного выброса, и число летательных аппаратов, необходимых для доставки этих фильтров, а также разработана подсистема сбора радионуклидов, осажденных на земную поверхность с помощью фильтров, сброшенных с летательных аппаратов.

Данный метод, безусловно, эффективен при кратковременной эмиссии аэрозольных примесей из реактора (от одних до нескольких суток). Экономическая эффективность применения данного метода в течение более длительного времени требует дополнительных оценок.

Подсистема осаждения радионуклидов из атмосферы методами активных воздействий на облака. Подсистема предназначена для предупреждения распространения радиоактивных АЧ на большие территории.

При аварийных ситуациях на АЭС наиболее крупные АЧ выпадают в районе АЭС, а мелкодисперсная фракция может переноситься на большие расстояния. Облака и осадки деформируют спектр АЧ за счет внутриоблачного вымывания, а также вымывания осадками.

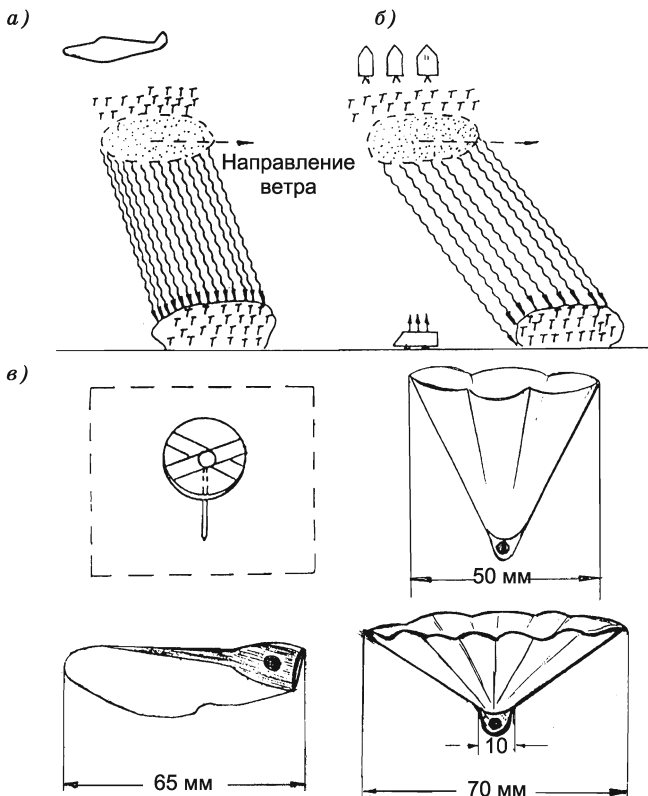


Рис. 6. Способ локализации газо-аerosольного выброса с помощью использования в качестве дискретного поглотителя фильтра Петрянова. а — сброс фильтров с самолета, б — доставка фильтров с помощью ракет, в — различные виды фильтров Петрянова.

Для локализации осаднения АЧ предлагается проведение активных воздействий на облака в районе АЭС. Это должно привести к увеличению осадков, что усилит влажное вымывание АЧ и предотвратит их перенос с загрязненными облаками. С учетом того что наличие облаков, пригодных к проведению активных воздействий, зависит от географического положения АЭС и сезо-

на, исследована повторяемость таких облаков для района расположения ЛАЭС (Осипова, 1979).

Технология проведения работ базируется на опыте противорадиационной защиты (ракетные воздействия). Контроль результатов работ осуществляется с использованием способа, предложенного Гирс, Каменцевым, Степаненко и др. (1979). Для оперативного целеуказания облаков и определения их характеристик следует использовать радиолокационно-лидарную подсистему. В работе Дроздецкого, Кубрина и др. (1998) приведены оценки эффективности как влажного вымывания, так и сухого осаждения АЧ. Показано, что эффективность вымывания аэрозоля для ряда фракций может превышать 50—70 %.

Активное воздействие следует проводить с учетом гидрологических условий таким образом, чтобы исключить заражение водоемов вследствие поверхностного стока радиоактивных веществ. Если вероятность такого заражения велика, возможен альтернативный подход (Берюлев, Зацепина и др., 1990), когда задачей активных воздействий на облака является не усиление, а, напротив, ослабление или предотвращение осадков в районе аварии. Конкретный результат активных воздействий зависит от технологии их проведения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00859а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берюлев Г. П., Зацепина Л. П., Зонтов Л. В., Сергеев Б. Н., Серегин Ю. А., Черников А. А., Корниенко Е. Е., Максимов В. С., Хусид С. В. (1990). Опыт проведения работ по искусственному регулированию осадков в целях ослабления последствий аварии на Чернобыльской АЭС / В сб.: Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции, 17—21 ноября 1987 г. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 233—238.

Гирс С. П., Каменцев В. Н., Степаненко В. Д., Схиртладзе Г. И., Юрчак Б. С. (1979). Способ контроля активного воздействия на атмосферные образования / Авторское свидетельство № 665552 от 08.02.79.

Дроздецкий С. Е., Кубрин В. И., Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Саакян А. Г., Гальперин С. М., Воронков В. Д., Ищенко М. А., Вер-

мей Н. Е. (1998). Система активной защиты населения от радиоактивных выбросов атомных объектов (применительно к ЛАЭС в Сосновом Бору). Аван-проект. — СПб. 117 с.

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

Применение радиолокационных данных, аэрологической и метеорологической информации для оценки аэрозольного радиоактивного загрязнения при аварийных ситуациях на АЭС (на примере Чернобыльской АЭС) (1997). — СПб. 47 с.

Осипова Г. И. (1979). Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР // Труды ГГО. Вып. 405. С. 132—140.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ВОЗДЕЙСТВИЙ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ УВЕЛИЧЕНИЯ ОСАДКОВ

А. А. Синькевич¹, Т. В. Краус²

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: sinkev@email.com

² Krauss Weather Services Inc., Red Deer, AB, Canada

Введение

Воздействия на облака во многих странах мира проводятся для улучшения погодных условий и для уменьшения экономических потерь из-за опасных атмосферных явлений. Основной целью проводимых в разные годы воздействий являлось увеличение количества жидких и твердых осадков для нужд сельского хозяйства (Россия, 1989—1997; Сирия, 1991—2000; Ирак, 1992—1995; Италия, 1988—1994; Китай, 1989—1995; Куба, 1983—1990; Узбекистан, 1985—1991; Украина, 1959—1984; Тайвань, 1992; Тайланд, 1995—1998; Мексика, 1997—1998; Иран, 1997—2007; Индия, 2004—2005). В ряде стран (Гондурас, 1993—1997; Турция, 1992; Китай, 1998; США, 1989—2000; Греция, 1992—1993; Индонезия, 1997—2011; Япония, 2006—2011) задача увеличения количества осадков решается с целью увеличения запасов воды в водохранилищах (Беляев и др., 1990, 1992; Берюлев и др., 1998; Лесков, 1978; Buikov et al., 1985; Sinkevich, 2001a, 2001b; Sutrisno, 2011; Valdez, 1994; Murakami, 2011).

Оценки эффекта воздействия для указанных выше экспериментов колеблются в пределах от 3 до 117 % (Sinkevich, 2001b). Столь значительные различия являются следствием того факта, что для оценки используются разные методы; кроме того, результаты существенно различаются в зависимости от характеристик облаков и организации экспериментов. Научным сообщест-

вом в настоящее время признается, что в среднем увеличение осадков составляет 10—25 % (Берюлев и др., 1998; Шишкин, 1964; Sinkevich, 2001b).

В настоящей работе рассматриваются результаты воздействий, проведенных с целью увеличения осадков из конвективных облаков компанией WMI (Weather Modification Inc., США) на юго-западе Саудовской Аравии (район города Абха) в 2006—2010 гг. и в центральной Индии в летние и осенние месяцы 2003 и 2004 гг. (Краус и др., 2006, 2011a, 2011б, 2011в; Krauss, Sinkevich and Ghulam, 2010).

1. Оборудование

В период экспериментов использовались радиолокаторы типа WR-100, работающие на длине волны 5,4 см, антенны которых были смонтированы на башнях высотой 10 м. Радиолокатор типа WR-100 имеет следующие основные технические характеристики: мощность в импульсе 250 кВт, ширина луча 1,65°. Минимально обнаруживаемый сигнал составляет 10 дБЗ на расстоянии 100 км.

При работе радиолокатора применялся программный пакет «Титан», который обеспечивает усвоение данных радиолокатора, идентификацию облака, а также отслеживает и прогнозирует движение облака (Dixon and Wiener, 1993). «Титан» позволяет вычислять в реальном времени ряд сравнительно сложных характеристик облаков и параметров их движения. Детальные данные о возможностях программного пакета «Титан» приведены в работе Mather, Dixon and DeJage (1996).

Воздействия производились с самолетов, на фюзеляже которых были установлены балки с отстреливающими устройствами для пиропатронов (каждая балка содержала 102 заряда). Самолетные аэрозольные генераторы, содержащие 150 г реагента, время горения которого составляло 4,6 мин, крепились на крыльях самолета. В качестве средств воздействия применялись пиротехнические смеси на основе йодистого серебра, выпускаемые компанией Ice Crystal Engineering (США). Испытания реагента проводились в камере туманов (Demott, 1999). Воздействия

осуществлялись при пересечении самолетом верхней части облака, температура которой меньше температуры порогового действия реагента (обычно ниже -5°C). Отстреливаемые пашки весом 20 г также вводились в верхнюю часть растущих мощных кучевых облаков (Cu cong.). Время их горения составляло 37 с, что соответствует пути падения в облаке длиной примерно 1,2 км. Эффективность льдообразования достигала примерно $3 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$ ледяных ядер при температуре воздуха -10°C .

2. Концепция контроля за результатами воздействий

Рассмотрим теоретические основы использования результатов радиолокационных измерений для контроля за результатами воздействий кристаллизующими реагентами.

Для случая смешанного облака и некогерентного рассеяния отражаемость определяется как сумма отражаемости от капель и кристаллов:

$$Z = Z_w + Z_i.$$

Для капель отражаемость Z_w ($\text{мм}^6/\text{м}^3$) пропорциональна шестой степени их диаметра и определяется спектральным распределением по размерам в предположении рэлеевского рассеяния:

$$Z_w = \sum_b N_b D_{bw}^6,$$

где N_b — концентрация частиц (м^{-3}), D_{bw}^6 — диаметр капель в шестой степени в соответствующем бине (мм^6).

Для кристаллических облаков отражаемость может быть найдена из уравнения (Степаненко, 1973)

$$Z_i = 0,267 \sum_b N_b D_{bi}^6 \rho_i^2.$$

При этом $D_i = (D_x + D_y)/2$, где D_x, D_y — размеры кристалла во взаимно перпендикулярных направлениях (мм) (обычно используется средний размер кристалла); ρ_i — плотность льда ($\text{г}/\text{см}^3$).

Как правило, плотность льда в кристаллах неизвестна, поэтому для оценки отражаемости применяют эмпирические формулы (Matrosov, Korolev and Heymtsfield, 2002):

$$Z_i = 0,0013 \sum_b N_b D_{bi}^{3,8} \text{ при } D < 100 \text{ мкм,}$$

$$Z_i = 0,2 \sum_b N_b D_{bi}^6 \text{ при } D > 100 \text{ мкм.}$$

Выполненные в США самолетные исследования (Cooper and Lawson, 1984), показали, что через 5 мин после воздействий концентрация кристаллов существенно возрастает, достигая в среднем около 10 л^{-1} . За счет диффузионного роста размер кристаллов достигает критического, когда в процессе коагуляции наблюдается обзертание кристаллов. В указанном эксперименте размеры частиц достигали 800 мкм через 8 мин после воздействия.

С учетом этих результатов можно оценить увеличение отражаемости за счет проведенных воздействий. Полагая, что до воздействий концентрация капель составляет 100 см^{-3} и диаметр их равен 10 мкм, а через 8 мин после воздействий размер кристаллов составляет 500 мкм и их концентрация равна 10 л^{-1} , по приведенным формулам получаем увеличение отражаемости на пять порядков через 8 мин после момента воздействия.

Такое увеличение отражаемости должно регистрироваться радиолокатором даже на фоне больших естественных колебаний. Этот эффект и положен в основу проводимых исследований по сравнению характеристик облаков после произведенных воздействий с характеристиками облаков, не подвергавшихся воздействиям. В облаках, на которые производились воздействия, ожидалось повышение концентрации крупных частиц (кристаллов) в первые 10 мин после воздействий с последующим формированием частиц осадков. В облаках, на которые воздействия не производились, эти процессы должны были развиваться медленнее и идти менее интенсивно.

3. Основные характеристики облаков и время появления радиоэха после воздействия

Воздействия производились на мощные кучевые облака, как правило, одноячейковые, которые являются типичными тропическими облаками. Высота нижней границы облаков составляла 1—2 км. Температура на уровне нижней границы находилась в пределах 10—20 °С. Нулевая изотерма располагалась на высоте примерно 5 км, изотермы –5 и –10 °С — примерно на высоте 6 и 7 км соответственно. Высота верхней границы большинства исследованных облаков составляла от 6 до 10 км.

Период времени (T_a) между моментами появления радиоэха и началом воздействия является одной из основных характеристик, указывающих на успех или неудачу воздействия. В соответствии с ранее выполненными исследованиями формирование осадков после воздействий кристаллизующим реагентом происходит через 10—20 мин (Довгалюк, Ивлев, 1998; Синькевич, 2001), т. е. можно оценивать результаты воздействий, используя это простое допущение.

Исследование момента появления первого радиоэха было выполнено по результатам экспериментов в Индии, в которых момент воздействия регистрировался, а возможное перемещение облака прогнозировалось. Если радиоэхо появлялось во время следующего скана радиолокатора вблизи места воздействия, то это время принималось за время появления радиоэха. Для последующего статистического анализа использовалось величина T_a .

Результаты анализа 42 воздействий на изолированные конвективные облака при условии, что в момент воздействия на экране радиолокатора отсутствовало радиоэхо (табл. 1), хорошо согласуются с теоретическими представлениями.

Функция накопленной повторяемости показывает, что почти в 70 % случаев T_a меньше 18 мин, что также представляется достаточно разумным. В 16 % случаев T_a превышало 22 мин.

Полученное весьма приемлемое время появления радиоэха является одним из индикаторов успешности воздействий. В большинстве случаев оно находилось в пределах 12—18 мин.

Таблица 1

Статистические характеристики периода времени (T_a) между моментами появления радиоэха и начала воздействия

N	Характеристика T_a , мин					
	Среднее	Медиана	Мода	Мин.	Макс.	σ
42	15,0	12,0	12,0	6,0	30,0	6,5

Примечание. N — число случаев, σ — среднеквадратическое отклонение.

4. Сравнение отражаемости облаков после воздействий и в естественном цикле развития в первые 12 минут

Для исследования различий отражаемости облаков после воздействий и отражаемости облаков, развивающихся в естественном цикле, были проанализированы результаты экспериментов, проведенных в Индии и Саудовской Аравии. Облака, развивающиеся в естественном цикле, выбирались в ближайшем районе к тому, где осуществлялось воздействие, и в наиболее близкое время. Были выбраны 53 облака в Индии и 49 облаков в Саудовской Аравии.

Для анализа отражаемости естественно развивающихся облаков использовались два скана радиолокатора: первый, когда радиоэхо появилось впервые, и второй скан. Выбиралась максимальная отражаемость облака между этими сканами, и она использовалась для последующих расчетов. Основные статистические характеристики отражаемости этих двух групп облаков представлены в табл. 2, из которой следует, что отражаемость облаков изменялась в пределах от 63 до 251 189 мм⁶/м³, при средних значениях 6000—31 000 мм⁶/м³.

Отражаемость облаков, подвергнутых воздействиям, в Саудовской Аравии оказалась существенно больше, чем в Индии. Так, среднее из максимальных значений отражаемости облаков, на которые не проводились воздействия, в Саудовской Аравии составило 41,7 дБZ, а в Индии 38,0 дБZ. Сравнение отражаемости

Таблица 2

Статистические характеристики максимальной отражаемости за первые 12 мин (Z_m мм⁶/м³) для двух групп облаков: после воздействий (Возд.) и в естественном цикле развития (Ест.)

Группа	<i>N</i>	Среднее	Медиана	Мин.	Макс.	σ
<i>Индия</i>						
Возд.	42	11501 (40,6 дБZ)	6477	63	50 118	13 034
Ест.	53	6373 (38,0 дБZ)	3981	199	25 118	6398
<i>Саудовская Аравия</i>						
Возд.	28	30759 (44,9 дБZ)	15848	630	251 189	47 089
Ест.	49	14745 (41,7 дБZ)	5011	19	158 489	28 064

групп облаков, подвергнутых воздействию и находящихся в естественном цикле развития, указывает на то, что в обоих экспериментах воздействия привели к возрастанию как средних, так и медианных значений отражаемости.

На рис. 1 представлен диапазон значений соответствующего распределения в пределах повторяемости 5—95 %. Крестиком указаны медианные значения распределений. Из рисунка видно, что в Саудовской Аравии наблюдаются облака с более высокими значениями отражаемости, чем в Индии. При этом медианные значения отражаемости для облаков, не подвергнутых воздействиям, в обеих странах примерно одинаковы.

После воздействий происходит увеличение медианных значений в 1,7 раза в Индии и в 3,2 раза в Саудовской Аравии. Это достаточно заметная разница в реакции облаков на воздействие. Видимо, в мощных кучевых облаках, развивающихся в Саудовской Аравии, формируется большее число крупных частиц, ответственных за высокие значения отражаемости после проведения воздействий.

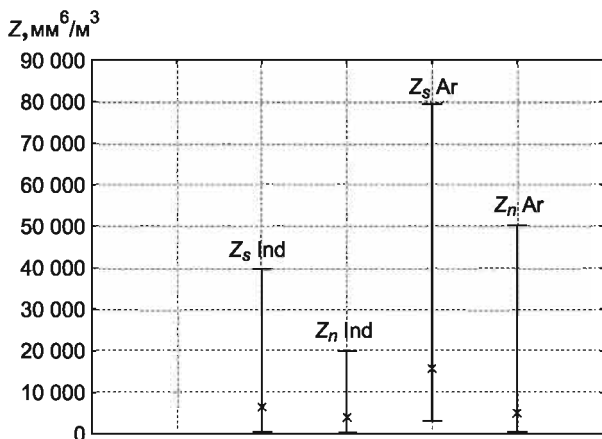


Рис. 1. Максимальная отражаемость облаков после воздействий (Z_s) и в естественном цикле развития (Z_n) по результатам экспериментов в Индии (Ind) и в Саудовской Аравии (Ar).

Вертикальные отрезки — границы распределения в пределах 5—95 %, крестиком указано медианное значение распределения.

Различие между группами проявилось также в повторяемости максимальных значений отражаемости. В Индии в естественном цикле развития не было зарегистрировано облаков с отражаемостью более $30\,000\text{ мм}^6/\text{м}^3$ (44,8 дБZ), в то время как отражаемость 8 % облаков после воздействий превышала указанное значение. В Саудовской Аравии в естественном цикле развития не было зарегистрировано облаков с отражаемостью более $160\,000\text{ мм}^6/\text{м}^3$ (52 дБZ), в то время как отражаемость 4 % облаков после воздействий превышала это значение.

По результатам экспериментов в Индии и Саудовской Аравии было проведено формальное статистическое сравнение двух групп данных с использованием t -теста. Из рисунка видно, что статистические характеристики отражаемости весьма сильно

различаются. Полученное в результате вычислений значение t составило 2,5 с уровнем значимости $p = 0,014$ для Индии и $-2,7$ с уровнем значимости $p = 0,008$ для Саудовской Аравии, из чего следует, что разница между средними в группах значима.

5. Сравнение скорости увеличения отражаемости для облаков после воздействий и в естественном цикле развития

Индикатором результата воздействий может также являться скорость увеличения отражаемости, для определения которой рассматривались два скана после появления радиоэха. Из них выбирался скан с максимальным значением отражаемости. Принималось, что отражаемость облака была равна нулю до момента появления радиоэха. Вычислялась соответствующая скорость увеличения отражаемости в $\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{мин}^{-1}$ для каждого случая (облака).

По результатам экспериментов в Индии получено, что скорость увеличения Z находилась в пределах от 10 до $8400 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{мин}^{-1}$. Значения среднего и медианы оказались больше для облаков после воздействий по сравнению с соответствующими значениями для облаков в естественном цикле развития. Отношение скорости увеличения отражаемости после воздействий к ее значению без воздействий составило 1,8 для среднего и 1,4 для медианы.

Значения скорости изменения Z более $2500 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{мин}^{-1}$ отмечаются в 30 % случаев, в то время как для облаков, развивающиеся в естественном цикле, лишь в 3 % случаев.

Формальное статистическое сравнение двух групп данных с использованием t -теста представлено на рис. 2, из которого следует, что статистические характеристики групп заметно различаются: в облаках после воздействий отражаемость возрастает с большей скоростью. Результаты расчетов показывают, что разница между средними в группах значима, и значение t равно 2,3 с уровнем значимости $p = 0,023$.

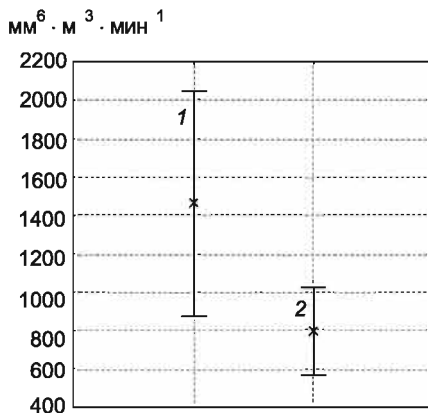


Рис. 2. Скорость изменения отражаемости облаков после воздействий (1) и в естественном цикле развития (2).

Вертикальные отрезки — границы распределения в пределах 5—95 %, крестиком указано среднее значение.

6. Сравнение значений максимальной отражаемости за период жизни облаков при отсутствии радиоэха в период проведения воздействий

Анализ значений максимальной отражаемости (Z_{\max}) за период жизни облаков в обеих группах и поток осадков (F), вычисляемый программой «Титан» в соответствии с работой Dixon and Wiener (1993), был выполнен по результатам экспериментов, проведенных в Саудовской Аравии.

График накопленной вероятности повторяемости соответствующих значений (Z_{\max}) для рассматриваемых двух групп облаков представлен на рис. 3. На рисунке также представлен 95 %-ный интервал значений, соответствующий нормальному распределению, и соответствующее нормальное распределение. Максимальные значения Z_{\max} находились в пределах от 34 до 64 дБЗ. Тенденция к увеличению значений отражаемости в группе облаков после воздействий по сравнению с естественно развивающимися облаками проявляется достаточно четко. Формальное статистическое сравнение двух групп с использованием t -теста показало, что распределение значений Z_{\max} в целом близко к нормальному. Среднее из максимальных значений Z_{\max} для обла-

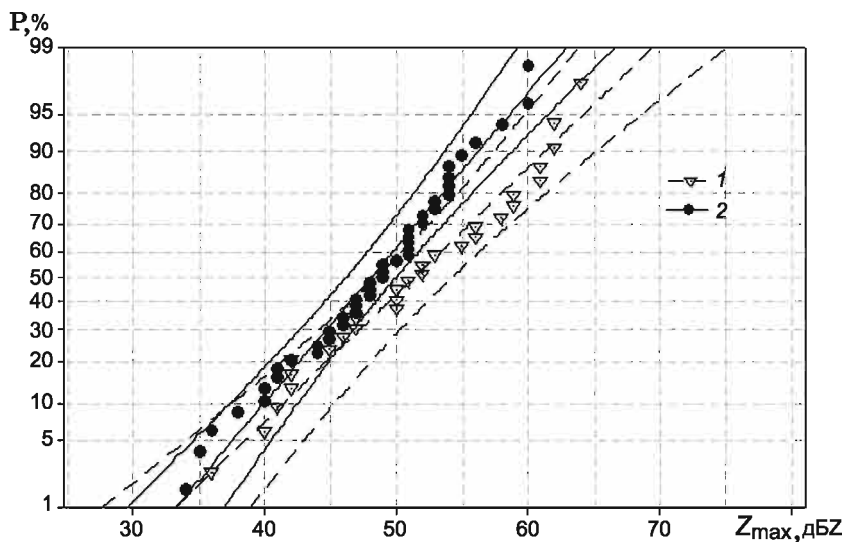


Рис. 3. Накопленная вероятность повторяемости максимальной отражаемости (Z_{\max}) для облаков, подвергшихся воздействию (1), и облаков в естественном цикле (2).

ков, подвергшихся воздействию, на 3,27 дБЗ больше, причем эта разница значима с уровнем значимости 94 %.

Аналогичным образом анализировались результаты измерений потока осадков. График накопленной вероятности повторяемости соответствующих значений (F) для рассматриваемых двух групп облаков представлен на рис. 4. Диапазон изменений значений потока осадков составил 7—5011 м³/с. Распределение значений соответствует логнормальному распределению. Отчетливо видна тенденция к увеличению значений потока осадков в группе облаков после воздействий по сравнению с естественно развивающимися облаками. На рисунке также представлен 95 %-ный интервал значений, соответствующий нормальному распределению. Так же как и для максимальной отражаемости, наблюдается тенденция к увеличению значений потока осадков в группе облаков после воздействий по сравнению с естественно развивающимися облаками.

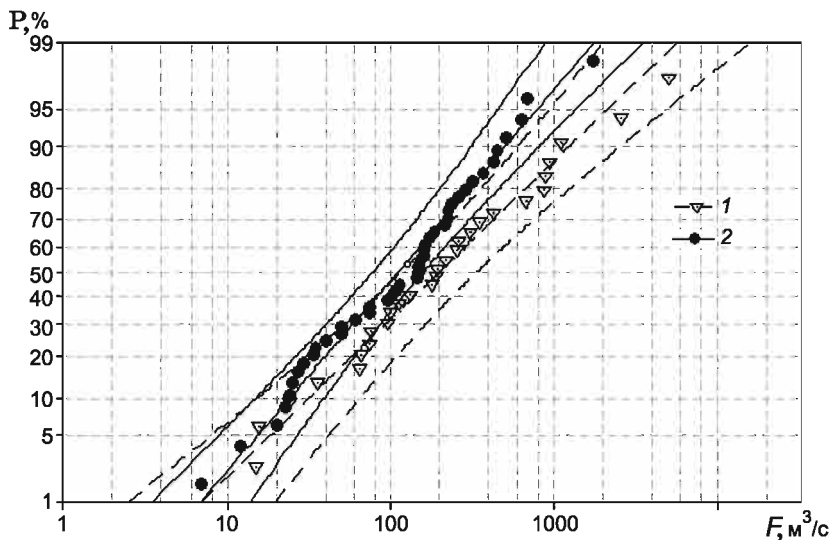


Рис. 4. Накопленная вероятность повторяемости значений (F) для облаков, подвергшихся воздействию (1), и облаков в естественном цикле развития (2).

Медиана в распределении F для облаков после воздействий равна $193 \text{ м}^3/\text{с}$, для естественно развивающихся — $148 \text{ м}^3/\text{с}$. Отношение средних значений F для облаков после воздействий к значениям для естественно развивающихся облаков составило 1,3. Применение t -теста для логнормального распределения показало, что уровень значимости расхождений между средними соответствует 93 %.

7. Сравнение значений максимальной отражаемости за период жизни облаков при значениях отражаемости облаков в диапазоне 0—20 дБЗ в момент воздействий

Сравнение значений максимальной отражаемости за период жизни облаков при значениях отражаемости облаков в диапазоне 0—20 дБЗ в момент воздействий выполнено по данным эксперимен-

тов, проведенных в Саудовской Аравии. Для анализа были отображены данные для 21 облака, подвергшегося воздействию; при этом в момент воздействия эти облака уже сформировали радиоэхо, отражаемость которого не превышала 20 дБZ. Контрольная группа включала 44 облака, для которых первоначально зарегистрированная отражаемость также находилась в пределах 0—20 дБZ.

В табл. 3 представлены статистические характеристики облаков в начальный период времени Z_{in} , максимальное значение отражаемости за весь период жизни облака и максимальные значения потока осадков обеих групп облаков. Установлено, что в начальный момент времени отражаемость облаков в обеих группах примерно одинаковая. После воздействий отражаемость облаков становится выше, чем в группе без воздействий, но это различие не очень велико (соответствующие медианы в распределении отличаются на 1 дБZ).

График накопленной вероятности повторяемости значений Z_{max} для рассматриваемых двух групп облаков представлен на рис. 5. Диапазон изменений значений отражаемости составляет 34—62 дБZ. Различие между группами связано с наличием облаков, имеющих высокие значения отражаемости (>50 дБZ) в группе после воздействий. Однако различие между группами статистически незначимо.

Таблица 3

Статистические характеристики отражаемости (Z_{max}) и потока осадков (F) для двух групп облаков: после воздействий (Возд.) и в естественном цикле развития (Ест.)

	Группа	N	Среднее	Медиана	Мин.	Макс.	σ
Z_{in} дБZ	Ест.	44	11,1	12,0	1,0	20,0	5,4
	Возд.	21	11,6	14,0	0,5	20,0	5,8
Z_{max} дБZ	Ест.	44	45,9	46,0	35,0	59,0	5,9
	Возд.	21	47,6	47,0	34,0	62,0	8,1
F м ³ /с	Ест.	44	114,0	61,5	10,0	457,0	117,7
	Возд.	21	181,1	134,0	7,00	537,0	177,3

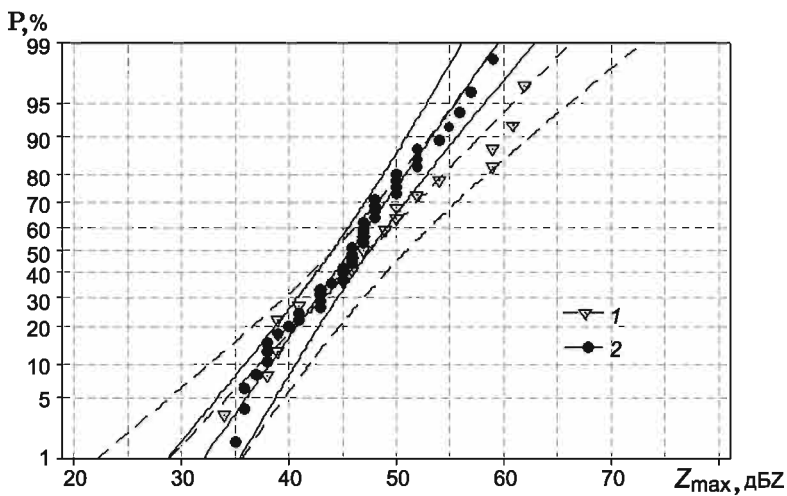


Рис. 5. Накопленная повторяемость значений (Z_{\max}) для облаков, подвергшихся воздействию (1), и облаков в естественном цикле развития (2).

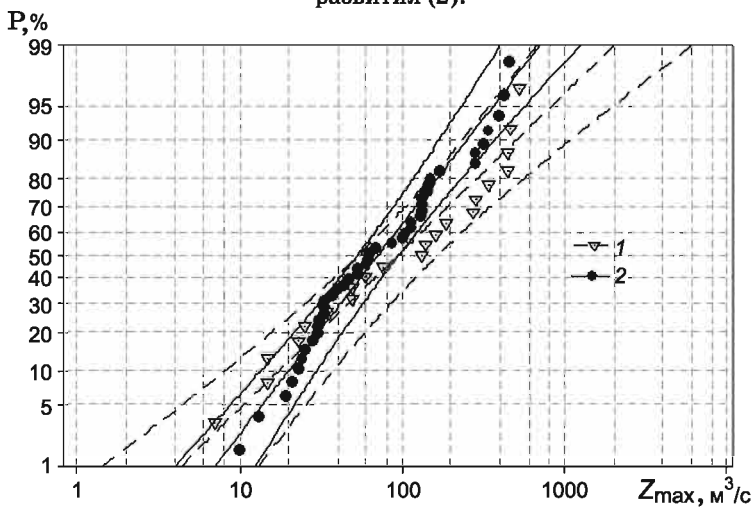


Рис. 6. Накопленная повторяемость значений потока осадков для облаков, подвергшихся воздействию (1), и облаков в естественном цикле развития (2).

Для тех же двух групп облаков было проанализировано распределение максимального потока осадков (табл. 3, рис. 6). Диапазон изменений соответствующей характеристики в естественно развивающихся облаках лежит в пределах 10—457 м³/с, а после воздействий — в пределах 7—537 м³/с. Существует некоторая тенденция смещения распределения потока осадков в сторону больших значений для облаков после воздействий по сравнению с естественно развивающимися облаками. Наибольшие различия между группами наблюдаются при больших потоках осадков, превосходящих 100 м³/с. Однако разница между группами статистически незначима.

8. Сравнение полученных результатов с результатами ранее выполненных исследований

В серии самолетных экспериментов, проведенных в России (Пономарев, Синькевич, 1997; Синькевич, 2001), исследовались две группы мощных кучевых облаков (Cu cong.). Воздействия на одну из групп осуществлялось кристаллизующим реагентом, пролеты выполнялись в верхней части облаков. В процессе эксперимента измерялись: влажность, разность температур в облаке и окружающем воздухе, напряженность электрического поля, а также изменения высоты верхней границы облаков. Указанные характеристики осреднялись для интервалов времени 3 мин от момента воздействия (для облаков, подвергнутых воздействиям) до полного разрушения облака и каждые 3 минуты после первого пересечения облака самолетом (для облаков в естественном цикле развития) также до его полного разрушения облака.

В результате проведенных экспериментов было установлено, что изменения характеристик облаков, подвергнутых воздействиям, проявляются через 7—12 мин после воздействия. Так, через 7—12 мин после воздействия отмечалось существенное увеличение напряженности электрического поля, которое могло быть следствием разделения зарядов вследствие появления осадков. На 12-й минуте отмечалось некоторое повышение темпера-

туры внутри облака, которое может быть обусловлено выделением скрытой теплоты кристаллизации. Эти результаты достаточно близки к описанным выше.

Полученные авторами настоящей работы результаты близки к тем, которые были получены WMI в Канаде при изучении континентальных конвективных облаков с помощью C-band радиолокатора ($\lambda = 5,4$ см). Работы выполнялись в течение 82 дней с воздействиями летом 2001 и 2002 г. в провинции Альберта (Krauss et al., 1987). С использованием программного пакета «Титан» анализировались результаты измерений характеристик 160 облаков, подвергнутых воздействию, и 1167 облаков, развивающихся естественным путем. Выбор облаков производился объективным способом и осуществлялся строго в зависимости от их местоположения без какого-либо субъективного решения пилота. Высота верхней границы исследованных облаков находилась в пределах 7,5—11,5 км. Анализ результатов показал, что после воздействий возросли средняя продолжительность осадков (+50 %) и среднее интенсивность осадков (+29 %), а также среднее суммарное пространственно-временное количество осадков (+54 %). Статистический анализ показал, что можно отвергнуть нулевую гипотезу об отсутствии эффекта при рассмотрении полного объема осадков из облака. Полученные результаты дают возможность утверждать, что воздействия привели к увеличению количества осадков. Среднее суммарное пространственно-временное количество осадков возросло в 2,2 раза с уровнем значимости 95 %.

Представленные в настоящей работе результаты также хорошо согласуются с экспериментальными данными Крауса и Сантоса (Krauss and Santos, 2004), Бруинджиза и др. (Bruitjes, Neynsfield and Krauss, 1987) и результатами моделирования, проведенного Хьюдаком и Листом (Hudak and List, 1988), которые показали увеличение эффективности формирования осадков вследствие воздействий на континентальные облака в районе Бетелем (Южная Африка). Эти данные также соответствуют результатам Инглиш и Марвитц (English and Marwitz, 1981), полученным в Альберте. Они показали, что воздействия с помощью AgI приводят к генерации ледяных частиц таким образом, что это обеспечивает вначале формирование осадков, а затем увели-

чение времени выпадения осадков. Результаты Хастона и др. (Huston et al., 1991), Денниса и др. (Dennis et al., 1975) указывают на то, что воздействия ускоряют формирование осадков из облаков, развивающихся в районе Высоких Долин (США). Исследования, выполненные с помощью численной модели (Farley, 1987), показали увеличение наземных осадков.

Представленный анализ поддерживает гипотезу о том, что воздействия с помощью AgI ускоряют процесс формирования осадков в жизненном цикле облака, и в подвергнутых воздействию облаках процессы превращения водяного пара в осадки оказываются более эффективными.

Заключение

Сравнение облаков, подвергнутых воздействию, с облаками, развивающимися в естественном цикле, показало, что облака после воздействий имеют большую отражаемость (т. е. большую интенсивность осадков) и формирование осадков в них происходит быстрее, чем в облаках в естественном цикле развития. Различия в характеристиках оказались статистически значимы в случае воздействий на облака, которые в момент воздействия не сформировали радиоэхо. Эти результаты соответствуют гипотезе об увеличении осадков в результате воздействий, а также результатам работ, опубликованных в научной литературе ранее.

Отметим, что различия между рассматриваемыми группами облаков в случае воздействий при наличии слабого радиоэха не столь существенны, однако сохраняется тенденция увеличения отражаемости и потока осадков в группе облаков, на которые проводились воздействия. Результаты экспериментов показали, что существует измеряемое положительное различие характеристик облаков, подвергнутых воздействию и находящихся в естественном цикле развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляев В. П., Зацепина Л. П., Зимин Б. И., Колосков Б. П., Петров В. В., Валдес М., Мартинес Д., Пуэнтэ Г., Перера А. (1990). Экспериментальные ис-

следования реакции тропических конвективных облаков на засев аэрозолями иодистого серебра / Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 205—209.

Беляев В. П., Петров В. В., Перес К., Мартинес Д., Пуэнтэ Г. (1992). Результаты самолетных исследований засеянных и контрольных облаков в опытах по искусственному регулированию осадков на Кубе // Труды ЦАО. Вып. 177. С. 62—80.

Берюлев Г. П., Зимин Б. И., Мельничук Ю. В., Колосков Б. П., Дanelян Б. Г. (2002). Руководящий документ. Методические указания. Проведение работ по искусственному увеличению атмосферных осадков самолетными методами. — СПб: Гидрометиздат. 31 с.

Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. (1998). Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — СПб, изд. СПбГУ. 321 с.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Вермей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011а). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть 1. Натурные наблюдения и численное моделирование // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—59.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Вермей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011б). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть 2. Анализ данных спутника “Meteosat” // Метеорология и гидрология. № 3. С. 36—47.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Бургер Р., Вермей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2011в). Исследование влияния динамических факторов на развитие кучево-дождевого облака в Саудовской Аравии // Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—19.

Краус Т. В., Шоу В., Синькевич А. А., Макитов В. С. (2006). Воздействия на облака в Индии, физическая и статистическая оценка результатов // Метеорология и гидрология. № 7. С. 24—33.

Лесков Б. Н. (1978). Результаты воздействий на облака холодного периода года с целью увеличения осадков // Труды УкрНИИ. Вып. 163. С. 5—14.

Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А. (1997). Электризация конвективных облаков на северо-западе России // Метеорология и гидрология. № 6. С. 73—80.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака северо-запада России. — Л.: Гидрометиздат. 106 с.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 343 с.

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

Bruintjes, R. T., A.J. Heymsfield, and T. W. Krauss. (1987). An examination of double-plate ice crystals and the initiation of precipitation in continental cumulus clouds // *J. Atmos. Sci.* V.44, № 9. P. 1331—1349.

Buikov M. V., Kornienko E. E., Leskov B. N., Khusid S. V., Chyorny A. P. (1985). Results of field experiments on artificial enhancement of precipitation in the Ukraine / *Proc. Fourth WMO Sci. Conf. on Weather Modification. V. 2.* — Geneva, p. 519—523.

Cooper W. A., Lawson R. P. (1984). Physical interpretation of results from the HIPLEX-1 experiment // *J. Climate and Appl. Meteor.*, № 4. P. 523—540.

Demott, P. J. (1999). Report to Weather Modification Incorporated on tests of the ice nucleating ability of aerosols produced by new formulation pyrotechnics. — Fort Collins, Colorado, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ. 11 p.

Dennis, A. S., A. Koscielski, D. E. Cain, J. H. Hirsch, and P. L. Smith, Jr. (1975). Analysis of radar observations of a randomized cloud seeding experiment // *J. Appl. Meteor.* V.14, № 5. P. 897—908.

Dixon, M., and G. Wiener. (1993). TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting — a radar-based methodology // *J. Atmos. and Oceanic Technol.* V.10, № 6. P. 785—797.

English, M., and J. D. Marwitz. (1981). A comparison of AgI and CO₂ seeding effects in Alberta cumulus clouds // *J. Appl. Meteor.* V. 20, № 5. P. 483—495.

Farley, R. D. (1987). Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part III. Simulation of an Alberta hailstorm — natural and seeded cases // *J. Appl. Meteor.* V. 26, № 7. P. 789—812.

Hudak, D. R., and R. List. (1988). Precipitation development in natural and seeded cumulus clouds in Southern Africa // *J. Appl. Meteor.* V. 27, № 6. P. 734—756.

Huston, M. W., A.G. Detwiler, F. J. Kopp, and J. L. Stith. (1991). Observations and model simulations of transport and precipitation development in a seeded cumulus congestus cloud // *J. Appl. Meteor.* V. 30, № 10. P. 1389—1406.

Krauss, T. W., and J. R. Santos (2004). Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta // *Atmos. Res.* V. 71. P. 35—50.

Krauss, T. W., R. T. Bruintjes, J. Verlinde and A. Kahn (1987). Microphysical and radar observations of seeded and non-seeded continental cumulus clouds // *J. Climate Appl. Meteor.* V. 26. P. 585—606.

Krauss T. W., A. A. Sinkevich, and Ayman S. Ghulam (2010). Precipitation characteristics of natural and seeded cumulus clouds in the Asir Region of Saudi Arabia // *J. Weat. Modif.* V. 42. P. 61—77.

Mather, G. K., M. J. Dixon, J. M. DeJager. (1996). Assessing the potential for rain augmentation — The Nelspruit randomized convective cloud seeding experiment // *J. Appl. Meteor.* V. 35. P. 1465—1482.

Matrosov S. Y., Korolev A. V., Heymsfield A. J. (2002). Profiling cloud ice mass and particle characteristic size from Doppler radar measurements // *J. Atmos. and Oceanic Technol.* V. 19, № 6. P. 1003—1018.

Murakami M. (2011). Japanese cloud seeding experiments for precipitation augmentation (JCSEPA) — New approaches and some results from wintertime and summertime weather modification programs / *Proc., 10th WMO Sci. Conf. on Weather Modification, Indonesia, Bali.* 4 p.

Sinkevich A. A., Kim J. Y., Lee S. W., Suh A. S. (2001a). Possibilities of rainfall enhancement experiment and its economic effects over Korea / *Proc. Seminar on Hydrological Investigations. — Korea Water Resources Association., ISBN, V. 1,* p. 152—157.

Sinkevich A. A., Kim J. Y., Suh A. S., Chung H. S. (2001b). Losses in the Korean economy due to lack of routine cloud seeding // *J. Korean Meteor. Soc.* V. 37, № 3. P. 283—294.

Sutrisno, Tri Handoko Seto, Samsul Bahri, Tukiyat, Heru Widodo, Sunu Tikno, Budi Harsoyo, Djazim Syaifullah, Halda Aditya, Mimin Karmini, Krisna Aditya, Dini Harsanti (2011). Weather Modification Program using powder at West Java, Indonesia / *Proc., 10th WMO Sci. Conf. on Weather Modification, Indonesia, Bali.* 4 p.

Valdez M., Martinez D., Perez C., Puente G., Zimin B. I., Koloskov B. P., Petrov V. V., Belyaev V. P. (1994). Results of field experiments on artificial rain enhancement by convective cloud seeding over Cuba / *Proc., 6th WMO Sci. Conf. on Weather Modification. — Geneva, WMO,* p. 375—378.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

*А. Д. Егоров¹, А. А. Синькевич², И. А. Потапова¹,
Ю. Б. Ржонсницкая¹*

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет
197082 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 2
E-mail: egorovad@ Rambler.ru

² Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: sinkev@email.com

Методы лидарного зондирования атмосферы разрабатываются для целей экологического мониторинга, для измерения метеорологической дальности видимости, для получения характеристик атмосферного аэрозоля и др. Разработка этих методов предполагает решение ряда научных проблем, включая задачу интерпретации лидарной информации. Существенно усложняют проблему неопределенность лидарного уравнения, обращение которого лежит в основе интерпретации результатов, и математическая некорректность обратной задачи. Эти особенности негативно сказываются на достоверности определения искомых величин.

Для повышения достоверности определения оптических характеристик атмосферного аэрозоля в работе Yegorov et al. (2008) развиты интегральные методы многопозиционного зондирования атмосферы, основы которых заложены в работе Егорова, Степаненко (1987). Сочетание интегральных алгоритмов обработки лидарных данных и многопозиционных методов перспективно, поскольку использование процедуры интегрирования позволяет избежать решения математически некорректной задачи, а применение многопозиционных методов — решения неопределенной системы уравнений, содержащей больше неизвестных, чем уравнений. Следует подчеркнуть, что интегральные алгоритмы являются приближенными. Их точность при использовании в многопозиционных методах зависит от размера исследуемого объема

атмосферы. Чем меньше исследуемый объем, тем меньше систематическая погрешность, что учтено для совершенствования методов в работе Егорова, Потаповой (2011). С другой стороны, уменьшать этот объем целесообразно до известных пределов, так как с его уменьшением увеличивается случайная погрешность, т. е. снижается эффективность методов.

Исследование эффективности многопозиционных методов выполняется с учетом реалистических погрешностей лидарных сигналов, которые предварительно оценивались для конкретных аппаратуры, например ЛИВО, и условий зондирования. В процессе настоящего исследования используются результаты лидарных измерений, описанных в работах Егорова и др. (1991), Yegorov et al. (1992, 1998), а также результаты сравнения коэффициентов ослабления σ методом лидарного зондирования с данными регистратора дальности видимости (РДВ), выполненного в работе Егорова, Степаненко (1981). Кроме того, принимаются во внимание методические разработки Егорова, Степаненко (1987) в области многопозиционного лидарного зондирования атмосферы, учитывающие особенности решения обратной задачи.

В условиях лидарного зондирования слабо рассеивающей атмосферы, зондирования атмосферного аэрозоля, выполняемого на значительном расстоянии r от приемопередатчика, возрастает значение случайной и систематической погрешностей измерений, в том числе погрешности из-за неточного знания фоновой засветки P_* , как это показано в работе Yegorov et al. (2007). В этих условиях в приближении малой длительности зондирующего импульса лидарное уравнение записывается в виде

$$P(r) = P_* + Af(r)\beta(r) \exp(-2 \int_0^r \sigma(r') dr'), \quad (1)$$

где P — мощность лидарного сигнала, A — постоянная лидара, β — коэффициент обратного рассеяния, f — геометрический фактор лидара, P_* — фоновая засветка, σ — коэффициент ослабления.

В случае однородной слабо рассеивающей атмосферы для i -го зондируемого элемента на основании уравнения (1) можно записать:

$$P_i = P_* + \frac{B}{R_i^2} + \frac{G}{R_i}, \quad (2)$$

$$G = -2\sigma B.$$

В равенстве (2) B и G — неизвестные постоянные: G пропорциональна B , которая пропорциональна постоянной лидара: $B = \beta A$.

Используя равенство (2), с помощью метода наименьших квадратов можно определить величины P_* , B , σ , которые должны быть постоянны на трассе зондирования. Для реальных лидарных сигналов это условие выполняется не всегда.

На рис. 1 представлены результаты расчетов величины фоновой засветки P_* для расстояний зондирования, превышающих $R_1 = 750$ м, для лидара на иттриево-алюминиевом гранате (Yegorov et al., 2008). Фоновая засветка на рисунке приведена в относительных единицах — в виде ее отношения к шуму, умноженному на 10. Отсчет шагов ведется с расстояния R_1 , которое принимается за нуль системы координат. Имеет место существенная зависимость величины P_* от расстояния зондирования. Этот факт означает наличие существенной систематической погрешности в лидарном сигнале для таких расстояний зондирования.

На рис. 2 представлены аналогичные результаты для расстояний зондирования, превышающих значение $R_1 = 2500$ м, для которых зависимости величины P_* от расстояния зондирования нет. Это означает отсутствие здесь заметной систематической погрешности в измерении лидарного сигнала. Отсчет шагов, как на рис. 1, начинается с расстояния R_1 .

Таким образом, минимизации влияния систематической погрешности лидарного сигнала на оптические характеристики, определяемые в процессе зондирования слабо рассеивающей среды, осуществляется путем выбора наименьшего расстояния зондирования, с которого начинается процесс обращения сигнала.

В случае неоднородной непрозрачной атмосферы необходимо учитывать конечность длительности зондирующего импульса.

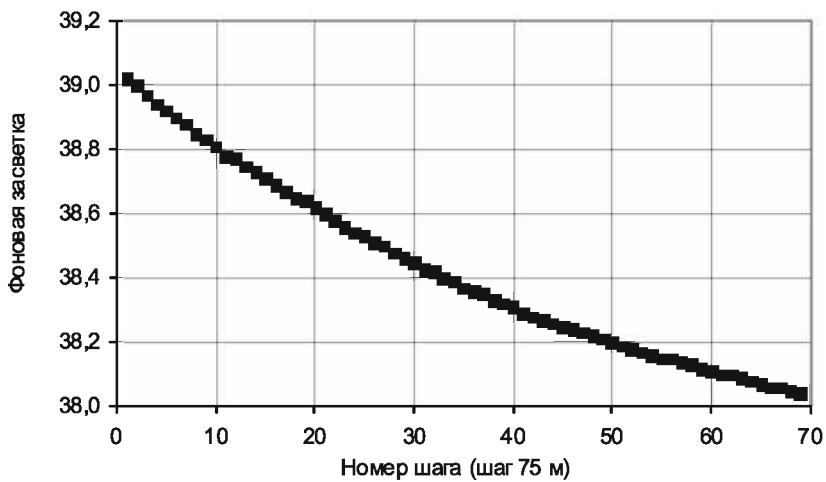


Рис. 1. Результаты расчетов величины P_* для расстояний зондирования, превышающих $R_1 = 750$ м.

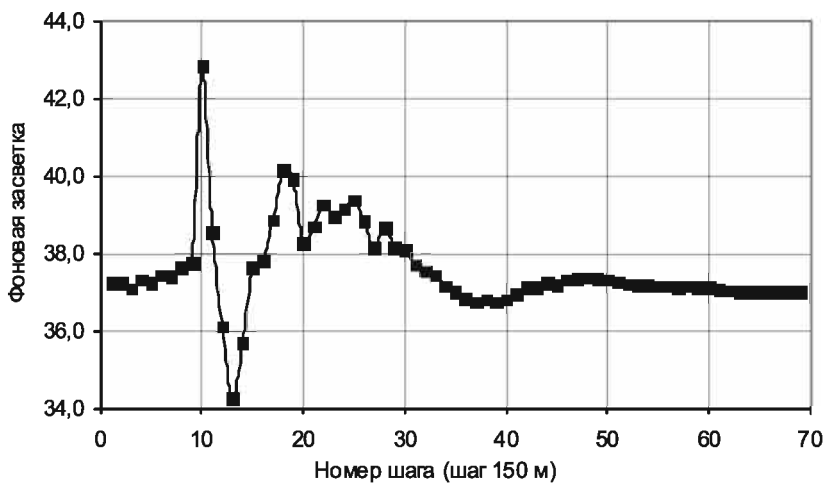


Рис. 2. Результаты расчетов величины P_* для расстояний зондирования, превышающих 2500 м.

Соответствующее лидарное уравнение можно найти в монографии Степаненко (1973):

$$P(r) = \frac{2A}{c\tau} \int_r^{r+\frac{c\tau}{2}} f(r')\beta(r') \exp\left(-2 \int_0^{r'} \sigma(r'') dr''\right) dr', \quad (3)$$

где c — скорость света, τ — длительность зондирующего импульса, P — мощность лидарного сигнала, r — расстояние зондирования, A — постоянная лидара, β — коэффициент обратного рассеяния, f — геометрический фактор лидара, σ — коэффициент ослабления.

Для достаточно малой длительности зондирующего импульса уравнение (3) можно заменить разложением в ряд:

$$P(r) = Af(r)\beta(r) \exp\left(-2 \int_0^r \sigma(r') dr'\right) \left[1 + \left(\frac{d \ln f}{dr} + \frac{d \ln \beta}{dr} - 2\sigma \right) \frac{c\tau}{4} + \dots \right]. \quad (4)$$

Коэффициент обратного рассеяния β_0 и коэффициент ослабления σ_0 в нулевом приближении находятся на основании многопозиционного интегрального решения лидарного уравнения, записанного в приближении короткого зондирующего импульса, причем вводится скорректированный сигнал обратного рассеяния

$$S_0(r) = \frac{P(r)}{f(r)}. \quad (5)$$

В первом приближении коэффициенты β_1 и σ_1 находятся на основании того же многопозиционного решения лидарного уравнения, но вводится иначе скорректированный сигнал обратного рассеяния:

$$S_1(r) = \frac{P(r)}{f(r)} \left[1 - \left(\frac{d \ln f}{dr} + \frac{d \ln \beta_0}{dr} - 2\sigma_0 \right) \frac{c\tau}{4} \right]. \quad (6)$$

Систематическую погрешность определения коэффициента обратного рассеяния β и коэффициента ослабления σ можно оценить по разности решений лидарного уравнения в первом и нуле-

вом приближении, т. е. когда решается лидарное уравнение с учетом конечной длительности зондирующего импульса в виде (4) и когда длительность зондирующего импульса в этом уравнении полагается равной нулю:

$$\begin{aligned}\delta_{\beta} &= \beta_0 - \beta_1, \\ \delta_{\sigma} &= \sigma_0 - \sigma_1.\end{aligned}\tag{7}$$

Анализ результатов работы Yegorov et al. (2008) показывает, что погрешности искомым величин, связанные с конечностью длительности импульса, находятся в данном случае в пределах 10 %.

При произвольной длительности зондирующего импульса задача решается методом последовательных приближений. В первом приближении коэффициенты β_1 , σ_1 находятся на основании многопозиционного интегрального решения лидарного уравнения

$$S_1(r) = Af(r)\beta_1(r)\exp(-2\int_0^r\sigma_1(r')dr'),\tag{8}$$

где

$$S_1(r) = \frac{LP(r)\beta_0(r)\exp(-2\int_0^r\sigma_0(r')dr')}{2\int_r^{r+\frac{c\tau}{2}}f(r')\beta_0(r')\exp(-2\int_0^{r'}\sigma_0(r'')dr'')dr'}.\tag{9}$$

В результате решение задачи определения оптических характеристик по данным лидарного зондирования атмосферы удалось распространить на случай импульсов конечной длительности.

По найденным оптическим характеристикам можно найти характеристики микроструктуры аэрозольных частиц. В частности, коэффициент ослабления связан с концентрацией атмосферного аэрозоля. Оригинальные результаты, относящиеся к определению такой связи по экспериментальным данным, приведены в работах Егорова, Степаненко (1979), Yegorov et al. (1992, 1998). В этих ра-

ботах коэффициент ослабления определялся лидарами и трансмиссометрами, а концентрация частиц — оптическими счетчиками.

Однако результаты измерений размеров частиц оптическими счетчиками зависят от рассеивающих свойств частиц, поэтому проблема изменчивости рассеивающих свойств частиц является достаточно интересной как составляющая проблемы интерпретации данных лидарного зондирования. Проблема связана с необходимостью параметризации оптико-микроструктурных свойств аэрозольных частиц, в дальнейшем используемой для целей определения характеристик микроструктуры аэрозоля по найденному коэффициенту ослабления частиц. Выполнение такой параметризации осложняется из-за существования различных аэрозольных фракций, найденных в работе Whitby (1978).

Среди других факторов, усложняющих задачу, можно выделить значительную изменчивость рассеивающих характеристик частиц, не укладывающуюся в рамки теории рассеяния света однородной частицей. В связи с этим осуществляется моделирование рассеивающих свойств атмосферного аэрозоля с учетом данных эксперимента. Результаты моделирования представлены в работе Егорова и др. (2010). В процессе выполнения совместных лидарных, трансмиссометрических и фотоэлектрических измерений была установлена корреляция между коэффициентом ослабления и интегральной счетной концентрацией частиц.

Оказалось, что существует тесная связь между коэффициентом ослабления и интегральной счетной концентрацией частиц N_* , размеры которых превышают $D_* = 0,4$ мкм:

$$\sigma = \sigma_* N_* \quad (10)$$

Найденную связь можно использовать для определения содержания аэрозоля в воздухе. Она оказалась стабильной в серии выполненных экспериментов. Значения сечения ослабления σ_* составили 11 ± 4 мкм² в Санкт-Петербурге, 8 ± 1 мкм² в п. Воейково, 11 ± 2 мкм² в Репетеке и 8 ± 2 мкм² в Абастумани.

Для объяснения этого факта рассматривается оптическая модель частиц, основанная на данных этих экспериментов, и полученное в них распределение частиц по размерам, т. е. факторы, кото-

рыми определяется коэффициент ослабления аэрозоля. При этом учитываются результаты фильтровых измерений, выполненных одновременно с фотоэлектрическими измерениями. Принимается во внимание удовлетворительное согласие между результатами, найденными фотоэлектрическим и фильтровым методами в п. Воейково в условиях замутненной атмосферы, в Репетеке, а также в Абастумани в эксперименте АФАЭКС-79, научные задачи которого сформулированы в работе Харадзе, Розенберг, Степаненко и др. (1986). Важным для обоснования модели является факт существенного различия этих результатов в п. Воейково, рассмотренный в работе Егорова, Степаненко (1981).

В более ранних работах Егорова, Степаненко (1979) и Егорова, Ионина (1981) показано, что в реальной атмосфере наблюдаются частицы, состоящие из ядра и оболочки, которые обладают разными оптическими свойствами. Примером могут служить обводненные частицы аэрозоля. Рассмотрим зависимость отношения размеров частиц $D(OC)$ и $D(\Phi Y)$, найденных соответственно оптическим счетчиком (OC) и фильтровым устройством (ФУ), от коэффициента ослабления σ (км^{-1}) в п. Воейково (рис. 3).

Представленные результаты показывают, что размеры частиц, полученные оптическим счетчиком, меньше размеров,

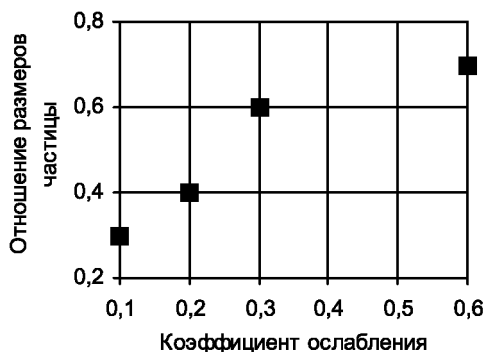


Рис. 3. Результаты сравнительного анализа размеров частиц, измеренных оптическим счетчиком и фильтровым устройством.

полученных фильтровым аспирационным устройством. Это означает, что индикатриса рассеяния под прямым углом, пропорциональная квадрату размера частицы, у натуральных частиц меньше индикатрисы рассеяния градуировочных частиц, причем различие, достигая в среднем порядка величины, может значительно превышать порядок величины. Следует обратить внимание на то, что этот факт относится в основном к частицам грубодисперсной фракции, размеры которых существенно превышают 1 мкм.

Для детального анализа данных натуральных измерений рассматривается модель неоднородной частицы с радиально изменяющимся показателем преломления в оболочке, покрывающей однородное ядро. Результаты расчетов для частицы с ядром из сажи, показатель преломления которой равен $1,82 - 0,64i$, представлены на рис. 4, где $IR(1)/IR(1,33)$ — относительная индикатриса рассеяния. Угол рассеяния 90° выбран для моделирования процесса рассеяния в фотоэлектрическом счетчике частиц, $IR = I(L)/I(0)$, $L = \rho_1 - \rho_0$ — безразмерная толщина покрытия,

$$IR(1,33): m = (0,98 - 1,28i)/(1 + d) + 0,84 + 0,64i, \quad (11)$$

$$IR(1): m = (1,64 - 1,28i)/(1 + d) + 0,18 + 0,64i, \quad (12)$$

$d = (\rho - \rho_0)/(\rho_1 - \rho_0)$, $\rho = \rho_0(1 + 0,01k)$. Величина $(1 + 0,01k)$ представляет собой отношение размера частицы, включая покрытие, к размеру ее ядра.

Формула (11) моделирует неоднородное покрытие из сажи с водой. Формула (12) моделирует неоднородное покрытие из сажи без воды.

На рис. 4 приведены зависимости величины $IR(1)/IR(1,33)$ от величин ρ_0 , k и хорошо видна область минимумов отношений $IR(1)/I(1,33)$.

На рис. 5 представлено значение g величины k , соответствующее минимуму относительной индикатрисы рассеяния при наличии увлажненного покрытия.

На рис. 6 представлен минимум относительной индикатрисы рассеяния для разных размеров частиц, факт существования

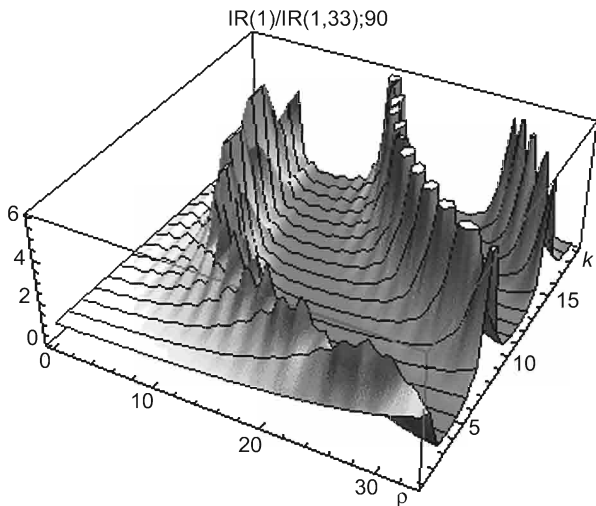


Рис. 4. Зависимость относительной индикатрисы рассеяния от структуры и размера частицы.

$\rho \in [0, 33], k = 1, 2, \dots, 19.$

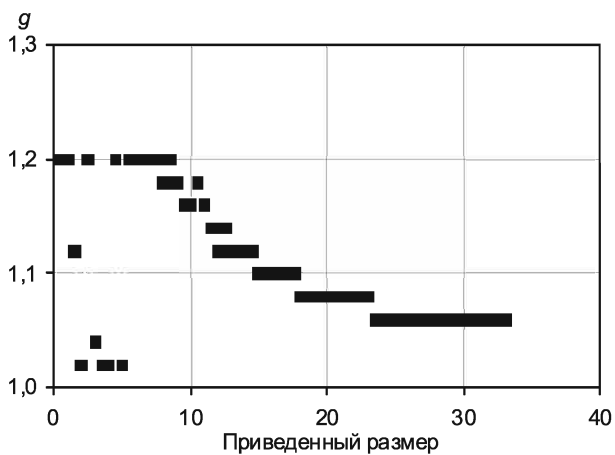


Рис. 5. Значение g величины k , соответствующее минимуму относительной индикатрисы рассеяния при наличии увлажненного покрытия.

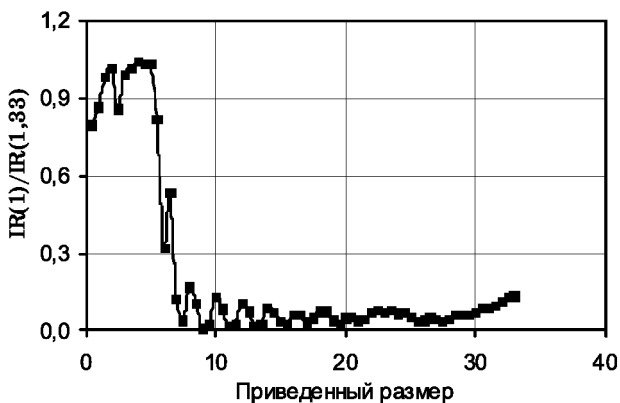


Рис. 6. Минимум относительной индикатрисы рассеяния при наличии увлажненного покрытия.

которого негативно сказывается на достоверности результатов оптических измерений аэрозольных характеристик.

Приведенные данные согласуются с экспериментальными результатами, показывающими существенное уменьшение индикатрисы рассеяния, которое объясняется структурированностью частицы. Расчеты показывают, что проинтегрированный по углам при углах рассеяния менее 30° эффект уменьшения индикатрисы рассеяния за счет структурированности частицы выражен значительно слабее.

Таким образом, разработана модель сферически неоднородной рассеивающей частицы, включающей однородное ядро и оболочку с радиально переменным показателем преломления, отличающаяся диапазоном отношений оболочка/ядро, что позволило достаточно адекватно описать данные эксперимента.

Заключение

Лидарные методы, развитые для получения характеристик атмосферного аэрозоля в целях экологического мониторинга, распространены на условия зондирования слабо рассеивающей атмо-

сферы. Поскольку в этих условиях значительна роль систематических погрешностей, разработан подход к локализации участков трассы зондирования с принятыми с них эхо-сигналами, пригодными для решения обратных задач. Подход основан на требовании при определении констант отсутствия различий в них при обращении сигналов с различных частей локализованных участков. Подход проверен на экспериментальных данных.

Решение задачи определения оптических характеристик по данным лидарного зондирования неоднородной непрозрачной атмосферы, предназначенное для измерения метеорологической дальности видимости, распространено на случай импульсов конечной длительности.

С учетом необходимости параметризации оптико-микроструктурных связей аэрозольных частиц для определения микроструктурных характеристик по результатам оптических измерений разработана модель сферически неоднородной рассеивающей частицы, включающей однородное ядро и оболочку с радиально переменным показателем преломления, которая отличается диапазоном отношений оболочка/ядро, что позволило достаточно адекватно описать данные эксперимента. Установлено слабое влияние структурированности малых частиц на их рассеивающие свойства, что повышает достоверность результатов оптических измерений их микроструктурных характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Егоров А. Д., Емельянова В. Н., Силькевич А. А., Степаненко В. Д. (1991). Оптические характеристики атмосферы в районе пересечения автомагистралей с интенсивным движением / Труды XI Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере и водных средах. Ч. 1. — Томск, с. 137—138.

Егоров А. Д., Ионин В. А. (1981). Вопросы параметризации оптико-микроструктурных связей аэрозольных частиц // Труды ГГО. Вып. 448. С. 70—75.

Егоров А. Д., Потапова И. А. (2011). Способ определения прозрачности атмосферы / Заявка на изобретение № 2008108058 (дата решения о выдаче патента 16.02.2011) // Бюлл. № 16.

Егоров А. Д., Степаненко В. Д. (1979). Некоторые аспекты определения оптико-микроструктурных связей аэрозольных частиц // Труды V Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. Ч. 1. — Томск, с. 77—80.

Егоров А. Д., Степаненко В. Д. (1981). Некоторые особенности лидарного зондирования аэрозолей / Труды Международного симпозиума «Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы». Т. III. — М.: Гидрометеоиздат, с. 42—48.

Егоров А. Д., Степаненко В. Д. (1987). Особенности оптического зондирования атмосферного аэрозоля и облаков / Труды IX Всесоюзного симпозиума по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. — Томск, с. 324—326.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 343 с.

Харадзе Е. К., Розенберг Г. В., Степаненко В. Д. и др. (1986). Научные задачи, организация и методика проведения эксперимента АФАЭКС-79 / В кн.: Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 3—23.

Whitby K. T. (1978). The physical characteristics of sulfur aerosols // Atmos. Environ. V. 12. P. 135—159.

Yegorov A. D., Boitzov P. P., Stepanenko V. D., Shumakov L. I. (1992). Lidar sensing of the lower atmospheric layer around a highway / Proc. Soviet-American Symp. on Mobile-Source Air Pollution (AUTOEX). V. 2. P. 102—124.

Yegorov A. D., Potapova I. A., Rzhonsnitskaya Yu. B. (2007). The treatment of low-power lidar signals // J. Opt. Technol. V. 74. P. 665—668.

Yegorov A. D., Potapova I. A., Rzhonsnitskaya Yu. B. (2008). Atmospheric aerosols measurements and reliability problem // Int. J. Remote Sens. V. 29. P. 2449—2468.

Yegorov A. D., Sinkevich A. A., Stepanenko V. D. (1998). Atmosphere aerosols monitoring by new lidar techniques / Proc. of PARTEC 98: 7th European Symposium Particle Characterization. — Nuremberg, p. 799—802.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

О. М. Покровский

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

Облачность и осадки играют ключевую роль в формировании атмосферной циркуляции, особенно в тропической зоне. Примерно три четверти энергии, поглощенной земной атмосферой, трансформируется за счет механизмов переноса скрытого тепла, т. е. испарения воды и конденсации водяного пара с последующим образованием осадков (Sorensen, 1979).

Информация об осадках используется как в чисто научных исследованиях (диагностика и прогноз изменений климата — международная программа GEWEX), так и в решении прикладных задач: метеорологических (долгосрочный прогноз погоды), гидрологических (контроль уровня рек, прогноз наводнений, селей и т. п.) и агрометеорологических (водопользование, прогноз засух и др.). Осадки оказывают и опосредованное воздействие, например влияют на компоненты радиационного баланса у поверхности Земли (Mitchell et al., 1989), на потоки пресной воды в шельфовых зонах и температуру морской поверхности (Webster, Lukas, 1992).

Существующие наземные осадкомерные наблюдения уже не отвечают возросшим потребностям в информации по ряду причин. Во-первых, число наземных метеостанций неуклонно сокращается в силу экономических причин и сеть становится еще менее равномерной по пространству, чем она была во второй половине прошлого века. Во-вторых, осадки относятся к числу наиболее изменчивых метеорологических величин (плотность осадкомерной сети в соответствии с работой Кагана (1966) должна составлять 10—20 км), и поэтому не имеется никаких перспектив

в построении оптимальной осадкомерной сети в обозримом будущем. Единственным перспективным направлением для создания оптимальной системы наблюдений за осадками являются средства и методы дистанционного зондирования.

За последние два десятилетия был достигнут заметный прогресс в создании спутниковых систем дистанционного зондирования облаков и методов оценки осадков, выпадающих как над океаном, так и над сушей. При этом наибольшее число публикаций относится к зондированию осадков над океаном, поскольку определение осадков над сушей является более сложной задачей по ряду фундаментальных причин, например большей изменчивости коэффициента излучения поверхности в СВЧ диапазоне. Подавляющее число отечественных работ также относится к решению данной задачи над океаном (см., например, работу Степаненко (1987)).

Цель данной работы заключается в изучении возможностей дистанционных методов для оценки среднемесячной интенсивности *осадков над сушей* на примере территории России. В первом разделе представлены теоретические основы метода дистанционного зондирования осадков над сушей. Второй раздел посвящен описанию метода классификации дождевых облаков и эмпирических алгоритмов определения осадков для ряда климатических зон России. Далее представлены результаты картирования полей осадков и сравнения с данными осадкомерной сети.

Микроволновые (МКВ) измерения являются наиболее информативными для решения данной задачи (Кондратьев и др., 1979; Мелентьев, Рабинович, 1976). Как правило, в исследованиях по дистанционной индикации осадков используются данные МКВ измерений, полученные с помощью многоканального спектрометра SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), функционировавшего на борту ИСЗ серии F7-F15, регулярно запускаемых начиная с середины 1987 г. по программе министерства обороны США Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) (Weng et al., 1994). Спектрометр SSM/I обеспечивает наблюдения МКВ излучения для четырех частот: 19,35; 22,235; 37 и 85,5 ГГц в двух плоскостях поляризации (за исключением канала 22 ГГц).

Пространственное разрешение на поверхности составляет 15—80 км в зависимости от канала зондирования и угла визирования.

В ноябре 1997 г. в рамках миссии TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) были одновременно запущены два прибора: 1) МКВ многоканальный спектрометр ТМІ (TRMM Microwave Imager), 2) сканирующий осадкомерный радар PR (Precipitation Radar) (Kummerow et al., 1998). Спектрометр ТМІ в дополнение к SSM/I имеет низкочастотные каналы 10,65 ГГц для двух поляризацій. Пространственное разрешение на поверхности составляет 5—60 км в зависимости от канала зондирования и угла визирования. Осадкомерный радар PR имеет одну частоту генерации сигнала 13,8 ГГц и высокое пространственное разрешение: 4,3 и 0,25 км в горизонтальной и вертикальной плоскостях поляризации соответственно. Осадки регистрируются радиолокатором с точностью, превышающей 0,7 мм в час.

Получение синхронной информации с обоих приборов позволило осуществлять решение таких задач, как бортовая калибровка спектрометра ТМІ, валидация МКВ дистанционных измерений, оценка точности методов дистанционной индикации осадков. Однако орбита TRMM обеспечивает проведение наблюдений лишь в поясе широт 38° с. ш.— 38° ю. ш. В связи с этим данные SSM/I представляют больший интерес для мониторинга осадков на территории России. В этом случае для осуществления валидации данных дистанционного зондирования SSM/I целесообразно использовать результаты наблюдений, полученные на осадкомерной сети.

Физические основы метода

Основой для решения задачи оценки интенсивности осадков по данным измерений уходящего МКВ излучения служит теория переноса радиации. Пусть $R_i(\lambda)$ — радиация, соответствующая длине волны λ , падающая на поверхность с коэффициентом отражения r и температурой T_s ; тогда отраженная радиация $R_r(\lambda)$ определяется из соотношения

$$R_r(\lambda) = rR_i(\lambda) + \varepsilon B(\lambda, T_s).$$

Здесь $B(\lambda, T_s)$ — функция Планка черного тела для длины волны λ и температуры T_s ; ε — коэффициент излучения данной поверхности, причем справедливо соотношение $r + \varepsilon = 1$, вытекающее из закона Кирхгофа. Коэффициент излучения поверхности определяется соотношениями Френеля и зависит от угла визирования, поляризации и комплексного показателя преломления (КПП) поверхности.

КПП в значительной степени зависит от шероховатости поверхности. Для сухой почвы типичное значение КПП равно $2 + 0,1i$, а для поверхности океана при температуре 20°C составляет $6,44 + 2,85i$. Поскольку коэффициент отражения пропорционален квадратному корню из модуля КПП, то для суши он составляет $0,1—0,15$, а для океана — $0,5—0,6$. При наличии ледового покрова коэффициент отражения океана заметно уменьшается и приближается к соответствующему значению для суши (Мелентьев, Рабинович, 1976; Huffman et al., 1997; Negri et al., 1989). В дистанционном зондировании рассматривают горизонтальную и вертикальную компоненты поляризации. Излучение имеет горизонтальную поляризацию, если вектор электромагнитного поля находится в горизонтальной плоскости. Вертикальная поляризация определяется направлением, перпендикулярным к горизонтальной плоскости и к направлению распространения излучения. Поэтому при наблюдениях в надир все поляризации идентичны, так как расположены в горизонтальной плоскости.

В МКВ диапазоне спектра океан имеет низкий коэффициент излучения и поэтому отражает значительную часть тепловой радиации, а атмосфера пропускает большую ее часть — за исключением нескольких полос поглощения. Основными поглощающими компонентами в тропосфере являются водяной пар, жидкая вода и молекулярный кислород. Полосы поглощения кислорода ($50—70$ и 119 ГГц) используются для термического зондирования атмосферы. Линия водяного пара центрирована при частоте $22,235$ ГГц и протянулась в область высоких частот. Только канал SSM/I 19 ГГц может рассматриваться как относи-

тельно прозрачный по отношению к водяному пару. При таких обстоятельствах любой атмосферный компонент, который поглощает и излучает радиацию, обуславливает увеличение радиояркостной температуры (РТ) уходящей радиации, регистрируемой с борта ИСЗ. Таким образом, атмосферные компоненты хорошо детектируются на фоне океана, но значительно хуже над поверхностью суши.

В случае дождевых капель небольшого размера (до 100 мкм) соответствующий коэффициент поглощения и эмиссии, согласно приближению Рэля, пропорционален кубу диаметра капли и поэтому пропорционален ее массе. При больших размерах частиц зависимость коэффициента поглощения становится более сложной из-за резонансного эффекта преломления внутри капли, описываемого теорией Ми. Поэтому здесь уже нельзя пренебрегать эффектом рассеяния излучения каплями воды. Тем не менее коэффициент поглощения жидко-капельной влаги дождевого облака в несколько раз превышает коэффициент рассеяния (Kummerow, Weiman, 1988). При замерзании капель их КПП существенно меняется в сторону увеличения мнимой части, что приводит к многократному уменьшению коэффициента поглощения и соответствующего увеличения коэффициента рассеяния.

На высоте 3—5 км дождевые облака состоят из двух слоев: нижнего слоя жидких капель и верхнего слоя замерзших капель. Соотношение толщины этих слоев меняется в зависимости от сезона. С учетом того, что коэффициент рассеяния возрастает с увеличением частоты излучения, максимальный эффект рассеяния на ледяных частицах, заполняющих верхний слой дождевых облаков, обнаруживается в высокочастотном канале 85 ГГц. Этот эффект заключается в том, что значения РТ в этом канале становятся существенно ниже соответствующих значений, получаемых в низкочастотных каналах. Поскольку этот эффект не зависит от оптических свойств подстилающей поверхности, он может быть использован для индикации дождевых облаков как над сушей, так и над океаном. В работах Kummerow, Weiman (1988), Wu, Weiman (1984) представлены результаты численного решения уравнения переноса МКВ излучения для различных профи-

лей распределения осадков в атмосфере, которые подтверждают эти выводы.

Спутниковые методы и алгоритмы восстановления осадков могут быть разделены на две группы, соответствующие разным механизмам трансформации СВЧ радиации в облаке. Методы, относящиеся к первой группе, основаны преимущественно на механизме ослабления МКВ излучения, генерируемого поверхностью Земли, методы второй группы — на механизме рассеяния (Kummerow et al., 1998). Методы второй группы основаны на измерениях, выполненных на частотах выше 60 ГГц, и применимы как над океаном, так и над сушей. Частота 60 ГГц соответствует полосе поглощения кислорода, которая обычно используется для термического зондирования атмосферы. Методы первой группы используют измерения на частотах ниже частоты 22 ГГц, отвечающей линии поглощения водяного пара, и применимы только над поверхностью океана. Промежуточная область частот (25—50 ГГц) может быть использована для обеих групп методов.

Методы, использующие механизм рассеяния, являются, несомненно, более сложными, чем те, которые основаны на ослаблении МКВ излучения, поскольку при этом регистрируемые радиояркие температуры зависят от ряда дополнительных параметров: фазового состояния капель воды в облачном слое, их распределения по размерам, плотности и формы. Проблема усложняется тем, что указанные параметры неоднозначно определяют не только значения РТ посредством расчетов по теории Ми, но также и интенсивность осадков (Negri et al., 1989). Поэтому такие данные МКВ дистанционных наблюдений должны быть эмпирически калиброваны для разных сезонов и климатических зон.

Возможности методов второй группы для континентальных регионов в глобальном масштабе были оценены в работах Huffman et al. (1997) и Negri et al. (1989). Дистанционные измерения в видимом и ИК диапазонах предоставляют данные о состоянии верхней границы облачности. Эти сведения содержат косвенную информацию об интенсивности осадков. В этой связи отметим, что в последние годы осуществлены работы по картированию осадков на основе данных, полученных с помощью многоканального ИК

спектрометра TOVS, предназначенного в основном для температурно-влажностного зондирования атмосферы (Huffman et al., 1997).

Таким образом, можно условно классифицировать методы дистанционного определения осадков на прямые и косвенные. МКВ метод, основанный на механизме ослабления излучения в атмосфере, можно отнести к прямым методам, а ИК метод, использующий информацию о температуре верхней границы облачности, — к косвенным методам. Метод, основанный на механизме рассеяния МКВ излучения замерзшими каплями дождя в облачном слое, можно классифицировать как промежуточный. Соответствующие численные алгоритмы восстановления осадков представлены в работе Negri et al. (1989).

Идентификация дождевой облачности и оценка осадков

Результаты спутниковых наблюдений, полученные с помощью МКВ радиометра SSM/I, позволяют проанализировать зависимость РТ от частоты излучения, поляризации и типа изучаемых объектов. При разработке метода оценки интенсивности осадков над сушей необходимо учитывать разнообразие типов подстилающей поверхности и их температурно-влажностный режим. В работе Grody (1991) представлена классификация типов поверхности суши и их состояния путем разделения их на поверхности, которые преимущественно рассеивают МКВ радиацию, и поверхности, которые в основном ее поглощают.

РТ радиации, излученной поверхностью суши, определяется, прежде всего, поглощающими свойствами воды. Поскольку поглощение, обусловленное содержанием воды, возрастает с увеличением частоты МКВ радиации в рассматриваемом диапазоне длин волн, то РТ излучаемой радиации также повышается для таких поверхностей, как почва, растительность и тающий снег. Эти поверхности можно назвать *поглощающими*. Для таких поверхностей значение РТ, отвечающее измерительному каналу для частоты 85 ГГц — $T(85)$, будет превышать соответствующее значение $T(22)$, полученное в низкочастотном канале 22 ГГц. Наоборот, для сухого снежного или ледового покрова, песчаной пусты-

ни, а также ледяных капель, находящихся на верхней границе дождевых облаков, которые можно считать преимущественно *рассеивающими* объектами, справедливо обратное соотношение: $T(85) < T(22)$. Это связано с тем, что коэффициент рассеяния убывает с увеличением частоты МКВ излучения.

Метод, основанный на механизме рассеяния МКВ радиации замерзшими дождевыми каплями, предполагает понижение значений $T(85)$ в высокочастотном канале. В этой связи целесообразно сравнить причины и следствия понижения РТ, вызванного влиянием изменения содержания воды. Увеличение влажности почвы вследствие увеличения КПП приводит к уменьшению коэффициента излучения поверхности вне области наблюдений в надир и к соответствующему понижению РТ. При этом горизонтальный компонент превышает вертикальный, что является отличительной чертой данного объекта.

Понижение РТ, вызванное увеличением рассеяния (как в случае дождевых облаков), не приводит к заметным расхождениям между вертикальным и горизонтальным компонентами: вертикальный компонент всегда превышает горизонтальный на несколько градусов.

Исследования указанных выше зависимостей МКВ уходящей радиации проведены для разных сезонов и ряда регионов России. Использовались данные измерений радиометром SSM/I за февраль—июнь 1988 г., которые дополнялись результатами наземных метеорологических (температура и влажность почвы, осадки, температура воздуха и высота снежного покрова) и актинометрических (прямая и суммарная радиация) наблюдений на станции Каменная Степь (Центрально-Черноземный регион). Актинометрические данные использовались для определения ясных и облачных дней. Выбор станции определило ее расположение в районе с однородной подстилающей поверхностью, отвечающей пространственному разрешению спутниковой аппаратуры 30—50 км.

На рис. 1 представлены спектральные распределения МКВ радиации при различных состояниях подстилающей поверхности и атмосферы. Использованы данные измерений в каналах, обеспечивающих информацию о вертикальной составляющей поляризации излучения. Наблюдаются четыре типа спектральных

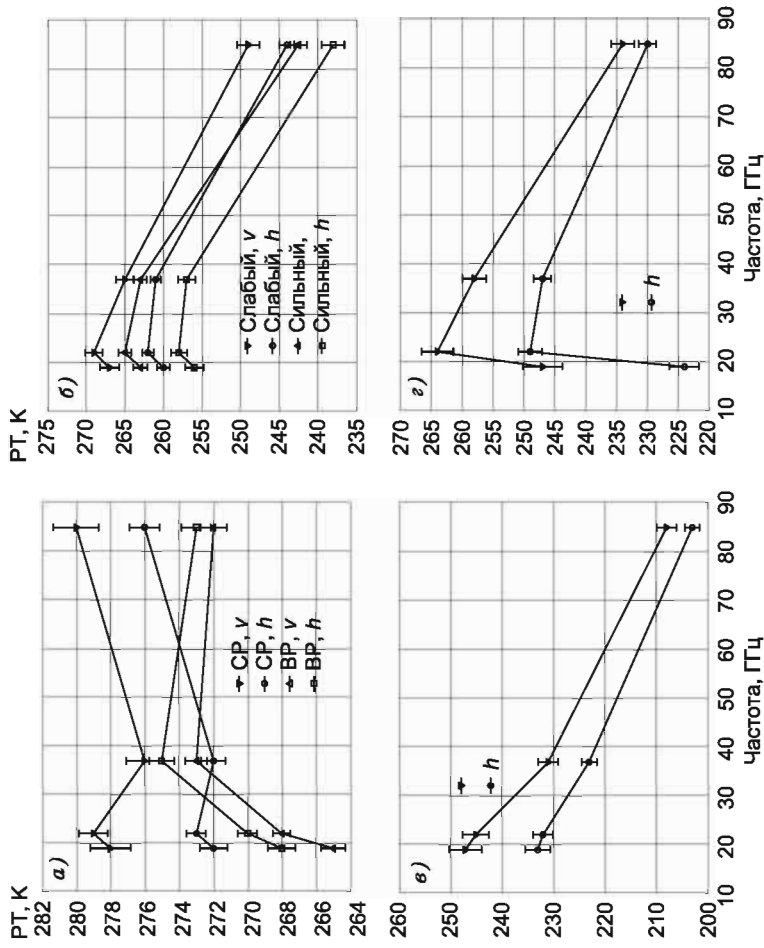


Рис. 1. Статистика (средние и стандартные отклонения) значений РТ по данным SSM/I за февраль—июнь 1988 г. при различных состояниях подстилающей поверхности и атмосферы.
 а) влажность сухая (SR) и влажная (BP) и частота (v) над сушей, (h) снег, г) дождь.

зависимостей, связанных с монотонным убыванием и возрастанием в интервале 22—85 ГГц, а также возрастанием или убыванием в интервале 19—22 ГГц.

В случае ясных летних дней поверхности, покрытой сухой растительностью, соответствуют максимальные значения РТ уходящей МКВ радиации (рис. 1 а). Значения РТ слабо возрастают с частотой и достигают значений около 278 К. В ясные дни сразу после дождя поверхность, покрытая влажной растительностью, имеет более выраженную спектральную зависимость МКВ сигнала. В этом случае РТ возрастает от $T_v(19) = 265$ К до $T_v(85) = 274$ К. Следовательно, спектральный градиент возрастает, а значения РТ понижаются за счет увеличения влажности растительного покрова. Поскольку имеет место соотношение $T(85) > T(22)$, характерное для поглощающих поверхностей, то идентификация таких поверхностей производится достаточно просто.

В случае дождевой облачности и осадков разной интенсивности (рис. 1 б) имеет место понижение РТ с частотой, проявляющееся для обоих компонентов излучения: вертикальной (v) и горизонтальной (h) поляризации. Максимальная поляризация ($T_v - T_h$) достигается для излучения на частоте 19 ГГц, где влияние поглощения атмосферными компонентами минимально. Летом при дожде средней интенсивности РТ (вертикальный компонент) понижается от $T_v(19) = 265$ К до $T_v(85) = 240$ К, причем скорость убывания РТ с частотой возрастает с увеличением интенсивности осадков. В случае интенсивных осадков, выпадающих из конвективных облаков, величина $T_v(85)$ может понижаться до значений 190—180 К.

Для подстилающей поверхности, покрытой снегом или льдом, характерно понижение РТ с частотой. В случае сухого снега скорость убывания максимальна: от значений около 235 К при частоте 19 ГГц до значений около 185 К при частоте 85 ГГц (рис. 1 в). В случае влажного снега РТ понижается от 255 до 235 К.

При сопоставлении рис. 1 б и 1 в следует отметить сходство спектральных распределений РТ в случае дождевых облаков и влажного снега. Поэтому возникает проблема различения этих

двух объектов. Однако в случае снега понижение РТ с частотой происходит монотонно, а в случае осадков имеется локальный максимум РТ на частоте 22 ГГц, который особенно четко выражен для вертикального компонента $T_v(22)$. Опыт показал, что простейший критерий $T_v(22) > 263$ К позволяет идентифицировать случаи дождевых облаков. В случае поверхности, покрытой льдом, РТ понижается так же, как и в случае снега, но значения лежат между 245 и 225 К при высокой поляризации ($T_v - T_h$), достигающей 15—20 К на частоте 19 ГГц. Для идентификации льда по данным измерений МКВ излучения может использоваться критерий $T_v(19) - T_h(19) > 15$ К.

До сих пор большое внимание уделяется проблеме оценки осадков над океанами (Кондратьев и др., 1979; Huffman et al., 1997). Над океанами на формирование РТ влияют одновременно рассеяние и поглощение МКВ радиации, идущей от поверхности океана. Как правило, поверхность океана холоднее поверхности суши. Это обстоятельство объясняет особенности спектрального распределения РТ в случае дождевых облаков над морской поверхностью (рис. 1 з). На частоте 19 ГГц, где минимально влияние атмосферы, значения РТ над морской поверхностью малы (225—240 К) по сравнению с аналогичными значениями над сушей (см. рис. 1 б). Из-за разницы температур суши и моря локальный максимум РТ на частоте 22 ГГц, обусловленный поглощением МКВ радиации в полосе водяного пара, более выражен, чем в случае дождевых облаков над сушей. Другое отличие заключается в том, что в случае осадков над океаном $T_v(85) > T_v(19)$. Последнее означает, что осадки над океаном можно рассматривать как преимущественно поглощающие объекты в отношении МКВ радиации.

Поскольку разность $T_v(85) - T_v(19)$ может заметно варьировать в разные сезоны и в разных широтных зонах, в работе Grody (1991) был предложен индекс осадков для океана и для суши. Этот индекс представляет собой разность между измеренным значением $T_v(85)$ и спрогнозированным с помощью линейной регрессионной модели по данным измерений на каналах 19 и 22 ГГц. Особенность регрессионной модели

$$F = A + BT_v(19) + CT_v(22) + DT_v^2(22) \quad (1)$$

заключается в том, что ее коэффициенты были получены по выборке данных наблюдений, собранных для поглощающих (нерассеивающих) объектов (сухая и влажная растительность, влажная почва и т. п.). Индекс рассеяния (ИР) определяется тогда согласно формуле

$$SI_v(85) = F - T_v(85). \quad (2)$$

Наборы коэффициентов, входящих в модель (1), для суши и моря различны и представлены в работе Wu, Weiman (1984). Погрешность регрессионной модели (1) составляет около 2 К для суши и примерно 4 К для моря. Поэтому критерий $SI_v(85) > 10$ К является надежной основой для выявления дождевых облаков и осадков как над морем, так и над сушей.

Проведенное обсуждение приводит нас к схеме классификации объектов (рис. 2), отвечающих данным измерений МКВ радиации, осуществленных с помощью радиометра SSM/I. Рассмотренные выше критерии допускают модификацию и уточнения (Wilheit et al., 1994). Однако принципиальный подход, обобщенный на схеме, позволяет осуществить полное решение задачи классификации изучаемых объектов и выделить данные измерений, относящиеся к дождевым облакам. На первом этапе на основе критерия для ИР (2) производится выявление рассеивающих объектов. Затем выделяются поверхности, покрытые снегом и льдом, которые имеют МКВ спектры сходные со спектрами для дождевых облаков. Отдельный этап отделяет поверхности, покрытые снегом, от морского льда, а затем осадки от морского льда. Для суши на основе анализа поляризации в низкочастотном канале 19 ГГц выявляются поверхности с растительностью и без нее. Если поляризация меньше 9 К, то поверхность считается покрытой растительностью; в противном случае она идентифицируется как сухой грунт или песчаник. Знак разности между РТ в низкочастотном и высокочастотном канале позволяет выявить дождевые облака. При этом горизонтальная

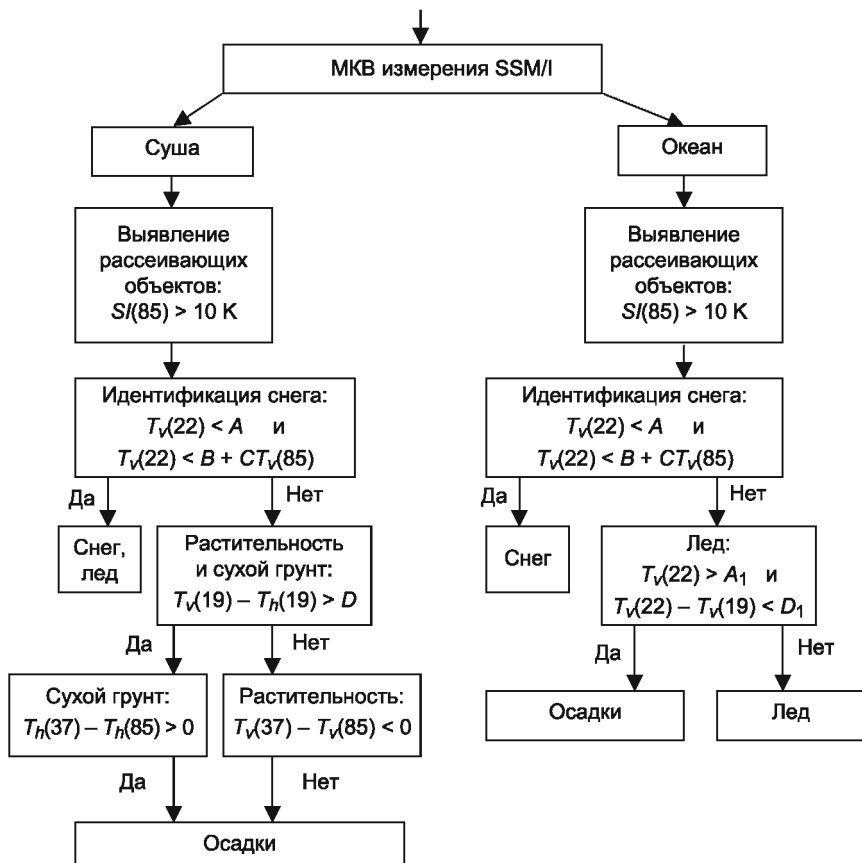


Рис. 2. Схема идентификации дождевых облаков по данным МКВ измерений с помощью радиометра SSM/I.

поляризация используется для идентификации дождевых облаков с помощью отклонения на «фоне» открытого грунта, а вертикальная поляризация — на «фоне» растительности.

Из вышеизложенного следует, что прямое использование уравнения переноса МКВ радиации в облачной атмосфере затруднено вследствие недостатка необходимой информации об атмосферных компонентах и параметрах облачности, особенно в

связи с вертикальной неоднородностью. Поэтому в настоящее время наибольшее распространение получили эмпирические методы оценки интенсивности осадков для пикселей тех объектов, которые были классифицированы как дождевые облака.

Для определения *осадков над сушей* применялись три метода (Adler et al., 1993), в основе каждого из которых лежит попытка связать данные МКВ измерений с результатами наземных измерений интенсивности осадков (по данным радаров или метеорологической сети).

Первый подход основан на построении регрессии между $T_v(85)$ и интенсивностью осадков R . Полученное соотношение имеет следующий вид: $T_v(85) = 251 - 4,19R$. Здесь R измеряется в мм/ч.

Второй подход основан на использовании информации, содержащейся как в высокочастотных, так и в низкочастотных каналах. Он реализуется путем использования ИР (2) в аналогичной регрессионной модели, которая имеет следующий вид: $R = -1,65 + 0,289SI_v$.

Третий подход предполагает использование системы табулированных значений R в зависимости от интервалов РТ, к которым принадлежат измеренные значения $T_v(85)$ (Кондратьев и др., 1979; Kummerow, Weiman, 1988). Для определения осадков над океаном использовалось следующее приближение: $R = 120,09 - 0,478T_v(85)$ (Adler et al., 1993).

Картирование интенсивности месячных осадков

Начиная с 1987 г. и по настоящее время программа DMSP обеспечивала непрерывный ряд данных наблюдений за осадками по территории всего земного шара. При этом вначале (1987—1988 гг.) на орбите находился один ИСЗ с аппаратурой SSM/I на борту. Спутниковой информации, получаемой с одного солнечно-синхронного низкоорбитального ИСЗ (не более двух измерений за сутки для одного и того же пикселя), недостаточно для целей непрерывного мониторинга осадков. Наземная осадкомерная сеть

обеспечивает непрерывный сбор информации о количестве выпадающих осадков. Наибольшее распространение получили среднемесячные данные об осадках (Huffman et al., 1997). Поскольку данные об осадках распределены неравномерно как по пространству, так и во времени, необходимо осуществлять пространственно-временное усвоение поступающей информации. В нашем распоряжении имелся архив ежедневных данных наблюдений, полученных с помощью радиометра SSM/I. Этот архив создается в США (National Snow and Ice Data Center, NSIDC) и распространяется на компакт-дисках.

Автором были проведены эксперименты по усвоению этой информации за период февраль—июль 1988 г. с целью получения среднемесячных полей интенсивности осадков для территории России. Выбор периода был обусловлен тем, что в это время наземная сеть была достаточно плотной и работала эффективно. В качестве схемы усвоения использовался метод спектрального представления геофизических полей, описанный в работах Покровского (2003), Покровского, Тимохова (2002), достоинство которого заключается в том, что он не требует использования какой-либо априорной информации о геофизическом поле, что особенно важно для полей осадков, характеризующихся временной и пространственной изменчивостью.

На рис. 3 представлен пример результатов картирования интенсивности осадков, полученной путем усвоения и последующего осреднения данных с помощью ИР (1)—(2). В усвоении участвовали данные, относящиеся к пикселям, которые были идентифицированы как дождевые облака согласно схеме, представленной на рис. 2. Результаты картирования были представлены на широтно-долготной сетке $2,5 \times 2,5^\circ$. Данный метод позволяет получить значения средних июльских осадков и их изменчивости, которая составляет от 0 до 8 мм/сут. В июне 1988 г. выявлены области повышенного количества осадков в районе Причерноморья, Средней Волги, к югу от озера Байкал, на Дальнем Востоке и ряде других мест. На севере европейской части России и на территории Западной Сибири количество осадков было невелико и составляло менее 2 мм/сут.

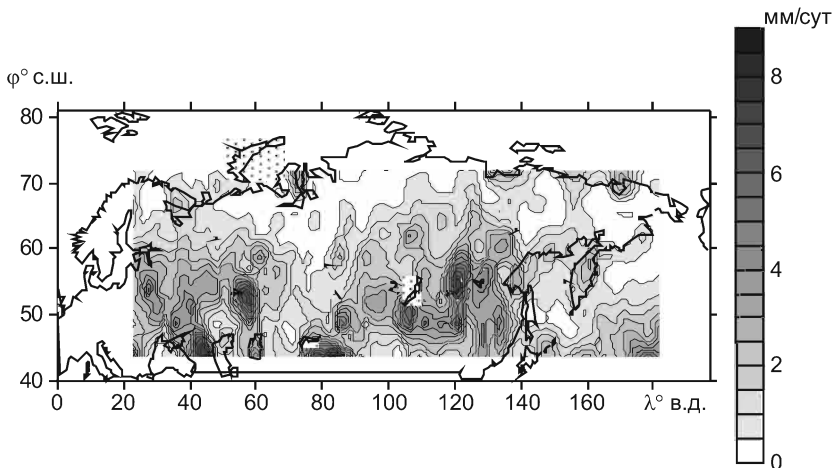


Рис. 3. Карта среднемесячного количества осадков (мм/сут).
Июнь 1988 г., данные SSM/I, метод рассеяния.

Для валидации полученных оценок были использованы результаты объективного анализа полей месячных сумм осадков, осуществляемого по данным глобальной осадкомерной сети в Центре глобальных климатических данных об осадках, Германия (Global Precipitation Climatology Center, GPCC, Offenbach). Данные об осадках, представленные на широтно-долготной сетке $2,5 \times 2,5^\circ$, распространяются как на компакт-дисках, так и через Интернет-сайт Центра. Д-р У. Шнейдер (GPCC) снабдил упомянутые данные списком станций наземной сети, по которым были построены карты осадков для территории России и бывших республик СССР.

Полученное по данным GPCC поле осадков в июне 1988 г. представлено на рис. 4. На этом же рисунке показано размещение пунктов осадкомерной сети (около 600 станций). Интервал колебаний интенсивности осадков остается тем же, что и в случае спутникового метода: 0—8 мм/сут. Сопоставление рис. 3 и 4 показывает, что, по данным наземной сети, область повышенного количества осадков, обнаруженная в Причерноморье, распространяется на север значительно дальше, чем на карте, получен-

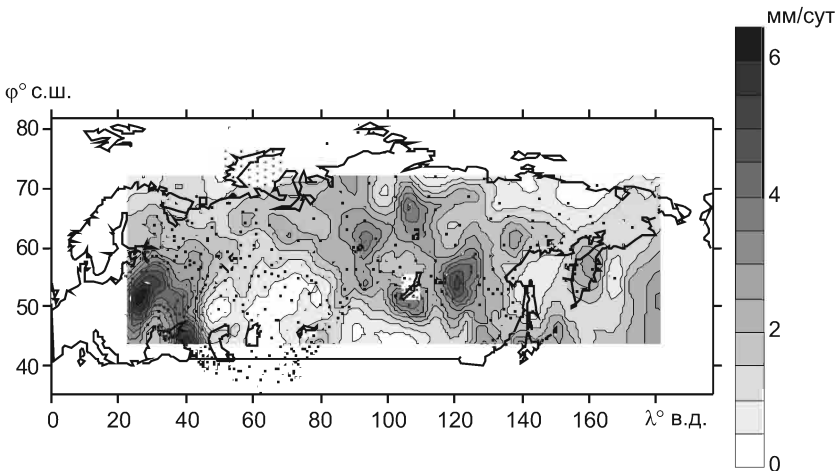


Рис. 4. Карта среднемесячного количества осадков (мм/сут) по данным ГРСС. Июнь 1988 г.
Точками показана осадкомерная сеть.

ной по спутниковым данным. Другое различие обнаруживается на территории Казахстана и республик Средней Азии, где спутниковые оценки количества осадков оказались завышенными. Это, вероятно, объясняется эффектом значительного вклада рассеяния МКВ радиации при отражении от сухой песчаной поверхности. Данные об осадках на территории Сибири и Дальнего Востока согласуются достаточно хорошо. На севере Сибири осадки по спутниковым данным оказываются на 1 мм/сут меньше, чем по данным наземной сети. Это расхождение может быть связано с влиянием растительного покрова, имеющего малые значения ИР. Другая возможная причина расхождений связана с низкой плотностью сети в этом районе.

Сопоставление рис. 3 и 4 показывает также, что использование спутниковых данных позволяет строить поля осадков с более высоким пространственным разрешением.

Спутниковый метод, основанный на использовании ИР, позволяет получать поля осадков над океаном. В качестве примера на рис. 5 представлено распределение сумм осадков над дальневосточными морями России в районе полуострова Камчатка и

острова Сахалин. Аналогичное поле, поостренное по спутниковым данным, представлено на рис. 5. Совместное рассмотрение рис. 3 и рис. 5 показывает, что оба спутниковых метода дают хорошо согласующиеся поля осадков над океаном. Оба поля имеют идентичную локализацию аномалий и близкие значения количества осадков, лежащие в пределах 1—6 мм/сут.

В качестве второго примера рассмотрим результаты восстановления полей осадков за август 1988 г. (рис. 6 и 7). Здесь вновь обнаруживается общее хорошее согласование полей. Спутниковый метод лучше всего согласуется с данными наземной сети на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока. Для европейской части России спутниковые оценки занижены в среднем на 1 мм/сут по сравнению с данными осадкомерной сети. Для территории, расположенной севернее широты 65°, спутниковый метод повсеместно дает оценки интенсивности осадков, также заниженные примерно на 1 мм/сут. На северо-западе европейской части России расхождения достигают 2 мм/сут. Спутниковый метод дает завышенные значения интенсивности осадков на территории Средней Азии. Это подтверждает ранее сделанные выводы о причинах расхождений между спутниковыми оценками осадков и данными наземной сети.

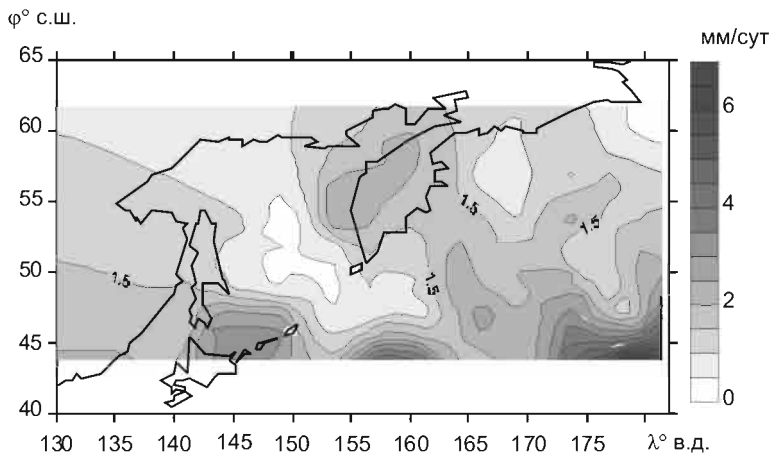


Рис 5. Карта среднемесячного количества осадков (мм/сут).
Июнь 1988 г., данные SSM/I, эмиссионный метод (океан).

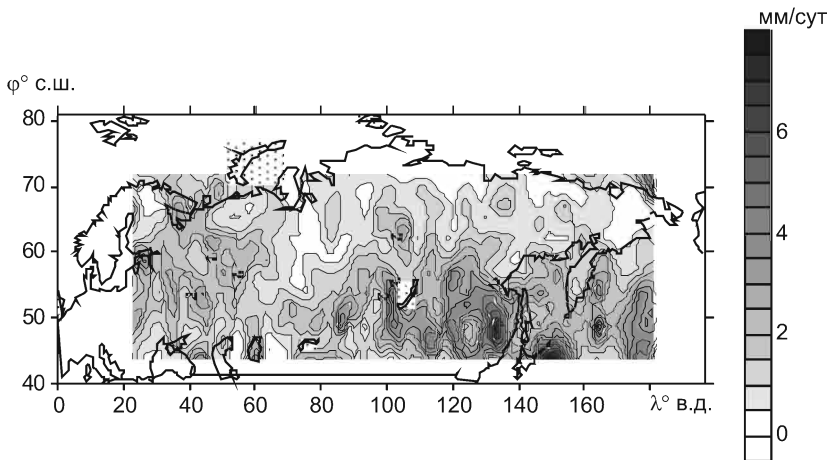


Рис. 6. Карта среднемесячного количества осадков (мм/сут).
Август 1988 г., данные SSM/I, метод рассеяния.

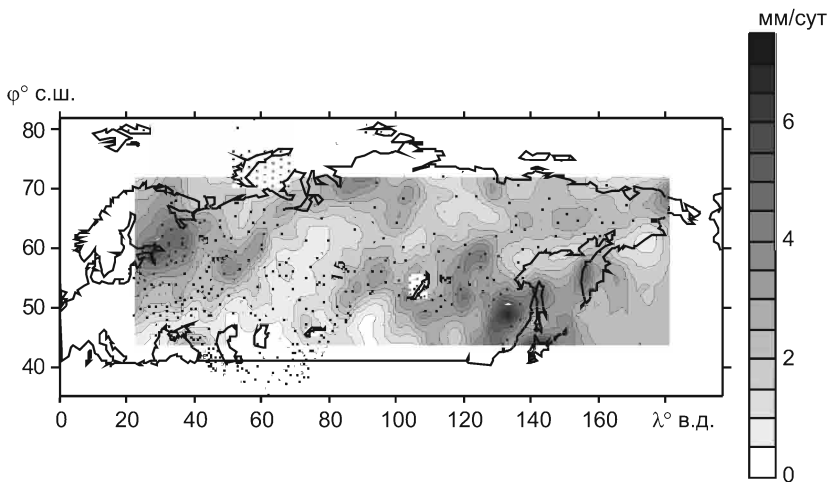


Рис. 7. Карта среднемесячного количества осадков (мм/сут) по данным
GPCC. Август 1988 г.

Точками показана осадкомерная сеть.

Представленный анализ показывает, что наибольшие усилия должны быть предприняты для уточнения влияния поверхности суши на микроволновую радиояркостную температуру, регистрируемую ИСЗ. Соответствующие уточнения должны быть внесены в схему идентификации пикселей, содержащих дождевые облака. В эту схему также должен быть включен блок идентификации поверхностей без растительности.

Заключение

Отметим некоторые недостатки рассмотренного метода определения интенсивности осадков и наметим возможные пути их устранения. МКВ аппаратура, установленная на борту ИСЗ, находящаяся на солнечно-синхронной орбите, позволяет получать информацию о каждом пикселе только дважды в день. Учитывая, что значительная часть осадков относится к категории кратковременных явлений, целесообразно увеличить частоту спутниковых измерений либо за счет увеличения числа ИСЗ, либо путем использования геостационарных спутников. Целесообразно также привлечение дополнительной информации: об оптических свойствах поверхности суши, определяемых изменчивостью влажности и шероховатости, а также о строении облаков (толщине слоя капель и слоя ледяных частиц, профиле температуры внутри облака). Определенную погрешность в оценки осадков может внести та часть облака, которая не несет осадков. Известно также, что ветер у морской поверхности приводит к увеличению РТ, поэтому при решении рассматриваемой задачи для поверхности океана целесообразно привлечение информации о приводном ветре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Каган Р. Л. (1966). К оценке репрезентативности осадкомерных данных // Труды ГГО. Вып. 191. С. 22—34.

Кондратьев К. Я., Григорьев А. А., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. (1979). Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. — Л.: Гидрометеоиздат. 246 с.

Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. (1976). Излучательная способность естественных поверхностей в микроволновом диапазоне // Труды ГГО. Вып. 371. С. 12—21.

Покровский О. М. (2003). Моделирование непрерывного усвоения спутниковой и наземной информации при анализе полей суммарной радиации у поверхности Земли // Исследования Земли из космоса. № 1. С. 16—27.

Покровский О. М., Тимохов Л. А. (2002). Реконструкция зимних полей температуры и солености Северного Ледовитого океана // Океанология. Т. 42, № 6. С. 822—830.

Степаненко В. Д. (1987). Радиотеплолокация в метеорологии: радиотеплолокационные методы определения характеристик влагосодержания облачной атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат. 282 с.

Adler R. E., Negri A., Keehn P. R. and I. M. Hakkarinen (1993). Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data // J. Appl. Meteor. V. 32. P. 335—356.

Grody N. (1991). Classification of snow cover and precipitation using SSM/I // J. Geophys. Res. V. 96. P. 7423—7435.

Huffman J. H. et al. (11 authors) (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset // Bull. Amer. Met. Soc. V. 78. P. 5—20.

Kummerow C. D., Barnes W., Kozu T. (1998). The Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) sensor package // J. Atmos. Ocean. Techn. V. 15. P. 809—817.

Kummerow C. and J. A. Weiman (1988). Determining microwave brightness temperature from horizontally finite and vertically structured clouds // J. Geophys. Res. V. 93. P. 3720—3728.

Mitchell J. F. B., Senior C. A., Ingram W. J. (1989). CO₂ and climate: A missing feedback? // Nature. V. 341. P. 132—134.

Negri A. J., R. F. Adler and C. D. Kummerow (1989). False-color display of Special Sensor Microwave/ Imager (SSM/I) data // Bull. Amer. Met. Soc. V. 70. P. 146—151.

Sorensen B. Renewable energy (1979). — Academic Press. 682 p.

Webster P. J., Lukas R. (1992). TOGA COARE: The coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment // Bull. Amer. Meteor. Soc. V. 73. P. 1377—1416.

Weng F., Ferraro R., Grody N. (1994). Global precipitation evaluation using Defence Meteorological Satellite Program F10 and F11 Special Sensor Microwave Imager data // J. Geophys. Res. V. 99. P. 14493—14502.

Wilheit T. et al. (17 authors) (1994). Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements // Remote Sens. Rev. V. 11. P. 163—194.

Wu J., J. A. Weiman (1984). Microwave radiances from precipitation clouds containing aspherical ice, combined phase and liquid hydrometeors // J. Geophys. Res. V. 89. P. 7170—7178.

ИСКУССТВЕННОЕ РЕГУЛИРОВАНИЕ СИЛЬНЫХ СНЕГОПАДОВ НАД ГОРОДАМИ

В. Н. Козлов¹, Г. И. Мазуров¹, В. И. Акселевич²

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова,
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

E-mail: vladimirn@mail.ru

² Санкт-Петербургский университет управления и экономики
190103 Санкт-Петербург, Лермонтовский пр., 44

E-mail: vaksster@gmail.com

Введение

Сильные снегопады парализуют движение транспорта, вызывают повреждения ЛЭП, зданий, сооружений и т. п. Особенно опасны снегопады, при которых за сутки образуется снежный покров высотой 20—30 см. Применение антигололедных реагентов, песка и соли приводит к значительному загрязнению атмосферы городов.

В настоящее время в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова ведутся работы по созданию метеоролого-экономической модели метеозащиты Санкт-Петербурга от зимних ливневых осадков. Оценки возможности проведения метеозащиты основываются на результатах теоретических и практических работ по активным воздействиям на облака и осадки, которые на протяжении многих лет проводились под руководством и при активном участии В. Д. Степаненко.

Исторические сведения о развитии метеозащиты

Значительный интерес к работам по защите крупных административно-промышленных центров от опасных метеорологических явлений появился во второй половине XX века. В 1970-х годах сотрудниками Института экспериментальной метеорологии решалась задача уменьшения количества твердых осадков в Москве. В 1982 г.

была создана экспериментальная производственная лаборатория при Главмосдорууправлении Москвы для проведения под методическим руководством Центральной аэрологической обсерватории практических работ по уменьшению количества зимних осадков.

В 1985 г. по инициативе Ленгорисполкома перед ГГО была поставлена задача оценить возможности уменьшения количества осадков в холодную половину года и разработать соответствующую методику по регулированию осадков в интересах городских служб (Степаненко, Синькевич, 1986; Довгалюк и др., 1991). Для выполнения поставленной задачи был проведен комплекс работ, включающих исследование облачных ресурсов Северо-Западного региона (Сталевич, Учеваткина, 1991) и усовершенствование технологии воздействий на облака с учетом географических условий и метеоусловий (фактических и прогнозируемых).

Комплексный анализ результатов воздействий с использованием спутниковых, радиометрических, радиолокационных измерений и данных численного моделирования проведен в работе Синькевича и др. (2010).

За период 1986—1988 гг. сотрудниками ГГО было проведено 15 натуральных экспериментов по метеозащите города, в том числе шесть экспериментов в праздничные дни (Степаненко и др., 1996; Довгалюк, Синькевич, Степаненко и др., 1991). Как правило, в этих экспериментах участвовали от двух до четырех самолетов, в том числе самолет-лаборатория Як-40, оснащенный необходимой измерительной аппаратурой и техническими средствами воздействий.

Анализ организации и проведения метеозащиты Санкт-Петербурга Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова выявил ряд особенностей, которые необходимо учитывать при планировании работ по метеозащите (Синькевич и др., 2010). В связи с неопределенностью метеорологических прогнозов на сезон необходимо готовиться к возможным экстремальным снегопадам, наблюдавшимся в предыдущие годы. Технология проведения работ по активным воздействиям (АВ) должна предусматривать воздействия на разнообразные типы облачности — от однослойной слоистообразной до многослойной фронтальной с осадками, от мощных кучевых облаков до многоячейковых кучево-дождевых.

Для предотвращения выпадения осадков или уменьшения их интенсивности используются воздушные суда (ВС) типа Ан-12, Ан-30, Ан-26, Ан-28, Л-410 и др., радиолокатор МРЛ-5, средства связи и оргтехника. Работы по АВ проводятся на двух-трех рубежах от защищаемого объекта на разных высотах с применением разнообразных реагентов, основными из которых являются кристаллизующие, гигроскопические и грубодисперсные порошки. Полеты ВС регламентируются временной инструкцией на внетрассовые полеты в воздушной зоне мегаполиса. Особенностью выполнения работ являлся ряд запретов на полеты в районе защищаемого объекта в связи с близостью государственной границы.

Анализ проведенных в Санкт-Петербурге работ (Довгалюк и др., 2010) показывает, что АВ на облака и связанные с ними явления признаются успешными при применении технологий, направленных на искусственную интенсификацию осадков на удаленных рубежах, на предотвращение выпадения осадков путем перезасева (создание «тени» осадков на защищаемом объекте), на изменение направления перемещения зоны осадков, что соответствует аналогичным работам, проводимым в Москве (Колосков и др., 2011).

Работы по метеозащите Москвы проводились и проводятся под руководством и при активном участии Агентства атмосферных технологий (АТТЕХ). Для этих работ характерно большое число привлекаемых самолетов (до 10—11), обеспечивающих массивированные активные воздействия, что, безусловно, повышает их эффективность (Колосков и др., 2011).

Разработанные во второй половине XX столетия НИУ Росгидромета технические средства и технологии АВ на гидрометеорологические процессы в атмосфере позволяют успешно создавать благоприятные погодные условия при проведении праздничных и спортивных мероприятий. Большой объем научных и практических работ по разработке способов АВ на облачные системы в целях предотвращения выпадения осадков был выполнен ЦАО, ГГО, ВГИ, ИЭМ, РГГМУ (ЛГМИ). Накоплен значительный опыт проведения метеозащиты в Москве, Ташкенте, Санкт-Петербурге, Астане, Казани и других городах.

Климатические данные для зимнего периода в Санкт-Петербурге

Последние зимы в Санкт-Петербурге характеризовались большой высотой снежного покрова: зимой 2009-10 г. накопленная сумма осадков составила 2,96 м, зимой 2010-11 г. — 3,32 м, что в несколько раз выше нормы и намного превышает имеющиеся возможности уборки снега техническими средствами. Приведенные данные о высоте снежного покрова получены суммированием по полусуткам высоты свежевывающего снега (рыхлого и пушистого). Фактическая высота снежного покрова всегда много меньше приведенных суммарных значений. Например, 9 декабря 2010 г. выпало около 30 см снега, высота снежного покрова за одни сутки с 24 на 25 декабря увеличилась на 23 см (таких снегопадов не было с 1881 г.). Среднесуточный показатель выпадения снега за 2006—2008 гг. составил 2—5 см. Климатическая норма максимального прироста снежного покрова составляет около 22 см (Климат Санкт-Петербурга, 2010). Чрезвычайная ситуация при высоте снега 20—30 см оценивается как ЧС-3 из четырех возможных.

По данным самолетного зондирования в Северо-Западном регионе за 1957—1964 г., в холодное полугодие (ноябрь — апрель), выпадают твердые (68 мм), смешанные (39 мм) и жидкие (27 мм) осадки. Для проведения мероприятий по метеозащите требуется знание свойств осадкообразующих облаков: микроструктуры, температурного режима, расслоенности фронтальной облачности, высоты границ облачности, механизма осадкообразования (Паламарчук и др., 1990; Довгалюк и др., 1995). Зимой средняя высота образования снежинок над Северо-Западным регионом составляет 3,3 км ($\sigma_H = 1,99$), максимальная высота — 5—6 км (Дубровина, 1982). Облака верхнего и среднего яруса, из которых выпадают кристаллы, являются стимуляторами осадков из нижележащих облаков. Исключить выпадение осадков в нижележащем слое облаков можно путем перезасева выпележащих слоев облачности кристаллизующими реагентами. Данные о расслоенности фронтальной слоистообразной облачности представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Повторяемость (%) одно- и многослойной фронтальной
слоистообразной облачности (ФСО) в зимний период
в Санкт-Петербурге (Доронин и др., 2010)**

	Число облачных слоев					Число подъемов
	Один	Два	Три	Четыре	Пять	
ФСО с осадками	51,8	32,2	13,7	2,3	—	488
ФСО без осадков	38,9	41,8	17,5	1,8	—	378

Мощность осадкообразующих облаков системы Ns—(As — Ns) зимой составляет 2,22 км ($\sigma_{\Delta H} = 1,8$ км), As — 1,19 км ($\sigma_{\Delta H} = 0,99$ км). В Северо-Западном регионе среднее значение температуры на верхней границе осадкообразующих облаков Ns—(As—Ns) составляет $-19,8$ °C ($\sigma_{\Delta H} = 11,1$ °C), а в случае As равно $-28,2$ °C ($\sigma_{\Delta H} = 8,9$ °C). Максимальная температура осадкообразования зимой составляет $-6...-7$ °C, кристаллизация облаков происходит при температуре от -10 до -15 °C. Из смешанных облаков осадки выпадают преимущественно при температуре на уровне верхней границы ниже -12 °C (Дубровина, 1982). Экспериментальные характеристики водности для Северо-Западного региона по данным Васищевой, Щукина (1976) приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Средние значения водности зимой для различных форм облаков
в Северо-Западном регионе**

Форма облаков	St	Sc	Ns	As	Ac	Frnb
Водность, г/м ³	0,19	0,11	0,13	0,07	0,07	0,07

Контроль за активными воздействиями

При проведении работ по АВ в Санкт-Петербурге использовались радиолокационные данные, получаемые с помощью автоматизированной системы MERCOM, установленной на метеорологическом радиолокаторе МРЛ-5 (п. Воейково).

Система MERCOM была создана для автоматизации радиолокационных наблюдений и обеспечения авиационных метеорологических центров, АМСГ, автоматизированных систем УВД, пунктов управления АВ на атмосферные процессы оперативной радиолокационной метеоинформацией. Выносной дистанционный терминал системы MERCOM установлен в Пункте управления работами по воздействиям. В процессе работы MERCOM осуществляет автоматические наблюдения и отображает на мониторе ПЭВМ оперативные данные о траекториях самолетов, выполняющих АВ (рис. 1), и метеобстановке в виде следующих радиолокационных цифрокарт с заданным периодом обновления (5, 10, 20 или 30 мин):

- интенсивность осадков;
- высота верхней границы облачности;

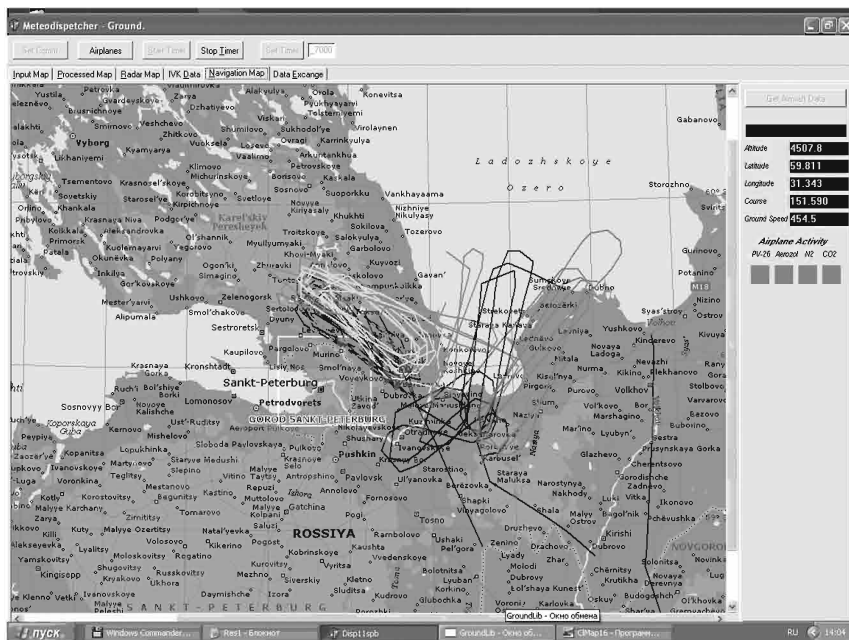


Рис. 1. Изображение на мониторе наземного компьютера системы диспетчеризации траекторий самолетов, осуществляющих активные воздействия.

полнения работ по метеозащите Санкт-Петербурга 17 июля 2006 г.

Разработанные и утвержденные современные концепции по метеозащите мегаполисов успешно используются в теплое полугодие. Обильные осадки, как правило, выпадают из фронтальных облаков, механизм осадкообразования в которых, согласно экспериментальным данным, одинаков и зимой, и летом (Дубровина, 1982).

Метеоролого-экономическая модель метеозащиты от сильных снегопадов

Рассмотрим потенциальный экономический эффект метеозащиты от сильных снегопадов.

Протяженность улично-дорожной сети в Санкт-Петербурге составляет более 3 тыс. км, общая площадь — 54 млн кв. м. На уборку снега задействуется более 1200 единиц снегоуборочной техники, 340 самосвалов, 162 погрузчика (Мазуров, Козлов, Акселевич, 2011).

В течение суток из города вывозится 150 тыс. м³ снега. Для очистки улиц требуется свыше 15 000 единиц техники, более 100 тыс. т песка, несколько сотен тонн соли и других реагентов, несколько снегоплавильных камер.

Стоимость вывоза снега составляет 160—300 руб./м³ в зависимости от удаленности от места сброса. Ущерб только от одного сильного снегопада превышает 1 млрд руб. Если вывозить весь выпавший в результате сильных снегопадов снег с площади, занимаемой Санкт-Петербургом, то затраты превысят десятки миллиардов рублей. При этом не учитываются затраты на очистку от снега крыш, площадь которых в Санкт-Петербурге составляет 70 млн кв. м (30 руб./кв. м), и удаление сосулек (20 руб./ кв. м).

Предотвращение сильных снегопадов положительно сказалось бы на экологической и дорожно-транспортной обстановке в городе. Снег на улицах города высокотоксичен. По результатам исследования мартовских проб снега и льда получено, что экстремально высокие концентрации бенз(а)пирена в 72 раза превышают безопасный уровень. Также в пробах отмечено превышение безопасного уровня содержания нефтепродуктов (в

22 раза), хлоридов (в 7 раз), свинца (в 38 раз). Вследствие невозможности уборки снега со всей территории города, составляющей около 700 кв. км (с пригородами около 1500 кв. км), в конце марта 2011 г. все еще сохранялись двухметровые сугробы грязного снега вдоль улиц и транспортных магистралей при положительной температуре воздуха (Мазуров и др., 2011).

Для предотвращения снегопада, средняя продолжительность которого по климатическим данным составляет 8—10 ч, или изменения его интенсивности требуется три—пять самолетов, работа которых будет стоить 20—30 млн руб. за один снегопад. За холодное полугодие сильных снегопадов наблюдается от трех до пяти. Следовательно, максимальные затраты составят около 100—150 млн руб., а ущерб городу за сезон может достигать миллиардов рублей (Козлов, Мазуров, 2011).

Таким образом, экономические затраты при применении самолетов для защиты города от сильных снегопадов на несколько порядков меньше, чем при вывозе выпавшего снега автотранспортом. Полностью предотвратить выпадение снега, безусловно, не удастся, да в этом и нет необходимости. Снег не всегда выпадает в виде интенсивных ливней. Снежный покров высотой до 10 см необходим для садово-парковой зоны в целях предотвращения вымерзания травянистых насаждений и деревьев, а также ряда других целей.

Основным вопросом, решение которого представляется необходимым для построения математической модели метеоролого-экономической системы метеозащиты мегаполиса от сильных снегопадов, является выбор критерия оптимальности (целевой функции), позволяющей сравнивать различные стратегии администрации. При этом следует иметь в виду, что выбор конкретного показателя качества определяется спецификой рассматриваемой задачи (затраты — выгоды) (Жуковский, 1981).

Для решения альтернативы — убирать снег автотранспортом или прибегнуть к метеорологическим мероприятиям (метеозащите) — проведем сравнительные оценки методов по модели затраты — выгоды. Потенциальный экономический эффект (\mathcal{E}_p) будет определяться по формуле

$$\mathcal{E}_p = \mathcal{E}_n - R_{п}, \quad (1)$$

где \mathcal{E}_n — предотвращенные финансовые и материальные потери; R_n — расходы, связанные с метеовоздействиями на атмосферные процессы. При заданной высоте снежного покрова (например, 10 см) необходимо учитывать затраты на его уборку (R_y). Тогда формула (1) приобретает вид

$$\mathcal{E}_p = \mathcal{E}_n - R_n - R_y. \quad (2)$$

Экономическая эффективность будет описываться выражением

$$\mathcal{E}_{эф} = (\mathcal{E}_p - R_y)/R_n. \quad (3)$$

Особенно ярко влияние снежных циклонов проявилось в январе 2011 г. Циклоны с Атлантического океана принесли в Северо-Западный регион мегатонны атлантической влаги. Снегопады, временами сильные, наблюдались в течение 25—28 дней при норме 18—20 дней. Месячные суммы осадков превысили норму на 217 % (рис. 3). По данным метеостанции Санкт-Петербург, высота снежного покрова в январе 2011 г. составила 62 см при норме 19 см (СЗ УГМС), а рекордным на конец января является 1982 г. с максимальным снежным покровом — 63 см. Наиболее сильные снегопады, наблюдались 7, 13, 17—18, 25—26 января (см. рис. 3). В эти дни было бы целесообразно проводить метеозащиту от сильных снегопадов в течение 81 часа.

Определим потенциальный экономический эффект и экономическую эффективность по формулам (1)—(3). При полной уборке снега с улиц города автотранспортом в течение месяца $\mathcal{E}_p = 7,6$ млрд руб., а расходы на метеозащиту тремя самолетами Ан-12 составят $R_n = 0,1$ млрд руб., и, следовательно, экономическая эффективность $\mathcal{E}_{эф} = 76$. При пропуске метеозащитой снежного покрова высотой 10 см экономический эффект составит порядка $\mathcal{E}_p = 6,5$ млрд руб., а экономическая эффективность $\mathcal{E}_{эф} = 65$. При расчетах учитывались затраты на вывоз снега автотранспортом — 230 руб./м³ (средняя цена). Расходы на очистку крыш от снега и удаление сосулек не учитывались. Затраты на метеозащиту составили: подготовительные работы — 7,4 млн руб., исполнительные работы — 89,4 млн руб., прочие расходы — 9,1 млн руб.

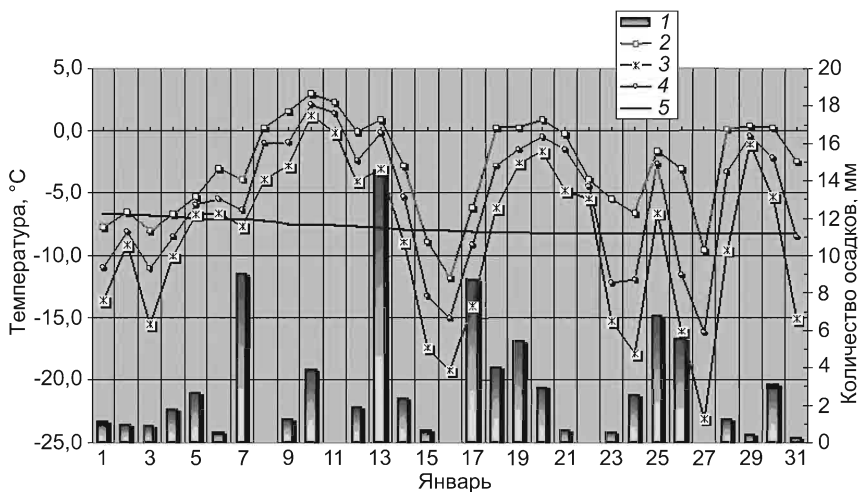


Рис. 3. Номограмма метеовеличин за январь 2011 г. (СЗ УГМС).

1 — количество осадков; 2—4 — фактическая температура: максимальная (2), минимальная (3), средняя (4); 5 — норма.

Ориентировочные оценки метеозащиты мегаполиса показывают, что затраты на снижение интенсивности снегопадов или их предотвращение в несколько раз меньше, чем на уборку снега транспортом с улиц города (в приведенном примере 1:76 и 1:65). В связи с экстремальными погодными условиями, возможно, связанными с потеплением климата, целесообразно создание при правительстве Санкт-Петербурга авиационного отряда на хозяйственных условиях в составе нескольких самолетов для проведения метеозащиты зимой и летом, борьбы с засушливостью и лесными пожарами, предотвращения чрезвычайных ситуаций, проведения мониторинга природной среды и других работ.

Выводы

1. Проведенные во второй половине XX века и начале XXI века научные исследования и экспериментальные работы по метеозащите мегаполисов от летних и зимних сильных осадков методами активных воздействий показали, что эти работы являются

осуществимыми и вполне успешными. НИУ Росгидромета разработаны современные технические средства и технологии активных воздействий на гидрометеорологические процессы, позволяющие предотвращать (снижать интенсивность) осадков в разные сезоны года.

2. Проведенные работы по метеозащите с помощью МРЛ-5 с автоматизированной системой MERCOM показали успешность управления воздушными судами в процессе активных воздействий на осадкообразующие облака и осуществления контроля за результатами воздействия, что свидетельствует о физической эффективности технологии проведения работ по предотвращению (снижению эффективности) осадков.

3. Проведен анализ экономической эффективности метеозащиты от снегопадов по данным о климатических характеристиках осадкообразующих облаков Северо-Западного региона. Зимний период 2009—2011 гг. характеризовался сильными снегопадами. Впервые с 1881 г. высота снежного покрова превышала климатическую норму в 2—3 раза. Прирост высоты снежного покрова при сильных снегопадах составлял 20—30 см. На уборку снега при таких снегопадах требовалось 15—20 дней. Финансовые затраты за один месяц могут достигать нескольких миллиардов рублей, в то время как потенциальные затраты на проведение метеозащиты составляют 90—100 млн рублей. Экономическая эффективность может достигать 1:76 (общепринятый в мировой практике критерий составляет 1:10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васищева М. А., Шукин Г. Г. (1976). Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. — Обнинск: Обзор ВНИИГМИ—МЦД, Сер. метеорол. 94 с.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2010). Снижение количества твердых и жидких осадков в Санкт-Петербурге с помощью активных воздействий на облака // Общество—Среда—Развитие. № 3(16). С. 243—250.

Довгалюк В. А., Оренбургская Е. В., Углонова Т. Л. (1995). Характеристики облаков холодного периода года и выпадающих из них осадков в районе Ленинграда / В сб.: Радиация и облака. С. 3—16 / Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. — № 1181-гм95.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д., Сталевич Д. Д., Стасенко В. Н., Шумаков Л. И. (1991). Эксперимент по предотвращению осадков в Ленинграде 7 ноября 1985 г. // Труды ГГО. Вып. 534. С. 60—64.

Доронин А. П., Козлов В. Н., Щукин Г. Г. (2010). Исследование расслоенности внутримассовой и фронтальной слоистообразной облачности над Северо-Западным регионом России в естественных условиях и при активных воздействиях // Труды ГГО. Вып. 562. С. 170—189.

Дубровина Л. С. (1982). Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеоздат. 216 с.

Жуковский Е. Е. (1981). Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеоздат. 304 с.

Климат Санкт-Петербурга и его изменения (2010) / Под ред. В. П. Мелешко, А. В. Мещерской, Е. И. Хлебниковой. — СПб., изд. ГГО. 256 с.

Козлов В. Н., Мазуров Г. И., Акселевич В. И. (2011). Оценка экономической эффективности искусственного регулирования зимних ливневых осадков над мегаполисом на примере Санкт-Петербурга / Тезисы Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, 24—28 октября 2011 г. — Нальчик, с. 144—146.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Берюлев Г. П., Данилян Б. Г., Петров В. В., Щукин Г. Г. (2011). Оценка результатов работ по метеозащите крупных городов // Метеорология и гидрология. № 2. С. 66—73.

Мазуров Г. И., Козлов В. Н., Акселевич В. И. (2011). Возможные решения проблем защиты Санкт-Петербурга от зимних и летних ливневых осадков // Метеоспектр. № 2. С. 23—28.

Никандров В. Я., Оренбургская Е. В. (1987). Повторяемость обильных снегопадов и исследование возможности их регулирования в районе Ленинграда // В сб.: Вопросы физики облаков. Актив. воздействия. — Л.: Гидрометеоздат, с. 31—36.

Паламарчук Л. В., Пирнач А. М., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. В. (1990). Применение полуэмпирических моделей атмосферных фронтов для исследования пригодности к воздействию фронтальных облачных систем зимнего полугодия / В сб.: Актив. воздействия на гидрометеорол. процессы. Труды Всес. конф., Киев, 17—21 ноября. — Л.: Гидрометеоздат, с. 308—312.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Щукин Г. Г. (2010). Результаты комплексного использования спутниковых радиометрических, наземных радиолокационных измерений и данных численного моделирования облаков для контроля за воздействиями с целью предотвращения осадков в г. Петергофе // Метеорология и гидрология. № 10. С. 23—33.

Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. (1991). Синоптико-климатологические особенности режима зимних осадков в г. Ленинграде // Труды ГГО. Вып. 534. С. 3—9.

Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В. и др. (1996). Результаты массивованных воздействий на облака с целью предотвращения

осадков в г. Ленинграде 7 ноября 1988 г. / В сб.: Облака и радиация. — СПб, с. 4—31 / Деп. в ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. № 1197-гм97.

Степаненко В. Д., Воробьев Б. М., Громова Т. Н. и др. (1988). Результаты исследований по физике облаков и искусственному регулированию осадков // Труды ГГО. К 70-летию Советской власти. — Л.: Гидрометеиздат, с. 110—121.

Степаненко В. Д., Синькевич А. А. (1986). Исследование возможности регулирования атмосферных осадков в холодное время года в районе Ленинграда / Отчет по хозяйговору «Кристалл». — Л., изд. ГГО. 129 с.

СЗ УГМС. Фактическая температура и ежедневное количество осадков в Санкт-Петербурге в январе 2011 г. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.meteo.ru/articles/index> (дата обращения 24.02.2012 г.).

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ САМОЛЕТОВ

Ю. П. Михайловский¹, Л. В. Кашлева²

¹ ФГБОУ ВПО «Военно-космическая академия
им. А. Ф. Можайского» МО РФ
197082 Санкт-Петербург, ул. Ждановская, 3
E-mail: yupalych@yandex.ru

² Российский государственный гидрометеорологический университет
197082 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 2

Введение

Электризация конвективных облаков (ЭКО) является причиной появления молниевых разрядов, относящихся к наиболее опасным явлениям погоды (ОЯП), связанным с облаками. Разряды молний представляют опасность как для летательных аппаратов, так и для целого ряда наземных объектов, причем опасность представляют как непосредственное воздействие токов молний, так и их мощное электромагнитное излучение. Скачкообразное изменение напряженности электрического поля во время разряда молнии, по-видимому, может также стать одной из основных причин так называемых внезапных ливней (rain gushes) и как следствие сильных порывов (micro- и macrobursts) ветра в конвективных облаках, которые тоже относятся к ОЯП (Williams, 1989).

С другой стороны, электрические явления в облаках являются важнейшей частью глобальной электрической цепи, обеспечивающей существование электрического поля Земли. И самолетные измерения напряженности электрического поля облаков должны дать ответ на вопрос о том, достаточно ли мощности электрических генераторов в облаках для поддержания баланса токов в атмосфере или существуют и другие генераторы (Blakeslee, 2011).

Живой научный и общественный интерес к электрическим процессам в облаках существует уже достаточно длительное время. Тем не менее приходится, к сожалению, констатировать, что до настоящего времени проблема далека от разрешения. В подтверждение этого тезиса можно сравнить описание процессов электризации в параметризованных численных моделях 30-летней давности и представленное в докладах на 4-й секции последней Международной конференции по атмосферному электричеству, состоявшейся в Бразилии.

Основной причиной такого состояния является, по-видимому, отсутствие достаточного количества надежных экспериментальных данных полевых и лабораторных исследований ЭКО, позволяющих ощутимо сузить круг возможных гипотетических механизмов электризации (Михайловский, 2007). Анализ отечественных и зарубежных работ по исследованиям конвективных облаков, включая процессы электризации, показал крайнюю ограниченность таких исследований. В последние годы наиболее активно публикуется группа американских исследователей (Stolzenburg, 1998; Schuur, 2000) под руководством W. Rust, которые исследуют «слоистообразные области мезомасштабных конвективных систем». Однако сама методика исследований, которая предполагает, что процессы в этих областях квазистационарны в масштабах часов, и точность внутриоблачных измерений напряженности электрического поля, используемых в этих исследованиях, заставляют нас скептически относиться к получаемым результатам.

Более надежными, на наш взгляд, являются данные, представленные в работах Гальперина (1990), Михайловского (2002, 2007), Due (2007). Причины наших предпочтений станут ясны по прочтении работы.

Цель предлагаемой работы состоит в следующем:

– описание самолетной методики исследований основных процессов в конвективных облаках, использованной авторами, которая позволила исследовать процессы электризации, осадкообразования, кристаллизации и динамики с минимальными погрешностями и минимальным воздействием самолета на развитие облаков;

– анализ результатов проведенных самолетных экспериментов и выявление закономерностей развития процессов электризации в облаке и их связей с другими контролируруемыми характеристиками.

Методика экспериментов

Самолетные методы исследований ЭКО являются оптимальными. Именно самолет-метеолаборатория (СМЛ) позволяет осуществлять поиск наиболее подходящих для экспериментов облаков и проводить комплексные инструментальные исследования выбранных облаков на всех стадиях их развития — от зарождения до диссипации.

Для экспериментов была выбрана методика, не предусматривающая полеты в облаках. Основные аргументы в пользу такой организации экспериментов состояли в следующем:

- слишком большие и неконтролируемые погрешности измерения напряженности электрического поля в облаках современными СМЛ (Михайловский, 1990);
- существенные воздействия пролета крупных СМЛ на динамику исследуемых облаков, особенно на ранних стадиях развития;
- трудности осуществления полетов в развитых кучево-дождевых облаках даже на догрозовой стадии.

Измерения проводились во время последовательных челночных (туда — обратно) пролетов СМЛ над вершиной облака на расстоянии от 50 до 500 м. Пролеты по возможности начинали на ранних стадиях развития облака, когда оно находилось в области положительных температур, и заканчивали после его разрушения, т. е. прослеживали весь цикл жизни облака. Эксперименты проводились с целью проверки гипотезы о решающей роли крупных ледяных частиц в ЭКО, по крайней мере на догрозовой стадии их развития.

Электрическое состояние облака (ЭСО) характеризуется распределением зарядов или токов в облаке и вокруг него и вариациями этого распределения во времени и в пространстве, которое однозначно связано с распределением вектора напряженности электрического поля E в том же объеме. Получение этих характе-

ристик с достаточной полнотой практически нереально. Более того, отдельные фрагменты этих характеристик могут оказаться малоинформативными с точки зрения обобщенной характеристики ЭСО, хотя сложности получения даже фрагментов такой информации весьма значительны. Причины этого заключаются не только в значительных погрешностях при внутриоблачных измерениях вектора E (Михайловский, 1990, 2007). Зависимость измеряемой величины E от взаимного расположения траектории пролета измерительного средства (СМЛ) и зарядов в облаке может затруднить выделение изменений ЭСО во времени и в пространстве.

С учетом этого электрическое состояние облака в экспериментах контролировалось по данным измерений E над облаком, проведенных с помощью системы самолетных приборов для измерения напряженности электрического поля (СПНП), установленных на самолете (рис. 1) (Михайловский, 1990). При этом полагалось, что основные облачные заряды находятся под самолетом и их центры лежат в вертикальной плоскости, проходящей через трассу пролета. Положение этих центров могло уточняться по значениям продольной и поперечной составляющих вектора E .

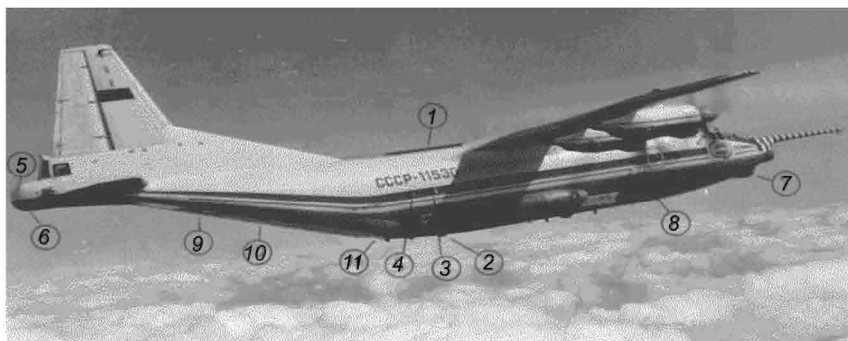


Рис. 1. Схема размещения оборудования на СМЛ АН-12 №11530.

1 — верхний датчик СПНП, 2 — нижний датчик СПНП; 3 — боковой датчик СПНП; 4 — острие АК; 5 — хвостовой датчик СПНП; 6 — антенна БМР; 7 — антенна БМР; 8 — датчик метеорографа; 9, 10, 11 — средства воздействий (АСО-2И, КДС-155, транспортер).

Процессы осадкообразования контролировались с помощью бортового метеорологического локатора БМР-1 с длиной волны 3 см и неподвижной антенной, направленной вертикально вниз (см. рис. 1). Таким образом, при каждом пролете самолета над облаком было получено радиолокационное сечение облака по трассе полета, проходящей обычно через центр вершины облака, и соответствующее ему изменение вектора E над облаком (см. рис. 2 и 3). Учитывая то, что исследовались преимущественно изолированные и, следовательно, более или менее симметричные, по крайней мере относительно направления ветра, облака, можно считать, что получаемое сечение достаточно репрезентативно характеризует процессы осадкообразования в облаке.

Интенсивность кристаллизации оценивалась по визуальному состоянию вершины облака (ВСВО) и была представлена четырьмя градациями: 1) отсутствие кристаллизации (вершина облака капельная), 2) начало процесса кристаллизации вершины, 3) интенсивный процесс кристаллизации вершины, 4) вершина полностью кристаллическая. Определение ВСВО с фотофиксацией осуществлялось согласно Наставлению для борт-аэролога. Кроме того, фиксировалась температура воздуха на уровне верхней границы облака.

На основании исследований развития более чем 50 облаков были оценены связи процессов электризации с осадкообразованием, кристаллизацией и динамикой конвективных облаков.

При разработке методики исследований большое внимание было уделено проработке вопросов точности измерений вектора E с учетом искажения напряженности электрического поля, обусловленного формой самолета и его собственным зарядом. Разработанная методика (Михайловский, 1990, 2007) позволила существенно увеличить точность измерений вектора E на самолетах Ил-14, Ил-18, Ан-12, Ту-104, Як-40 вне облаков, что дало возможность исследовать самое начало процесса организованной электризации облака, т. е. процессы электризации различных частиц облака и последующее разделение разноименно заряженных частиц в пространстве с момента, когда напряженность электрического поля вне облака, создаваемая совокупностью этих зарядов, сравнима с ее значением в безоблачной атмосфере на данной высоте (от 10 до 100 В/м).

Результаты экспериментов, проведенных 25 июля 1987 г. и 10 ноября 1984 г.

Эксперименты проводились в различных климатических зонах (Северо-Запад РФ, Молдавия, район Сухуми, Куба), в разные сезоны, над различной подстилающей поверхностью (равнина, горы, море). Исследовались фронтальные, внутримассовые, орографические облака. Несмотря на существенное различие условий развития конвективных облаков, при анализе удалось выявить некоторые общие закономерности развития процессов их электризации и связи этих процессов с процессами осадкообразования и кристаллизации. В качестве примера можно привести результаты экспериментов с облаками, представленные на рис. 2 и 3. На рис. 2 представлены результаты исследований конвективного облака, развивающегося в летний период (25 июля 1987 г.) над территорией Ленинградской области в районе полигона ГТО «Тургошь».

За время эксперимента, длившегося более полутора часов, высота верхней границы ($H_{вр}$) конвективного облака сначала увеличилась практически в два раза (с 4 до 8 км), затем начала уменьшаться. Уже при первом пролете над облаком наблюдавшиеся значения напряженности электрического поля (E) составили около 400 В/м, а при четвертом и пятом пролетах достигли максимальных значений (10 000 В/м). Затем, при шестом пролете значение E уменьшилось и знак напряженности поля над облаком начал меняться на противоположный (отрицательный), обычно наблюдаемый над грозовыми облаками (Имянитов, 1971; Blakeslee, 2011; Markson, 1988). Уже при первом пролете наблюдались визуальные признаки начала процесса кристаллизации вершины облака и отражаемость 20 дБЗ. Такой тип развития процессов является, на наш взгляд, классическим для конвективных облаков, развивающихся летом над сушей.

На рис. 3 представлены результаты исследования облака, развивающегося над морем в районе Сухуми поздней осенью. Представлены результаты девяти пролетов над исследуемым облаком. Высота верхней границы облака ($H_{вр}$) во время всего эксперимента оставалась практически постоянной и составляла

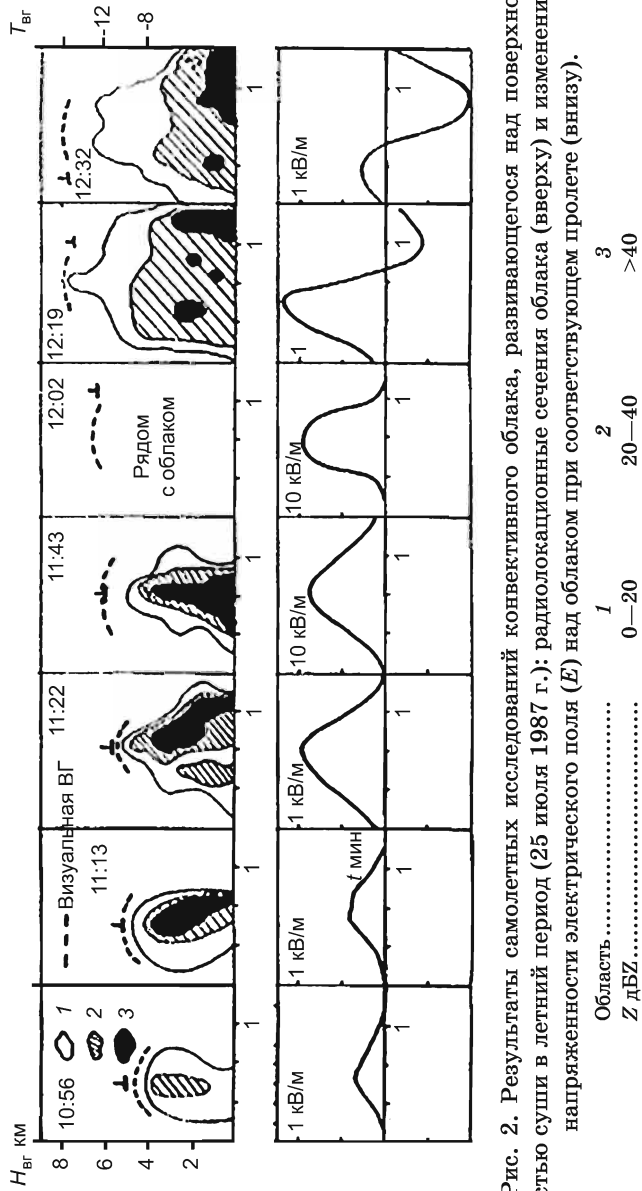


Рис. 2. Результаты самолетных исследований конвективного облака, развивающегося над поверхностью суши в летний период (25 июля 1987 г.): радиолокационные сечения облака (вверху) и изменение напряженности электрического поля (E) над облаком при соответствующем пролете (внизу).

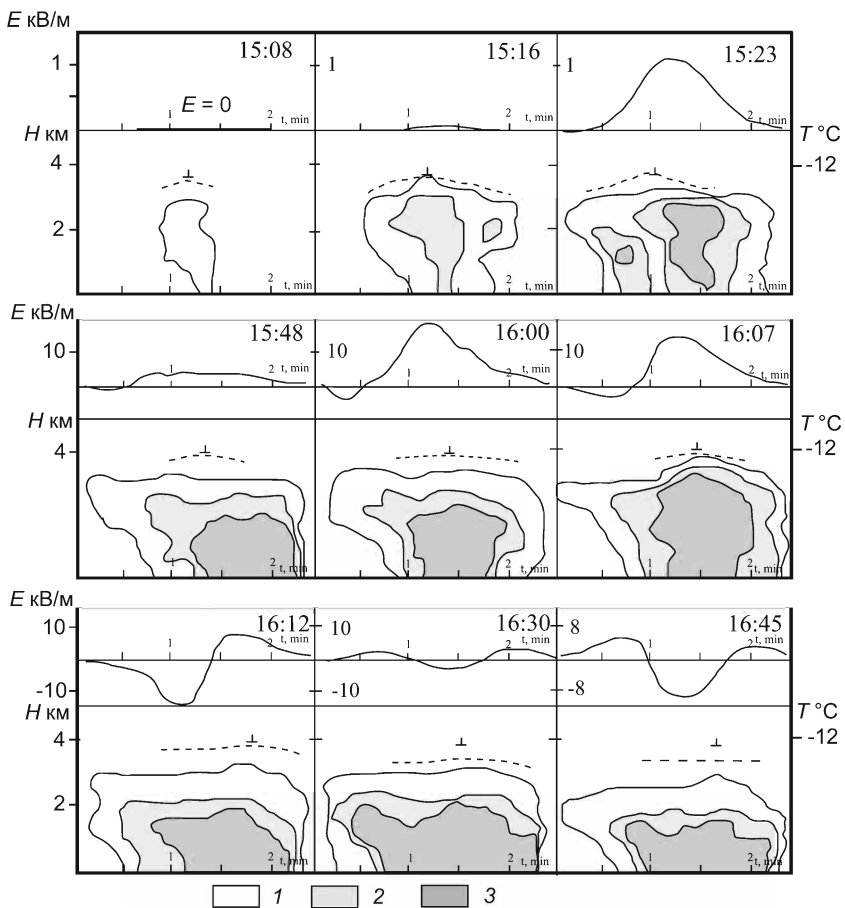


Рис. 3. Результаты самолетных исследований конвективного облака, развивающегося над морем поздней осенью (10 ноября 1984 г.): радиолокационные сечения облака (вверху) и изменение напряженности электрического поля (E) над облаком (внизу).

Область	1	2	3
Z дВЗ	0—20	20—40	>40

менее 4 км. Несмотря на это, наблюдаются во многом аналогичные закономерности развития ЭСО, осадкообразования, кристаллизации и их взаимосвязей. Обращают на себя внимание более медленные темпы развития процессов электризации и осадкообразования, что может объясняться тем, что процессы осадкообразования, а следовательно, и электризации, протекают при существенно более высокой температуре, чем в случае облаков, развивающихся над сушей летом.

Обобщенный анализ результатов экспериментов

На основании наборов данных более чем о 50 облаках, аналогичных приведенным на рис. 2 и 3, был проведен анализ закономерностей развития ЭКО.

Как отмечалось выше, ЭСО контролируется по напряженности электрического поля (E) над облаком. Как только в облаке начинается процесс организованной электризации, при пролете СМЛ над облаком наблюдаются характерные изменения вектора E по отношению к безоблачной атмосфере на данной высоте (см. рис. 2 и 3). Фоновые значения электрического поля в безоблачной атмосфере на высоте более 3 км не превышают 10 В/м (Имянитов, 1971). Современные средства и методики измерения величины E с помощью самолетов позволяют надежно фиксировать момент начала организованной электризации. По результатам экспериментов получены корреляционные связи между напряженностью электрического поля и другими измеряемыми характеристиками, которые позволяют оценивать вероятность (P) начала организованной электризации для каждого контролируемого параметра в отдельности и для их различных сочетаний.

На рис. 4 представлены зависимости указанной вероятности (P) от температуры воздуха на уровне верхней границы облака ($T_{вр}$), максимальной отражаемости под облаком у земли ($Z_{ос}$), толщины переохлажденной части облака ($dN_{T < 0}$). Указано также число пролетов ($N_{общ}$), использованное для оценки P в каждой

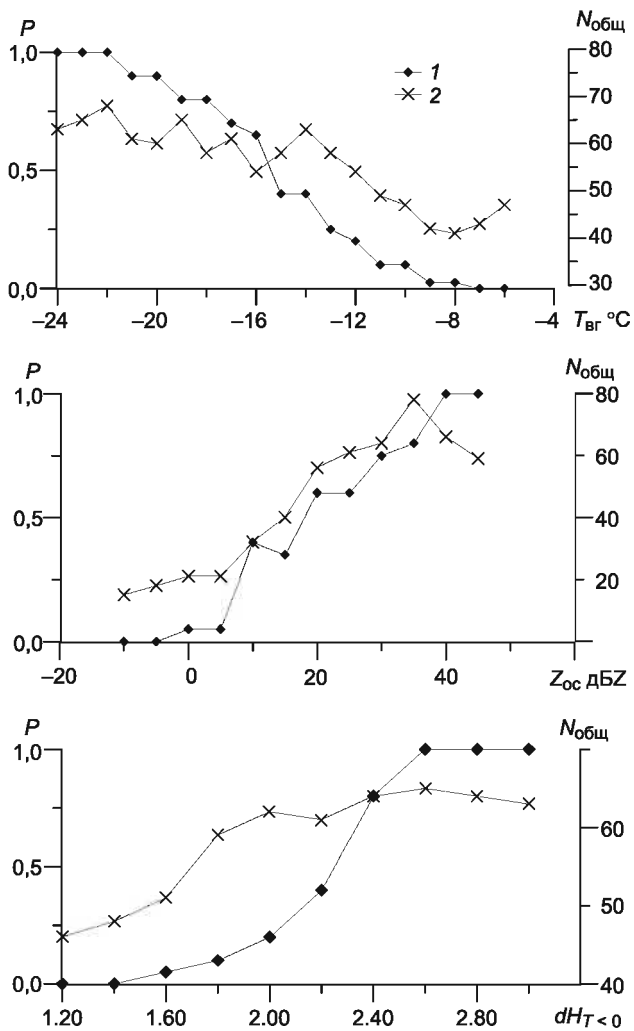


Рис. 4. Зависимость вероятности ($P = N_{\text{эл}}/N_{\text{общ}}$) начала организованной электризации конвективных облаков от температуры атмосферы на верхней границе облака ($T_{\text{вр}}$), максимальной отражаемости под облаком у земли ($Z_{\text{ос}}$), толщины переохлажденной части облака ($dH_{T < 0}$) (1) и число пролетов, использованное для оценки P в каждой точке (2).

точке. Зависимости построены на основании данных, полученных над территорией СССР.

Из приведенных на рисунке зависимостей следует, что даже для начала организованной электризации необходимо:

- наличие значительной переохлажденной части облака;
- наличие крупных частиц (осадков), фиксируемых БМР.

На рис. 5 представлена зависимость вероятности (P) начала организованной электризации конвективных облаков, развивающихся в районе острова Куба, от температуры на уровне верхней границы облака ($T_{вг}$). Для этого региона, так же как и для ранее рассмотренного, необходимым условием для начала электризации конвективного облака является наличие переохлажденной части. Таким образом, обобщая результаты, представленные на рис. 4 и 5, можно сделать вывод о том, что необходимым условием для начала организованной электризации конвективного облака является наличие переохлажденной части облака и крупных частиц, фиксируемых радиолокаторами.

Еще одним существенным результатом, установленным при анализе данных, явился так называемый переворот поля, т. е.

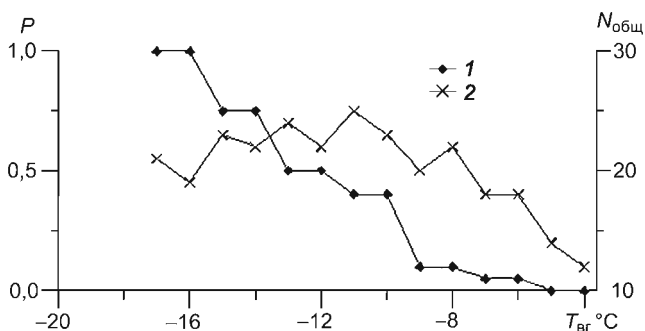


Рис. 5. Зависимость вероятности ($P = N_{эл}/N_{общ}$) начала организованной электризации конвективных облаков, развивающихся в районе острова Куба, от температуры воздуха на уровне верхней границы облака ($T_{вг}$) (1) и число пролетов, использованное для оценки P в каждой точке (2).

изменение знака вектора \mathbf{E} с положительного на отрицательный. В результате анализа полученных нами данных было установлено, что характер изменения вертикального компонента вектора \mathbf{E} универсален для всех растущих облаков. Примеры такого изменения знака величины \mathbf{E} представлены на рис. 2 и 3.

На начальной стадии развития процесса электризации (при превышении вершиной облака изотермы $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) направление вертикального компонента вектора \mathbf{E} облака совпадает с направлением вектора \mathbf{E} «хорошей погоды» и, таким образом, противоположно обычно наблюдаемому над грозовыми облаками (Имянитов, 1971; Markson, 1988; Blakeslee, 2011). Эквивалентная зарядовая структура на этой стадии представляет собой диполь с «минусом» вверху. На стадии зрелости и распада облака направление вертикального компонента вектора \mathbf{E} обычно меняется на противоположное. Эквивалентный облачный диполь как бы переворачивается и приобретает обычно наблюдаемый вид: «плюс» вверху и «минус» внизу.

Если в разрушающемся облаке, имеющем традиционную зарядовую структуру, начинает расти новая ячейка, вектор \mathbf{E} над облаком может еще раз поменять знак.

На рис. 6 представлены статистические связи вертикального компонента \mathbf{E} с другими контролируемыми параметрами облака. Видно, что наиболее отчетливая связь «переворота поля» прослеживается с параметром dH (см. рис. 6 *e*), который представляет собой расстояние от вершины облака до верхней границы зоны с максимальной отражаемостью.

На основании представленных результатов рабочую гипотезу, объясняющую наблюдаемый эффект «переворота поля», можно сформулировать следующим образом: на начальной стадии развития облака потоки в облаке организованы таким образом, что крупные ледяные частицы, заряженные отрицательно, сосредоточены в верхней части облака вблизи вершины и поднимаются вместе с ростом вершины (см. рис. 2 и 3). Положительный заряд на мелких ледяных кристаллах распределен вокруг отрицатель-

E кВ/м

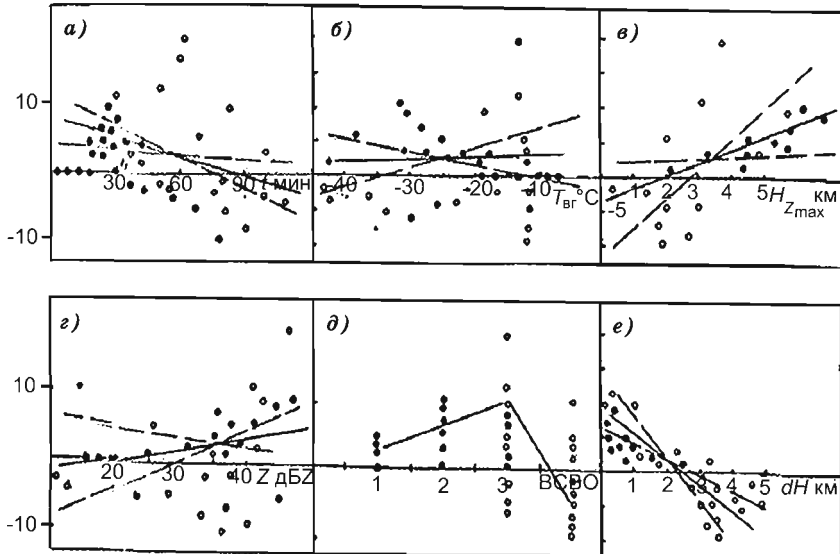


Рис. 6. Статистические связи напряженности электрического поля E с учетом знака и других контролируемых параметров.

a) t — время существования облака с момента появления на экране БМР; *б)* $T_{\text{вр}}$ — температура воздуха на уровне верхней границы облака; *в)* $H_{Z_{\text{max}}}$ — высота верхней границы зоны с максимальной отражаемостью; *г)* Z — максимальная радиолокационная отражаемость в облаке и под ним; *д)* ВСВО — визуальное состояние вершины облака; *е)* dH — расстояние между верхней границей облака и областью с максимальной отражаемостью ($dH = H_{\text{вр}} - H_{Z_{\text{max}}}$).

ного заряда, но таким образом, что центр отрицательного заряда расположен выше центра положительного заряда.

В соответствии с распределением зарядов формируется направление вектора E над облаком. На стадии зрелости и диссипации, когда потоки в облаке ослабевают или крупные частицы вырастают настолько, что становятся способны преодолеть восходящие потоки, центр отрицательного заряда смещается вниз (увеличивается dH) и поле над облаком определяется положительным зарядом на мелких ледяных кристаллах, который может существовать достаточно длительное время.

Исследование связей радиолокационных критериев грозоопасности с электрическим состоянием конвективного облака

Для определения электрической опасности облаков разработаны радиолокационные критерии грозоопасности (Степаненко, 1983). В проведенных экспериментах объективным критерием ЭСО является напряженность электрического поля над облаком. По имеющимся радиолокационным сечениям могут быть рассчитаны критерии грозоопасности на каждом режиме для сравнения их с величиной E . Это было сделано на примере одного из экспериментов (рис. 7). Из рисунка следует, что используемые критерии грозоопасности плохо коррелируют с максимальными значениями E над облаком.

Новые критерии дистанционного определения ЭСО могут быть предложены на основе полученных в экспериментах параметров. Такими критериями являются площадь зоны с максимальной отражаемостью, лежащей выше нулевой изотермы (рис. 7 а) или интегральная отражаемость по этой зоне (рис. 7 е). Значения этих критериев определяются, в первую очередь, наличием крупных ледяных частиц в облаке. Из рисунка видно, что временной ход предложенных критериев существенно лучше соответствует ходу измеренной напряженности электрического поля.

Выводы

Выбранная методика самолетных исследований основных процессов, происходящих в конвективных облаках, при полетах вне облака позволила провести измерения напряженности электрического поля E и радиолокационной отражаемости облака, выполнить визуальные наблюдения за кристаллизацией вершин облаков. Она позволила получить данные с минимальными погрешностями измерений и минимальным воздействием самолета на облака.

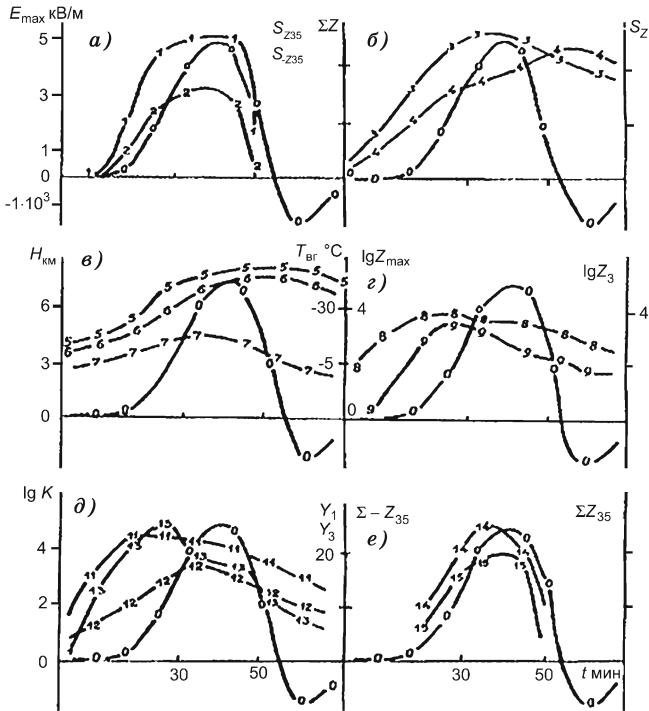


Рис. 7. Связь напряженности электрического поля над облаком E с косвенными критериями электрического состояния облака.

- 0) E ; 1) S_{Z35} — площадь зоны с отражаемостью более 35 дБ; 2) S_{Z35}^- — площадь зоны с отражаемостью более 35 дБ, находящаяся выше нулевой изотермы; 3) ΣZ — интегральная отражаемость по полученному радиолокационному сечению; 4) S_Z — общая площадь зоны отражаемости более 0 дБ; 5) $H_{\text{виз}}$ — высота визуально определяемой вершины облака; 6) H_{Z35} — высота верхней границы зоны с отражаемостью более 35 дБ; 7) $H_{Z\text{max}}$ — высота зоны с максимальной отражаемостью; 8) $\lg Z_{\text{max}}$ — логарифм максимальной отражаемости в облаке; 9) $\lg Z_3$; 11) $\lg K$; 12) Y_1 ; 13) Y_3 — различные критерии грозоопасности; 14) ΣZ_{35} — интегральная отражаемость по зоне с отражаемостью более 35 дБ; 15) $\Sigma - Z_{35}$ — то же, но выше нулевой изотермы.

Кривая изменения E во времени представлена на всех рисунках (а—е) в едином масштабе, ось E дана только на рис. а. Кривые изменения во времени предлагаемых новых косвенных критериев электрического состояния облака (рис. а, б, е) построены в относительных единицах (в долях (%) максимального значения).

При анализе результатов удалось выделить следующие общие закономерности развития электризации конвективных облаков, не известные ранее.

1. Процесс электризации облака может начаться (т. е. значение E над облаком существенно превысит фоновые значения на данной высоте) только при следующих условиях:

- верхняя граница конвективного облака находится выше изотермы $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ для территории СНГ и $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ для территории Кубы,

- отражаемость в облаке по самолетному радиолокатору превышает 0 дБЗ ,

- в переохлажденной части облака начался процесс кристаллизации.

2. Электризация облака наблюдается обязательно при следующих условиях:

- вершина облака расположена выше изотермы $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$,

- отражаемость в облаке выше 50 дБЗ ,

- в переохлажденной части облака наблюдается интенсивный процесс кристаллизации.

3. На начальной стадии развития облака вертикальный компонент вектора E над облаком имеет то же направление, что и в случае поля «хорошей погоды». На стадии зрелости и разрушения вектор E обычно меняет знак на обратный, т. е. внутриоблачный диполь переворачивается.

В качестве новых критериев грозоопасности могут быть использованы площадь зоны с максимальной отражаемостью, лежащая выше нулевой изотермы, и интегральная отражаемость по этой зоне.

Анализ данных показал, что временной ход предлагаемых критериев гораздо ближе к ходу напряженности электрического поля, чем в случае традиционно используемых критериев.

Анализ результатов экспериментов подтверждает гипотезу о том, что электризация конвективного облака, по крайней мере на предгрозовой стадии развития, тесно связана с наличием крупных ледяных частиц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гальперин С. М., Кашлева Л. В., Михайловский Ю. П., Степаненко В. Д. (1990). Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолетные исследования) // В сб.: Вопросы атмосферного электричества. — Л.: Гидрометеоздат, с. 76—102.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. (1971). Электричество облаков. — Л.: Гидрометеоздат. 93 с.

Михайловский Ю. П., Белов Б. А., Евтеев Б. Ф. (1990). О точности измерений напряженности электрического поля атмосферы и заряда самолета с помощью самолетов-лабораторий / В сб.: Вопросы атмосферного электричества, с.138—146.

Михайловский Ю. П. (2002). Эмпирическая модель электрически активных конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели // Труды НИЦ ДЗА. Вып. 5(552). С. 66—75.

Михайловский Ю. П. (2007). Основные результаты, состояние и перспективы натурных исследований электризации конвективных облаков / 6-й РКАЭ. — Н. Новгород, с. 118 —119.

Степаненко В. Д., Гальперин С. М. (1983). Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеоздат. 204 с.

Blakeslee R. J., D. M. Mach, M. J. Bateman, J. C. Bailey (2011). Summary of almost 20 years of storm overflight electric field, conductivity, flash rate, and current statistics / Proc. XIV Intern. Conf. Atmos. Electricity, August 08—12, 2011, Rio de Janeiro, Brazil.

Due I. E., Winn W. P., Jones I. I., Breed D. W. (1988). Observations of initial electrification of thunderstorms / Proc. 8th Int. Conf. Atm. Electricity. Upsala, Sweden. P. 410—415.

Marcson R., Andersen B. (1988). Negative polarity charge in cloud tops / Proc. 8th Int. Conf. Atmos. Electricity, 1988. Upsala, Sweden. P. 438—446.

Schuur T. J., Rutledge S. A. (2000). Electrification of Stratiform regions in mesoscale convective systems // J. Atm. Sci. V. 57, No. 13. P. 1961—1981.

Stolzenburg M., W. D. Rust and T. C. Marshall (1998). Electrical structure in thunderstorm convective regions // J. Geoph. Res., 103,14,097. doi:10.1029/97JD03545.

Williams E. R. (1989). The tripole structure of thunderstorms // J. Geoph. Res. V. 94, No D11. P. 13.151—13.167.

**СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ
И ОПЕРАТИВНО-ПРОИЗВОДСТВЕННЫХ РАБОТ
ПО АКТИВНЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ
НА ГРОЗО-ГРАДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ**

Х. М. Калов, Р. Х. Калов

Высокогорный геофизический институт
360030 г. Нальчик, пр. Ленина, 2
E-mail: vgikbr@rambler.ru

Проблема активного воздействия на атмосферные процессы является одной из наиболее трудных в ряду метеорологических задач и, вместе с тем, необычайно важной. Особенности воздействия на облака заключаются в том, что, во-первых, приходится иметь дело с объемами атмосферы в десятки и сотни кубических километров и, во-вторых, через границы этих объемов происходит интенсивный обмен массой и энергией с окружающей средой. По этой причине любое прямое энергетическое воздействие требует таких затрат энергии, что о нем можно серьезно говорить лишь применительно к очень локальным, специфическим случаям.

Наши энергетические возможности позволяют пока решать эту проблему путем поиска и использования неустойчивых состояний, когда любое небольшое возмущение реализуется за счет собственной энергии облака. В атмосфере имеют место, по крайней мере, пять типов неустойчивости: 1) неустойчивость фазового состояния водной субстанции, 2) коллоидальная неустойчивость дисперсной системы, 3) конвективная неустойчивость атмосферы, 4) бароклинная (горизонтальная) неустойчивость, 5) динамическая неустойчивость баротропного потока за счет перераспределения кинетической энергии.

Первые два типа неустойчивости можно характеризовать как неустойчивость по отношению к микрофизическим процессам, третий определяется стратификацией атмосферы и характеризует неустойчивость по отношению к мезомасштабным процессам.

Эти три типа неустойчивости положены в основу концепций подавления града, и их используют при проведении активных воздействий на грозо-градовые процессы.

В течение последних четырех десятилетий во многих странах мира ведутся научно-исследовательские и опытно-производственные работы по предотвращению градобитий. В разных странах оперативные программы борьбы с градом существенно различаются по концепциям и технологиям засева облаков, способам выделения градового очага в облаке, дозировке реагента, методам оценки физической и экономической эффективности противоградовых работ и др.

Концепции борьбы с градобитием

К настоящему времени существуют следующие концепции активного воздействия на градовые процессы.

1. Создание в градоопасном облаке искусственных зародышей ледяных частиц (концепция конкуренции), конкурирующих с естественными зародышами за переохлажденную жидкокапельную облачную влагу (принцип конкуренции, который называют еще «благоприятной конкуренцией» или «гипотезой конкурирующих градин или зародышей» (Programme..., 1996)). Большинство оперативно-производственных работ основано на этой концепции. Как описано в работе Сулаквелидзе (1967), принцип воздействия на градовые облака заключается в кристаллизации крупных облачных капель в переохлажденной части зоны аккумуляции, где уже начался рост града. Такое воздействие приводит к образованию в градовом очаге дополнительного числа зародышей града — конкурирующих зародышей, что ограничивает возможность роста града до больших размеров (Краусс и др., 2009; Степаненко, 1973; Сулаквелидзе, 1967).

2. Раннее вымывание дождем — ускорение осадкообразования — из областей будущего градообразования (Абшаев, 1996; Абшаев, Малкарова, 1995). Осадкообразование стимулируется путем создания льдообразующих частиц с начальной концентрацией $10^{10}—10^{11} \text{ м}^{-3}$, на которых образуются кристаллы с концентрацией, приводящей к их агрегации и последующему обзёрне-

нию облачными каплями. По мнению авторов указанных работ, при этом образуется крупа миллиметровых размеров, которая при своем падении может оказать микрофизическое и динамическое воздействие на облако, например привести к вымыванию облачной воды, торможению слабых восходящих потоков и их выхолаживанию при таянии крупы ниже изотермы 0°C .

Недостатком метода является то, что при низкой влажности в зоне внесения реагента (зона формирования условий для зарождения града) невозможно стимулировать преждевременное выпадение осадков, способных подавлять восходящие потоки и вымывать облачную воду. Кроме того, крупа миллиметровых размеров, образующаяся при внесении кристаллизующего реагента, не станет выпадать из облака, а будет подниматься вверх восходящими потоками, скорость которых в этой зоне облака составляет $2\text{--}5\text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, либо находится в подвешенном состоянии. Дело в том, что гравитационная скорость падения крупы миллиметровых размеров не превышает $2\text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и, таким образом, не превышает скорости восходящих потоков (см. табл. 5.2 и рис. 73, 74 в работе Мейсона (1961)).

3. Замораживание переохлажденной облачной воды, основанное на полной кристаллизации всей переохлажденной жидкокапельной фракции. Расчеты показывают, что практическая реализация этой гипотезы потребует нереально большого количества кристаллизующего реагента. В связи с этим она не нашла применения в оперативно-производственных работах по активным воздействиям на градовые процессы.

4. Понижение траектории движения градин, ухудшающее условия их роста (Вульфсон, Левин, 1968). Для реализации этой концепции требуется нереально большой расход гигроскопического реагента.

5. Комбинированный метод воздействия (Бартишвили и др., 1967), заключающийся в укрупнении капель под воздействием гигроскопических частиц с их последующим замораживанием кристаллизующим реагентом. Для воздействия на градовый процесс средней мощности необходимо использование $3\text{--}5\text{ т}$ гигроскопического реагента, что практически невозможно осуществить.

6. Динамическое воздействие (Бибилашвили и др., 1981; Вульфсон, Левин, 1972), основанное на создании в развивающемся конвективном облаке нисходящих потоков воздуха, которые в дальнейшем усиливаются за счет энергии неустойчивости атмосферы и тем самым способствуют разрушению облака. Искусственные направленные вниз импульсы скорости внутри кучевых облаков создавались путем пролета сквозь них реактивных самолетов при кабрировании на больших углах тангажа (Вульфсон, Левин, 1968), взрывом и продуктами ликвидации артиллерийских снарядов (Бибилашвили и др., 1981; Вульфсон, Левин, 1972), грубодисперсными порошками с различными дисперсностью и удельным весом (Гайворонский и др., 1976).

Образование и выпадение града в мощных конвективных облаках связаны с грозовой активностью. Выявлено, что в зависимости от синоптической ситуации от 21 до 27 % всех облачных ячеек, переходящих в грозовое состояние, становятся градоопасными. Искусственное уменьшение грозовой активности, напряженности электрического поля различными способами (внесением в облако кристаллизующего реагента, инициированием молний и др.) может стать принципиально новым методом активного воздействия на градовые процессы. Предлагается использовать параметры грозовой активности для контроля наличия градин в облаке и оценки эффективности противоградовых работ. Для определения параметров грозовой активности в Высокогорном геофизическом институте используются грозопеленгаторы LS 8000, позволяющие контролировать местоположение, интенсивность и частоту грозовых явлений.

Для наглядности приведем схему вышеуказанных концепций (рис. 1), взятую из работы Программе... (1996). К настоящему времени считается, что только пять из шести концепций заслуживают серьезного внимания, так как концепция замораживания переохлажденной облачной воды не используется в опытно-производственных работах из-за необходимости большого расхода реагента. Четыре из этих пяти концепций, основанных на микрофизических эффектах, представлены на рис. 1 (концепция динамического воздействия на схеме не приведена).

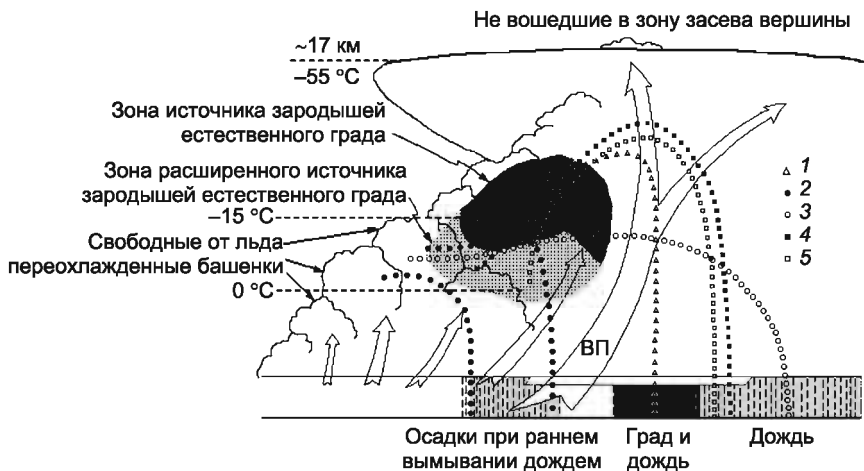


Рис. 1. Схема концепций по борьбе с градом (Программе..., 1996).

1—5 — траектории, иллюстрирующие различные концепции: 1 — траектория естественного града, 2 — ускорение осадкообразования, 3 — снижение траектории, 4 — конкуренция, 5 — содействие слиянию; ВП — восходящий поток.

Траектория движения градин в случае естественного развития градового облака (1) начинается в центральной части зоны источника зародышей естественного града выше уровня изотермы $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Зародыши растут и одновременно поднимаются восходящими потоками до тех пор, пока их гравитационная скорость падения не сравняется со скоростью восходящих потоков, после чего начинается процесс выпадения града.

Концепция ускорения осадкообразования проиллюстрирована траекториями 2. Из большого числа возможных траекторий здесь приведены только две. Эти траектории в облаке начинаются ниже, чем траектории естественного града 1 (на уровне с более высокой температурой).

Концепция снижения траектории движения градин предусматривает укрупнение капель для последующего замораживания. Она проиллюстрирована траекторией 3, которая начинается, как и в случае концепции ускорения осадкообразования, на уровне изотермы $-5\text{...}-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Гидрометеоры под воздействием реа-

гентов вырастают до размеров выпадающих осадков вне зоны сильных восходящих потоков и достигают подстилающей поверхности (пройдя теплый слой атмосферы ниже нулевой изотермы) в виде дождя.

Концепции конкуренции и комбинированного метода проиллюстрированы на схеме траекториями 4 и 5. Обе эти траектории начинаются на уровне изотермы $-3...-6$ °С, где еще нет зародышей градин.

Состояние исследовательских и оперативных программ и проектов по борьбе с градобитием

Оперативно-производственные работы по активным воздействиям на градовые процессы проводились в Болгарии, Германии (проект Розенхайма), Китае, Франции, Греции, России, Словении, Южной Африке (проект Нельспрута), Испании, Северной Дакоте, на западе Канзаса в США и др. (Programme..., 1996).

Для внесения реагента в градовые облака используются самолеты (в Австрии, Германии, США) и ракеты (в Болгарии, Македонии, России, Сербии, Словении). В Китае используются как ракеты, так и артиллерийские снаряды, а во Франции, Испании, Венгрии и Канаде — наземные генераторы. В Канаде самолеты с 1996 г. использует компания WMI (США) (Краусс и др., 2009).

Для определения местоположения градового очага и локализации объема засева в различных проектах применяют двухволновые, поляризационные, доплеровские радиолокаторы и радиометры. При наземном способе внесения реагента радиолокационная техника не используется и засев осуществляется в соответствии с прогнозом градовой ситуации. Засев с использованием авиации основан на радиолокационном определении места расположения градового облака, его соответствии критериям засева, визуальной локализации с борта самолета фидерных облаков и поиске области восходящих потоков у их основания.

Национальная греческая программа. Национальная греческая программа по борьбе с градом осуществлялась с 1984 по 1988 г. В 1984—1986 гг. проводились исследовательские работы, а в 1987—

1988 гг. — эксперименты по борьбе с градобитиями на площади 2000 км² сельскохозяйственных угодий на севере Греции. Концепция воздействия основана на создании конкурирующих зародышей градин. Засев производился с самолетов каждые четыре минуты как на вершине облака, так и у основания. Большинство конвективных ячеек быстро распадалось. На основе данных с градовых подушек выполнялась статистическая оценка эффективности воздействия. Проект проводился на рандомизированной основе.

Проект по борьбе с градобитиями в Болгарии. Исследовательская программа проводилась Национальным институтом метеорологии и гидрологии в рамках проекта по борьбе с градобитием на экспериментальной базе в Гелеменово в 1968—1994 гг. Изучались структура и морфология градин и их зародышей с целью выяснения следующих вопросов: в какое время производить засев, в какую часть облака вносить льдообразующий реагент, какова должна быть дозировка реагента. Эффективность противоградовых работ составила 50—80 %.

Эксперименты по сокращению градобитий во Франции. В противоградовых экспериментах в Агене (Франция) в 1952—1994 гг. использовались гигроскопические вещества. Концепция воздействия основана на раннем вымывании гидрометеоров дождем, что лишает зону формирования града переохлажденной воды и предотвращает рост концентрации кристаллов на уровне изотермы -10°C .

Эксперименты проводились на площади 80 000 км², на которой были установлены 400 градовых подушек на расстоянии 3 км друг от друга, 159 измерительных приборов и 12 автоматических метеостанций. Для сбора информации о грозо-градовом облаке использовался 5-сантиметровый радиолокатор. Воздействие производилось с самолетов. Пакеты с реагентом раскрывались в турбулентном воздушном потоке. Предполагается, что такой засев приводит к уменьшению средней высоты зон повышенного радиозахвата и выпадения града на землю. Проведено 48 экспериментов по воздействию на градовые ячейки, но результаты не опубликованы. Эффективность работ на защищаемой территории составила 41 %.

Программа Розенхайма в Германии. В рамках действующей программы Розенхайма в 1975—1994 гг. проведена статистическая оценка полученных с помощью поляриметрического радиолокатора данных о повторяемости ячеек дождя и града для одноячейковых, многоячейковых и суперячейковых градовых процессов. Большинство градобитий связано с многоячейковыми облаками. Одноячейковые облака дают дождь или слабый град. Структура ячейки определялась по радиоэху и данным доплеровского радиолокатора, а наличие дождя или града — по данным поляризационных измерений и градовых подушек. Воздействие производилось с самолетов, оснащенных генераторами йодистого серебра (AgI), с целью предотвращения града. Эффективность воздействия не доказана.

Итало-словенская программа. Итало-словенская программа по предотвращению града, осуществленная в 1980—1990 гг., описана в многочисленных публикациях и доложена на Шестой научной конференции ВМО по воздействиям на природные процессы (Италия, май—июнь 1994 г.). Программа предусматривала:

- измерение и изучение локального выпадения града и дождя, сбор и анализ градин,
- изучение образования естественных зародышей градин,
- измерение характеристик облака с оснащенного аппаратурой самолета,
- усовершенствование методов прогноза гроз и града,
- радиолокационно-метеорологическое измерение параметров градовых облаков при помощи мультипараметрового радиолокатора.

Противоградовые работы в Словении не дали положительного результата.

Российский эксперимент по борьбе с градобитием. Российский комплексный градовый эксперимент по борьбе с градобитием проводился Высокогорным геофизическим институтом на Северном Кавказе с 1983 по 1990 г. Целью эксперимента было изучение грозо-градовых процессов для усовершенствования технологии воздействия. В ходе эксперимента были использованы два доплеровских радиолокатора, радиолокаторы с поляриза-

ционной решеткой, мультидлинноволновое радиометрическое оборудование и градовые подушки. Засев осуществлялся с помощью ракет и артиллерийских орудий. Лабораторные анализы химических и изотопных соединений структуры градин позволили определить изменение состава града и траекторию его движения внутри облаков. Также были изучены процессы роста и таяния градин, находящихся во взвешенном состоянии в потоке воздуха. Статистическая оценка параметров градин на защищаемой и контрольной территориях для 47 случаев градовых процессов показала, что засев сокращает время пребывания градин в облаке в два—четыре раза. В результате активных воздействий диаметр и кинетическая энергия градин в большинстве случаев уменьшались. Эффективность работ по воздействию составила 64 %.

Противоградовый проект в провинции Леон в Испании. В 1993 г. после восьми лет подготовительных исследований в провинции Леон в Испании был начат противоградовый проект. Цель заключалась в сокращении градобитий под влиянием засева. Планировалось также усовершенствование метода прогнозирования града.

В проекте были использованы сети градовых подушек, станций радиовеетрового зондирования и спутниковая станция. Численное моделирование не проводилось. Для микрофизических измерений не использовались ни радиолокатор, ни авиационная техника.

Защищаемая территория составила 7000 км². Десять наземных генераторов было рассредоточено вокруг защищаемой территории с учетом часто наблюдаемых траекторий градовых дорожек. Оценка эффективности воздействия проводилась по данным сети градовых подушек, расположенных через 2 км друг от друга на площади 1000 км².

Со времени начала экспериментов положительный результат не был получен только в 1993 г. Оценка эффективности противоградовых работ показала снижение ущерба на 50 %.

Федеральная государственная программа Северной Дакоты в США. Федеральная государственная программа Северной Дакоты

ты в области атмосферных исследований — это совместный проект Коммерческого департамента с Национальным управлением по исследованию океана и атмосферы. Использовалась та же концептуальная модель, что и в проекте воздействия на облако на западе Канзаса в США. Полевые эксперименты включают в себя воздействие на переохлажденные кучевые облака при помощи самолетов с использованием AgI , AgCl , SF_6 . Для оперативного получения данных о мезо- и макромасштабной эволюции облака в процессе измерений использовалась максимально полно оснащенная авиационная техника, которая взаимодействовала с доплеровским радиолокатором. Также проводились исследования содержания естественных аэрозолей в атмосфере, численное моделирование облаков и изучение характеристик новых реагентов в Колорадском государственном университете в лаборатории аэрозолей и моделирования облаков.

Первые данные о результатах активного воздействия на градовые облака были получены в 1983 г.; в дальнейшем подобные попытки были предприняты в 1984, 1987, 1989 и 1993 гг. Планируется получение подкрепленных документально результатов измерений распространения реагента в облаках и осадках при активном воздействии. Эффективность борьбы с градом составила 45—50 %.

Программа воздействия на атмосферные процессы на западе Канзаса в США. Начиная с 1975 г. данный проект осуществляется с перерывами. Площадь эксперимента составляет 28 000 км². Концептуальная модель основана, главным образом, на концепции конкуренции. Засев производится с пяти самолетов. Один самолет засеивает вершину облака, остальные четыре — его основание. Состав используемого реагента: $\text{AgI}-\text{AgCl}-4\text{NaCl}$. Эффективность работ по борьбе с градом составила 27 %; также было отмечено малозаметное уменьшение количества осадков.

Программы по борьбе с градобитием в Китае. В противоградовых программах с 1970 г. используется концепция конкуренции зародышей градин за переохлажденную воду. В качестве льдообразующего реагента применяется AgI , доставляемый в зону засева пушками калибром 37 мм и ракетами. Для обнаруже-

ния градового очага используются радиолокаторы на длине волны 3 см. В последние годы разработано большое число новых технологий. При воздействиях на градовые процессы применяют цифровые радиолокаторы, сети градовых подушек, новые типы эффективных реагентов, численное моделирование.

Оценка эффективности оперативных проектов подавления града осуществляется методами исторического ряда путем статистического анализа потерь от града до проведения работ по градозащите и в период их проведения. Наряду с этим для контроля результатов засева используют радиолокаторы и градовые подушки.

Проект Нельспрута по борьбе с градобитием в Южной Африке. Концепция засева основана на принципе конкуренции зародышей градин за переохлажденную воду. Реагент вносился с самолетов в вершинную часть облаков, достигших высоты 7,5 км ($Z = 45$ дБ). Засев продолжался до тех пор, пока высота облака и его радиолокационная отражаемость существенно не уменьшались.

Для определения эффективности борьбы с градом использовался самолет, оборудованный приборами, позволяющими изучать процесс формирования осадков и образования зародышей градин при воздействии льдообразующим реагентом. Проект проводился в 1971—1981 гг. За эти 10 лет работы по борьбе с градобитием не дали убедительного результата, поэтому проект был закрыт.

Таким образом, все эксперименты по оперативным программам и проектам за исключением Национальной греческой программы проводятся на нерандомизированной основе.

Оценка эффективности воздействия на градовые процессы проводится по статистическим данным исторического ряда, данным страховых компаний, результатам инструментального измерения изменений параметров града в результате засева, ущербу, причиняемому градом сельскохозяйственным угодьям.

Оценки показывают низкую эффективность работ по борьбе с градом (менее 50 % во Франции, Испании, США), которая в некоторых проектах близка к нулю (в Германии, Словении, Южной Африке). Лишь в Болгарии и России эффективность противоградовых работ достаточно высока — 50—80 и 64—80 % соответственно.

Реагент засева

Согласно регистру ВМО 1992 г. и по данным экспертов ВМО 1995 г., в абсолютном большинстве проектов подавления града реагентом засева градового облака является йодистое серебро (AgI) и только в некоторых странах (например, в Болгарии) применяется йодистый свинец (PbI_2), а в США, кроме AgI , используются сухой лед (CO_2) и AgCl . Суммарный годовой расход реагентов AgI и PbI_2 во всех проектах составляет около 3500 кг, или в среднем 1,4 г на 1 км^2 защищаемой площади, хотя в разных проектах расход реагента может различаться на порядок (Абшаев, 1996).

Для подавления града с использованием кристаллизующего реагента требуется обеспечение необходимой концентрации реагента в течение определенного промежутка времени в заданном объеме градового облака. В зависимости от типа градового облака меняются нормы расхода реагента. В работах Краусса и др. (2009) и Мейсона (1961) получено, что для эффективного воздействия на облака I—II типов требуется интенсивность воздействия более $0,04 \text{ изд./км}^3$ в минуту. В случае реализации воздействия на градовые облака III типа для получения положительного эффекта требуется двукратное увеличение интенсивности воздействия, а при воздействии на мощные суперячейковые градовые облака IV типа интенсивность воздействия должна быть увеличена примерно в десять раз. Если интенсивность воздействия меньше указанной, то эффект воздействия, как правило, отрицательный. В работе Сванидзе и др. (1996) приводится пример неэффективного воздействия, когда на обработку суперячейкового градового процесса было израсходовано 700 ракет «Алазань» в течение одного часа и средняя интенсивность воздействия составила около $0,008 \text{ изделий на } 1 \text{ км}^3$ в минуту.

Способы и техника засева

В качестве способов засева градовых облаков в оперативных программах и проектах подавления града используют наземно-генераторный, авиационный, артиллерийский, ракетный, авиа-

ционный совместно с наземно-генераторным и ракетно-артиллерийский.

Наземно-генераторный способ засева облаков в приземном слое атмосферы основан на использовании ацетоновых или пиротехнических генераторов аэрозоля AgI с расходом 8 г/ч. Предполагается, что аэрозоль вносится в градовое облако восходящими конвективными потоками. Недостатком этого способа является отсутствие гарантии засева требуемой части градового облака и достаточной концентрации частиц реагента.

Авиационный способ засева восходящего потока на уровне основания облаков с помощью бортовых ацетоновых или пиротехнических генераторов AgI либо с помощью сбрасывания пиротехнических шашек с AgI или гранул CO₂ с уровня вершины фидерных облаков обеспечивает более локальное и целенаправленное воздействие, чем наземно-генераторный способ, но не позволяет производить единовременный засев всего обрабатываемого потенциально градоопасного объема облака.

Артиллерийский способ засева позволяет вводить реагент непосредственно в желаемую область облака с высокой точностью. Противоградовое орудие калибром 100 мм имеет общую массу 26 кг (масса снаряда «Эльбрус-4» составляет 12,25 кг, масса AgI — более 8 кг, масса ВВ — 1,61 кг) и максимальную высоту полета 18 км.

Артиллерийский снаряд без реагента используется также для воздействия на градовые облака динамическим методом. Взрыв снаряда и оседание большого количества мелких осколков в облаке (более 10⁴ частиц диаметром 2 мм) инициируют нисходящее движение, разрушающее конвективное грозо-градовое облако.

Ракетный способ внесения кристаллизующего или гигроскопического реагента, применяемый в большинстве оперативных противоградовых программ и проектов, обеспечивает доставку и диспергирование реагента непосредственно в области градообразования, создавая необходимую концентрацию частиц реагента.

Недостатком ракетного способа является трудность его применения в регионах с интенсивным воздушным движением. Ракетный способ засева используется во многих проектах и странах: в трех проектах России, в двух проектах Украины, в Молдове, Грузии,

Азербайджане, Армении, Узбекистане, Таджикистане, Аргентине, Болгарии, Хорватии, Словении, Италии, Сербии, Македонии, Китае (ракетно-артиллерийский). При этом эффективность воздействия изменяется от 0 до 80 %, что имеет место и при других способах засева градового облака кристаллизующим реагентом.

В заключение отметим, что концепции активных воздействий и используемые средства воздействия в разных странах и программах существенно различаются. Не существует единого метода оценки эффективности противогородовых работ. В абсолютном большинстве современных технологий подавления града в качестве реагента используется хорошо зарекомендовавший себя кристаллизующий реагент AgI . Однако каким бы хорошим ни был реагент, для достижения высокой эффективности противогородовых работ необходимо определить время засева, место внесения и дозировку кристаллизующего реагента. Для определения указанных параметров, помимо микрофизических и температурных параметров, надо знать динамические параметры и турбулентность грозоградовых облаков, подвергаемых активному воздействию.

На основе дистанционных измерений скорости и направления воздушных потоков в облаках, коэффициента турбулентности, спектра флуктуации скорости потоков и с учетом температурных и микрофизических параметров облака нами рекомендуется вносить кристаллизующий реагент в градовое облако на температурный уровень $-11...-20$ °С во фронтальную часть, ограниченную по горизонтали изолиниями радиолокационной отражаемости $\eta_{10} = 10^{-9}...10^{-11}$ см^{-1} (в зону роста града и зону формирования условий его зарождения и роста). Время внесения реагента соответствует времени формирования крупнокапельной ($d_k = 10^3$ мкм) переохлажденной зоны с концентрацией капель $N = (5...540) \cdot 10^2$ м^{-3} и водностью $q = 0,04...3,54$ $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$, что соответствует радиолокационной отражаемости $\eta_{10} = 10^{-9}...10^{-11}$ см^{-1} . В зависимости от параметров градового облака и его реакции на воздействие возможна необходимость повторного засева, пока облако не перейдет в негродоопасное состояние.

При водности $1-3$ $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$ концентрация миллиметровых переохлажденных капель составляет $(2-6) \cdot 10^3$ м^{-3} . Если принять,

что выход кристаллов (частиц AgI, образующихся при возгонке 1 г AgI) в естественных условиях равен 10^{13} г^{-1} и коэффициент эффективности K , под которым понимается число частиц реагента, необходимое для получения одной замерзшей капли, становящейся зародышем градины, составляет 1:500, то на 1 км^3 засеваемой зоны требуется израсходовать 95—280 г реагента в зависимости от водности (Калов, 2002).

Если в зоне засева скорость вертикальных воздушных потоков велика ($3\text{—}10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), а коэффициент турбулентности D мал ($D < 50\text{...}100 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$) (Схиртладзе, Юрчак, 1970), то реагент вынесется из зоны засева, не проявив свои кристаллизующие свойства, а следовательно, ожидаемый эффект не будет получен.

Заключение

Исследования в области физики облаков и борьбы с градом в большинстве стран находятся на низком уровне (Programme..., 1996). Несмотря на наличие правдоподобных концепций, до настоящего времени не существует полной теории образования и развития градовых облаков в естественных условиях и при активном воздействии, которая охватывала бы необходимый диапазон процессов — от «элементарных» микрофизических до крупномасштабных атмосферных. Более того, многие процессы в градовых облаках нельзя считать выясненными даже на качественном уровне. Этим объясняется отсутствие научно обоснованных методов воздействия на градовые процессы, дающих высокую эффективность.

Для усовершенствования существующих и разработки новых методов и средств активных воздействий на градовые процессы, а также для оценки физической и экономической эффективности противоградовых работ необходимо проведение следующих исследований.

1. Исследование механизма образования искусственных зародышей градин. Установлено, что аэрозольные частицы льдообразующих реагентов, внесенных в переохлажденное облако, могут

инициировать образование кристаллов льда тремя путями (Хоргуани, 1984):

а) сублимацией водяного пара на поверхность частицы льдообразующего реагента (непосредственный переход пар—лед);

б) контактной нуклеацией — столкновением льдообразующей частицы реагента с переохлажденной каплей;

в) кристаллизацией переохлажденной капли на льдообразующей частице реагента.

Ни один из этих трех путей не приводит к быстрому образованию зародышей градин (Сванидзе и др., 1996, см. табл. 6.5). Образование крупы (конкурирующих зародышей градин диаметром 0,5 мм) на искусственных льдообразующих частицах реагента — достаточно длительный процесс, зависящий от водности и температуры облачной среды. Для образования крупы диаметром 0,5 мм при температуре $-5...-20$ °С и водности $1-10$ г · м⁻³ требуется 3—15 мин, а для образования градины диаметром 1 см — 8—54 мин. Поэтому исследование механизма образования искусственных зародышей градин актуально.

2. Уточнение места и времени внесения льдообразующего реагента и его дозировки с учетом микрофизики (водности, спектра, концентрации) и термодинамики (скорости вертикальных потоков, коэффициента турбулентности, температуры) конвективных облаков.

3. Проведение теоретических, лабораторных и натуральных исследований процессов микрофизического взаимодействия различных реагентов с облачной средой на всех этапах градообразования: от момента введения реагента в облако до формирования и выпадения осадков.

4. Изучение процесса зарождения и роста града в облаках различных типов на естественных и искусственных зародышах градин.

5. Поиск новых эффективных реагентов с высоким выходом кристаллов и высоким температурным порогом срабатывания реагента.

6. Усовершенствование динамического метода воздействия на конвективные облака путем уточнения критериальных значений термодинамических параметров облаков, при которых взрыв и

продукты ликвидации противогорадовых изделий (без реагента) могут стимулировать разрушение конвективных облаков.

7. Разработка единой методологии оценки эффективности (физической и экономической) противогорадовых работ, основанных на различных проектах и концепциях.

С особой благодарностью мы храним память о замечательном человеке, выдающемся ученом Владимире Даниловиче Степаненко, внесшем большой вклад в развитие радиолокационной метеорологии, активных воздействий на атмосферные явления.

Он был официальным оппонентом на защите диссертации (Калов, 2002), частью которой является настоящая работа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т. (1996). Состояние оперативных программ подавления града в мире // Обзорение прикладной и промышленной математики. Т. 3. Вып. 2. С. 246—260.

Абшаев М. Т., Малжарова А. М. (1995). Статистическая оценка эффективности противогорадовой защиты в Аргентине // Обзорение прикладной и промышленной математики. Т. 2. Вып. 2. С. 204—222.

Бартишвили Я. Т., Бартишвили Г. С., Гудушаури Ш. А., Ломинадзе В. П. (1967). К вопросу одновременного (комбинированного) воздействия на теплую и переохлажденную часть облака с целью предотвращения града // Труды ЗапНИГМИ. Вып. 2(27). С. 7—22.

Библашвили Н. Ш., Гораль Г. Г., Калов Х. М., Эжба Я. А. (1981). Исследование эффективности разрушения конвективных облаков взрывом и продуктами ликвидации противогорадовых снарядов // Труды ВГИ. Вып. 47. С. 36—44.

Вульфсон Н. И., Левин Л. М. (1972). Разрушение развивающихся кучевых облаков с помощью взрывов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 8, № 2. С. 156—166.

Вульфсон Н. И., Левин Л. М. (1968). Разрушение развивающихся кучевых облаков искусственно созданными нисходящими потоками // Докл. АН СССР. Т. 181, № 4. С. 855—857.

Гайворонский И. И., Зацепина Л. П., Серегин Ю. А. (1976). Результаты опытов воздействия на конвективные облака грубодисперсными порошками с различной дисперсностью и различным удельным весом // Труды ЦАО. Вып. 104. С. 49—63.

Калов Х. М. (2002). Физическое обоснование, создание и экспериментальные исследования эффективности нового комплекса технических средств и методов

активных воздействий на облака и туманы / Дисс. ... д-ра физ.-мат. наук. — СПб, 273 с.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2009). Оценка результатов воздействий на кучево-дождевое облако с целью ослабления града в провинции Альберта (Канада) по данным радиолокатора и численного моделирования // *Метеорология и гидрология*. № 4. С. 39—53.

Мейсон Б. Дж. (1961). Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 543 с.

Разработка эмпирических моделей градовых облаков, включающих особенности строения, динамики развития и характеристик осадков (1985) / Отчет о НИР. Руководитель М. Т. Абшаев. Инв. №4422 НТА ВГИ. — Нальчик. 186 с.

Сванидзе Г. Г., Бегалишвили Н. А., Бериташвили Б. Ш. (1996). Оптимизация сети пунктов воздействия // *Обозрение прикладной и промышленной математики*. Т. 3, вып. 2. С. 204—214.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат. 343 с.

Сулаквелидзе Г. К. (1967). Ливневые осадки и град. — Л.: Гидрометеиздат. 412 с.

Схиртладзе Г. И., Юрчак В. С. (1970). Измерение коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии в кучевых облаках радиолокационным методом // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. Т. 15, № 2. С. 48—50.

Хоргуани В. Г. (1984). Микрофизика зарождения и роста града. — М.: Гидрометеиздат. 188 с.

Programme on physics and chemistry of clouds and weather modification research (1996) // WMP Report No 26. Secretariat of the WMO. — Geneva, Switzerland. 40 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАССЕЯНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА САНТИМЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА В ГРАДОВЫХ ОСАДКАХ

В. С. Инюхин

Высокогорный геофизический институт
360030 Нальчик, пр. Ленина, 2
E-mail: Inuhin51@mail.ru

Достигнутый прогресс в изучении микрофизических и термодинамических процессов, в совокупности определяющих механизмы формирования и роста облачных частиц и частиц осадков в градовом облаке, предъявляет повышенные требования к обработке и анализу результатов радиолокационных исследований.

Это относится, прежде всего, к тем микрофизическим характеристикам града, которые в значительной мере определяют радиолокационный сигнал от зондируемого объема и его трансформацию в процессе эволюции градового облака.

Как известно, одним из основных доступных для дистанционного измерения параметров градовых облаков, характеризующих интенсивность градовых процессов, является радиолокационная отражаемость града η . Другим важным параметром является ослабление радиолокационного сигнала при прохождении им облачной среды, характеризуемое коэффициентом ослабления радиолокационного сигнала k_{λ} . Многочисленные исследования показывают, что эти параметры существенно зависят от концентрации, размеров и фазовой структуры градовых частиц.

При теоретических исследованиях рассеяния и ослабления электромагнитного излучения полидисперсным градом возникают определенные трудности, так как отражаемость и коэффициент ослабления зависят не только от длины волны, функции распределения частиц по размерам и ее параметров, но также от формы и состояния поверхности и плотности градин.

В большинстве оптических и радиолокационных моделей принимается, что атмосферные частицы имеют сферическую форму и однородны по своему составу, расстояние между ними достаточно большое, чтобы пренебречь эффектами переотражения, а рассеянное частицей излучение имеет ту же длину волны, что и падающее. При этих достаточно существенных упрощениях расчеты радиолокационных характеристик облачных частиц представляют собой задачу дифракции электромагнитного излучения на сферических частицах, сформулированную Т. Ми и П. Дэбаем и развитую позднее в работах Дж. Стреттона и др. Эта задача решалась неоднократно, и в ряде работ (см., например, Абшаев, Розенберг, 1969; Абшаев, Чеповская, 1967; Белов, Креков, 1977; Жекамухов и др., 1989; Инюхин, Созаева, 2008; Инюхин, 2005; Пытьев и др., 1987; Розенберг, 1972) представлены многочисленные таблицы и графики с результатами расчета радиолокационных характеристик как отдельных сфер воды и льда, так и их полидисперсных ансамблей.

Целью настоящей работы является анализ данных о рассеивающих свойствах града для выявления микрофизических и термодинамических параметров ансамбля градовых частиц и их структуры, оказывающих наибольшее влияние на формирование отраженного сигнала. Это необходимый этап для совершенствования существующих радиолокационных методов измерения параметров града.

Все данные, приведенные в настоящей работе, получены с использованием разработанного автором комплекса программ для расчета радиолокационных характеристик спектров града: мелкого сухого града, обводненного града, неоднородного града (Пытьев и др., 1987), губчатого града.

Для расчетов отражаемости η_λ и коэффициента ослабления радиолокационного сигнала k_λ в модельных градовых осадках для четырех длин волн λ (10; 5,6; 3,2 и 2,0 см) использовались следующие соотношения:

$$\eta_\lambda = 10^{-6} \int_{d_{\min}}^{d_{\max}} n(d)\sigma_0(d)dd, \quad (1)$$

$$k_\lambda = 0,4343 \int_{d_{\min}}^{d_{\max}} n(d)\sigma_1(d)dd. \quad (2)$$

Здесь $n(d)$ — функция распределения градин по размерам; σ_0 и σ_1 — поперечники обратного рассеяния и ослабления градовой частицы, которые определялись по формулам

$$\sigma_0 = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2, \quad (3)$$

$$\sigma_1 = \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}\{a_n + b_n\}, \quad (4)$$

где λ — длина волны радиолокационного излучения; d — диаметр градовой частицы; a_n и b_n — комплексные коэффициенты, полученные согласно дифракционной теории Ми, для вычисления которых для однослойных и двухслойных градовых частиц использовались рекуррентные соотношения, предложенные в работе Дейрменджана (1971).

Спектр градовых частиц описывался так называемым гамма-распределением:

$$n(d) = \frac{N b^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} \frac{d^\mu}{d_3^{\mu+1}} \exp\left[-b \frac{d}{d_3}\right], \quad (5)$$

где $b = \sqrt[3]{(\mu+1)(\mu+2)(\mu+3)}$, d_3 — средний кубический диаметр.

При проведении расчетов обычно используют распределение (5), приведенное к единице ($N = 1$) (Абшаев, Розенберг, 1969; Инюхин, Созаева, 2008; Инюхин, 2005; Пытьев и др., 1987; Розенберг, 1972). Это удобно, так как из формул (1), (2) и (5) следует, что отражаемость и коэффициент ослабления линейно зависят от N . Поэтому для других значений N рассчитанные значения отражаемости и коэффициента ослабления достаточно умножить на новое значение N . С другой стороны, при определении размера частиц града по двух-

волновой методике используют отношение значений отражаемости для двух длин волн, которое вообще не зависит от концентрации града N . Поэтому все параметры полидисперсного ансамбля градовых частиц (размер и концентрация, поток кинетической энергии и ледность, коэффициент ослабления для различных длин волн) можно получить по данным численного моделирования радиолокационных характеристик града при $N = 1$.

При расчете радиолокационной отражаемости и ослабления в сантиметровом диапазоне длин волн с погрешностью, не превышающей погрешности измерения этих величин, как показано в работе Розенберга (1972), можно пользоваться функцией распределения градин по размерам (5) в ее двухпараметрическом варианте при $\mu = \text{const}$. Поскольку больше половины спектров свежевыпавшего града имеют $\mu = 2$ (Абшаев, Чеповская, 1967), то все расчеты проводились в предположении $\mu = 2$.

Вначале рассмотрим радиолокационные характеристики ансамбля градовых частиц в наиболее простом случае так называемого сухого града.

Известно, что в зависимости от условий формирования градины могут расти в двух режимах — сухом и мокром. В облаке реально существуют области, в которых либо все градины в спектре, либо большая их часть растут в сухом режиме (Жекамухов, 1982). В радиолокационном смысле такие градины представляют собой однослойные частицы, для которых расчет поперечника рассеяния (3)—(4) имеет более простой вид.

Реальная градина по своему строению неоднородна и состоит из слоев, плотность которых может колебаться в пределах от 0,3 до 0,9 г/см³. Средняя плотность градины при этом является функцией ее размера, вида и числа слоев.

В работах Инюхина (2005) и Розенберга (1972) подробно рассмотрены радиолокационные характеристики сухого града с постоянной для всех градин в спектре плотностью.

На рис. 1 представлены типичные графики изменения отражаемости (η) и коэффициента ослабления (k) для четырех длин волн в предположении, что плотность всех градин составляет 0,9 г/см³. Такие же графики были построены для плотности градин 0,6 и 0,4 г/см³.

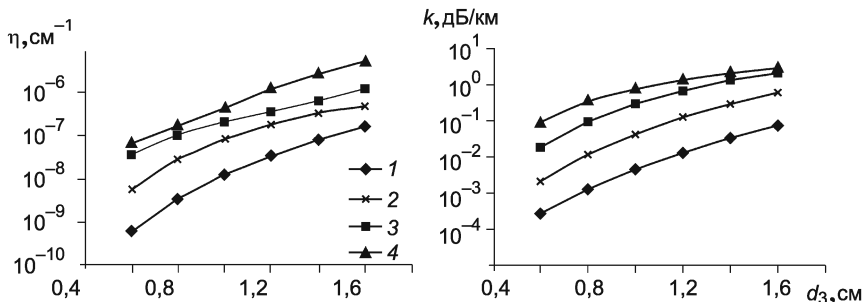


Рис. 1. Радиолокационные характеристики сухого града для четырех длин волн сантиметрового диапазона при $\rho = 0,916 \text{ г/см}^3$.

Кривая.....	1	2	3	4
λ см	10	5,6	3,2	2,0

Полученные оценки изменения радиолокационных характеристик града показывают, что с увеличением плотности льда града от $0,6$ до $0,9 \text{ г/см}^3$ отражаемость возрастает в среднем в два раза при $\lambda = 10 \text{ см}$ и в $3,7$ раза при $\lambda = 2,0 \text{ см}$.

При расчете радиолокационных характеристик по модели растущего града с переменной плотностью использовалось предположение о том, что плотность льда на градине является функцией ее размера (Инюхин, 2005). Кривые хода отражаемости (η) и коэффициента ослабления (k) для двух крайних длин волн из сантиметрового диапазона, полученные для града с постоянной и переменной плотностью, приведены на рис. 2.

Кривые, построенные в предположении о том, что плотность льда возрастает с увеличением размера градин (Жекамухов, 1982; Качурин, Гашин, 1962), проходят вблизи кривых с фиксированной для всего спектра градин плотностью $\rho = 0,6 \text{ г/см}^3$. Для более мелкого града расчетная кривая проходит несколько ниже кривой $\rho = 0,6 \text{ г/см}^3$, а для более крупного — выше.

Проведенный анализ зависимости радиолокационных характеристик града от плотности градин показал следующее:

для практического использования более приемлемой является радиолокационная модель сухого града с переменной плотностью, так как она физически более обоснована;

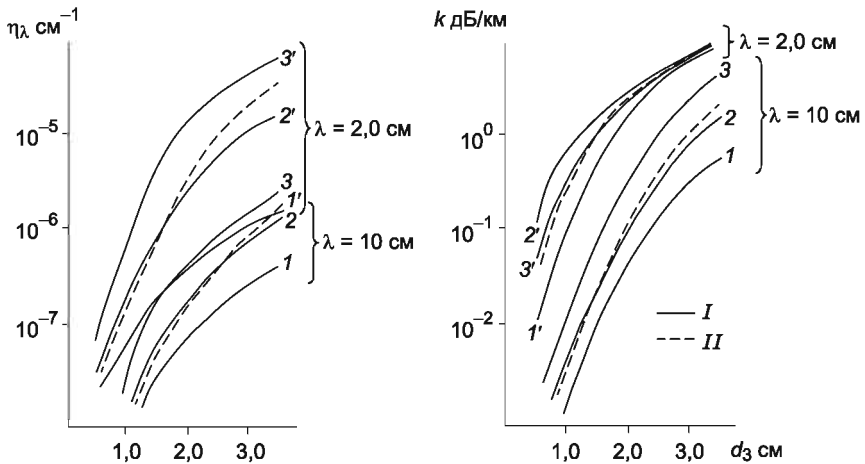


Рис. 2. Влияние плотности льда на радиолокационные характеристики града в предположении, что плотность града постоянна (I) и возрастает с увеличением размера градин (II) при $\lambda = 10$ см (1—3) и $\lambda = 2,0$ см (1'—3').

Кривая.....	1—1'	2—2'	3—3'
ρ г/см ³	0,4	0,6	0,9

зависимость отражаемости сухого града от его размера d_3 хорошо описывается степенной функцией: например, для $\lambda = 10$ см $\eta_{10} = 1,2 \cdot 10^{-8} d_3^{5,72} N$, а для $\lambda = 3,2$ см $\eta_{3,2} = 2,0 \cdot 10^{-7} d_3^{3,43} N$.

Далее рассмотрим особенности рассеяния радиолокационного сигнала на градинах, состоящих из льда с водой. При этом необходимо различать обводненный и губчатый град.

Обводненный град представляет собой ледяное ядро, покрытое пленкой воды. В радиолокационном смысле это двуслойная частица, поэтому должна быть использована более сложная расчетная схема, учитывающая большее число параметров, влияющих на конечный результат.

На рис. 3 приведены зависимости радиолокационной отражаемости (η) и коэффициента ослабления (k) града от его среднего кубического размера при разной толщине пленки воды на градинах. Штрих-пунктирными линиями указаны значения d_3 , при

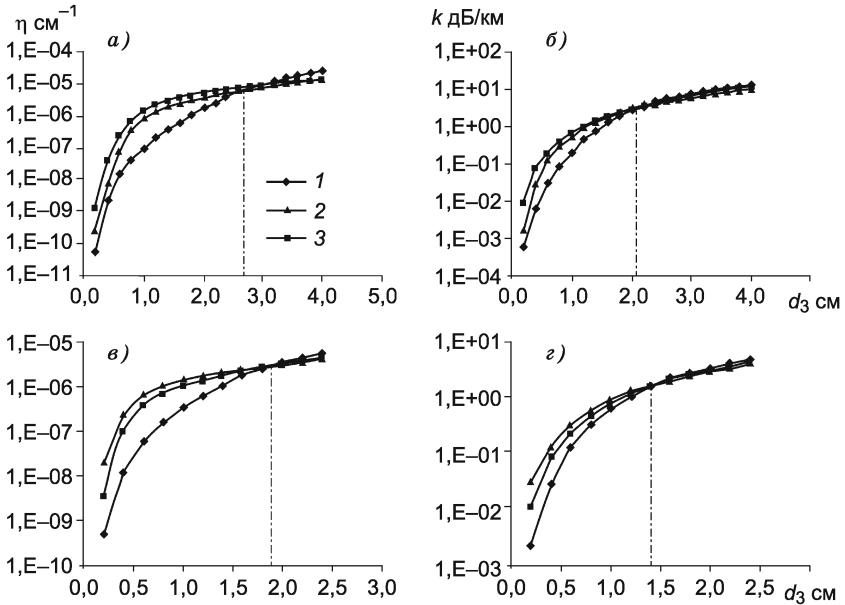


Рис. 3. Зависимость отражаемости и коэффициента ослабления града, покрытого пленкой воды толщиной h , от его среднего кубического размера при $\lambda = 5,6$ см (*a* и *б*) и $\lambda = 3,2$ см (*в* и *г*).

Кривая.....	1	2	3
h см.....	0,01	0,05	0,1

которых радиолокационные характеристики полидисперсного града становятся близкими (одинаковыми) для всех рассмотренных значений толщины водяной пленки. Эти характерные значения d_3 различны для разных λ и примерно равны $\lambda/2$. Для коэффициента ослабления эти значения меньше, чем для соответствующих значений отражаемости.

На рис. 4 представлены зависимости радиолокационной отражаемости (η) и коэффициента ослабления (k) града ($d_3 = 1$ см) от толщины пленки воды ($h = 0 \dots 0,1$ см). При изменении толщины водяной пленки на полидисперсном граде ($d_3 = 1$ см) от $h = 0$ до $h = 0,1$ см отражаемость возрастает для $\lambda = 10,0$ см в 21 раз, для $5,6$ см — в 15 раз, для $3,2$ см — в 8 раз и для $2,0$ см — в 3 раза.

Отметим некоторые особенности рассеяния электромагнитных волн обводненным градом.

1. Радиолокационные характеристики обводненного града лежат в промежутке между радиолокационными характеристиками сухого града и равновеликих капель воды.

2. Для $\lambda = 10$ см с увеличением толщины пленки воды на граде монотонно увеличиваются отражаемость и коэффициент ослабления. Для более коротких волн (5,6; 3,2 и 2,0 см) такая монотонность соблюдается лишь до определенного, характерного для данной длины волны значения среднего размера, а далее с увеличением размера наблюдается уменьшение отражаемости и коэффициента ослабления.

3. Характерный размер d_3 , при котором сходятся кривые отражаемости, для $\lambda = 5,6$ см равен 2,8 см, для $\lambda = 3,2$ см — 1,8 см, для $\lambda = 2,0$ см — 1,6 см.

4. Имеются некоторые особенности в поведении кривых, описывающих изменения коэффициента ослабления с увеличением d_3 : они сходятся при некоторых значениях d_3 и далее не расходятся.

5. Зависимость отражаемости обводненного града от его размера d_3 , так же как и в случае сухого града, хорошо описывается степенной функцией.

6. Зависимость отражаемости града от толщины пленки воды на градинах описывается функцией, аргументами которой являются длина волны и размер d_3 .

Град, внутри ледяной структуры которого присутствует вода, называется губчатым. При численном моделировании процессов рассеяния и ослабления электромагнитных волн на таком граде можно использовать модель однослойной сферы. Для определения диэлектрической проницаемости смеси, как правило, применяется выражение, предложенное Дэбаем:

$$\frac{\varepsilon_{\text{см}} - 1}{\varepsilon_{\text{см}} + 2} = F \frac{\varepsilon_1 - 1}{\varepsilon_1 + 2} + (1 - F) \frac{\varepsilon_2 - 1}{\varepsilon_2 + 2}, \quad (6)$$

где $\varepsilon_{\text{см}}$, ε_1 и ε_2 — диэлектрическая проницаемость смеси, воды и льда соответственно; F — относительный объем компонентов, составляющих смесь.

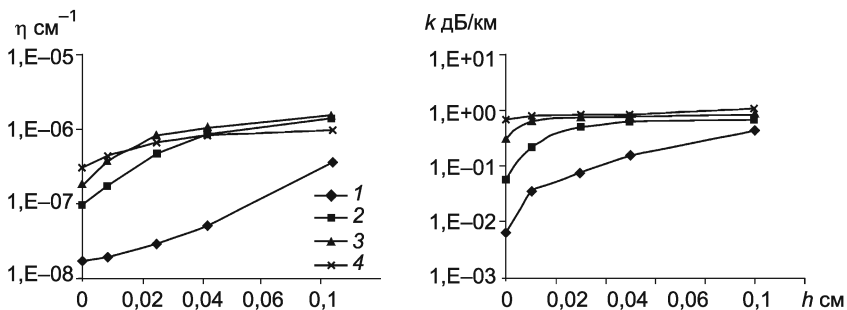


Рис. 4. Зависимость радиолокационной отражаемости (η) и коэффициента ослабления града (k) от толщины водяной пленки (h) на градинах при

$$d_3 = 1 \text{ см.}$$

Кривая	1	2	3	4
λ см.....	10	5,6	3,2	2,0

На рис. 5 представлены графики, описывающие рассеивающие и ослабляющие свойства губчатого града для четырех длин волн из сантиметрового диапазона при $F = 0,5$.

По своим параметрам губчатый град идентичен обводненному граду. Независимо от того, где расположена вода — внутри или снаружи, значения радиолокационной отражаемости и коэффициента ослабления града занимают промежуточное положение между аналогичными значениями для сухих градин и равновеликих

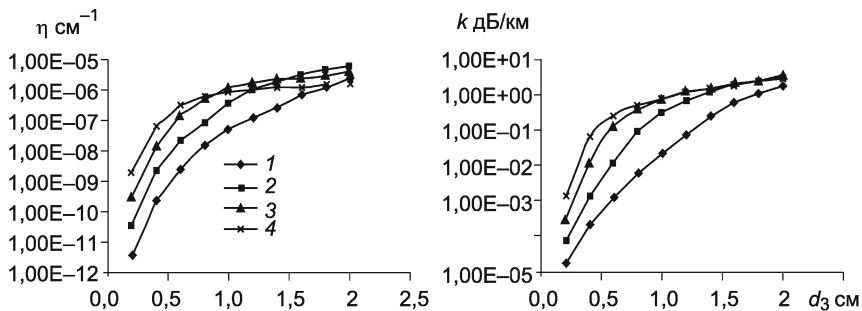


Рис. 5. Радиолокационные характеристики губчатого града для четырех длин волн сантиметрового диапазона и $F = 0,5$.

водяных сфер. Как и в случае обводненного града, отражаемость губчатого града возрастает с увеличением количества воды в градине лишь до определенного значения диаметра d_3 , а далее, с увеличением d_3 , картина меняется на обратную. Такая же закономерность наблюдается и для коэффициента ослабления.

Ход изменения отражаемости с увеличением количества воды в структуре губчатого града представлен на рис. 6.

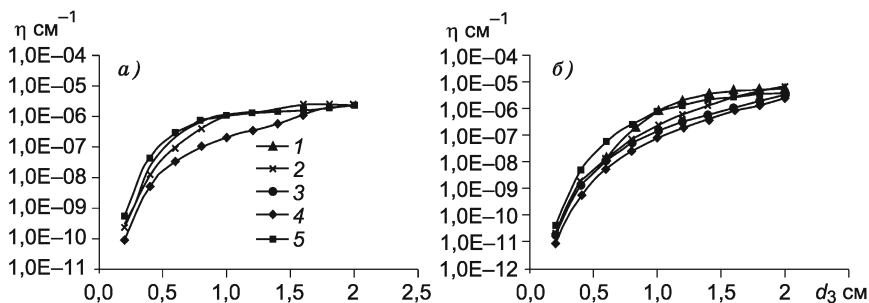


Рис. 6. Изменение отражаемости для длин волн 3,2 см (а) и 5,6 см (б) с увеличением количества воды в структуре губчатого града.

Заключение

Исследования рассеивающих свойств градин в сантиметровом диапазоне длин волн, соизмеримых с реальными размерами градин, показали следующее:

- наибольшее влияние на радиолокационную отражаемость и коэффициент ослабления оказывает размер града: изменение d_3 от 0,5 до 4,0 см приводит к увеличению отражаемости на три-четыре порядка и коэффициента ослабления на два-три порядка;

- отражаемость града пропорциональна d_3^α , и если для области рэлеевского рассеяния $\alpha = 6$, то для реального града α меняется от 5,5 до 1,8 в зависимости от длины волны и типа градин;

- вариации плотности льда на граде оказывают заметное влияние на его радиолокационные характеристики: например, с

увеличением плотности льда на градинах от 0,6 до 0,9 г/см³ отражаемость возрастает в среднем в 2,1 раза для $\lambda = 10$ см и в 3,7 раза для $\lambda = 2,0$ см;

— увеличение толщины пленки воды на граде (при $d_3 = 1$ см) от 0 до 0,1 см приводит к росту отражаемости более чем в 20 раз для $\lambda = 10,0$ см и в три раза для $\lambda = 2,0$ см;

— поведение радиолокационных параметров обводненного и губчатого града во многом схоже;

— как было показано в работах Инюхина (2005) и Розенберга (1972), влияние температуры градин на их радиолокационные характеристики несущественно;

— как показано в работе Инюхина (2005), отклонение параметра μ от значения $\mu = 2$ может привести к максимальной погрешности в определении отражаемости и коэффициента ослабления града, равной 40 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т., Розенберг В. И. (1969). Расчеты характеристик рассеяния и ослабления радиолокационного излучения градинами с поверхностным слоем воды // Труды ВГИ. Вып. 13. С. 183—205.

Абшаев М. Т., Чеповская О. И. (1967). О функции распределения града. — Метеорология и гидрология. № 6. С. 36—40.

Белов В. Ф., Креков Г. М. (1977). Процедура расчета амплитудных функций и факторов эффективности ослабления и рассеяния по Ми // Информационный бюллетень ГКНТБ СССР. Алгоритмы и программы. Вып. 216. С. 7—20.

Дейрменджан Д. (1971). Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. — М.: Мир. 165 с.

Жекамухов М. К. (1982). Некоторые проблемы формирования структуры градин. — М.: Гидрометеоздат. 168 с.

Жекамухов М. К., Жакамихов Х. М. Б., Инюхин В. С. (1989). Расчет радиолокационной отражаемости градовых облаков в стадии их максимального развития // Труды ВГИ. Вып. 74. С. 44—53.

Инюхин В. С. (2005). Некоторые результаты численного моделирования радиолокационных характеристик града / Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. — СПб: Гидрометеоздат, с. 189—202.

Инюхин В. С., Созаева Л. Т. (2008). Радиолокационные характеристики губчатого града / Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, посвященные 70-летию Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции АН СССР. — М.: Изд-во ЛКИ, с. 163—169.

Качурин Л. Г., Гашин Л. И. (1962). О плотности и структуре льда, растущего в потоке переохлажденного аэрозоля // Докл. АН СССР. Т. 149. С. 833—835.

Пытьев Ю. П., Инюхин В. С., Толмачев В. В. (1987). Некоторые результаты численного моделирования радиолокационных характеристик неоднородного града // Труды ВГИ. Вып. 67.

Розенберг В. И. (1972). Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. — Л.: Гидрометеоиздат.

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГРАДОВЫХ ОБЛАКОВ

В. С. Инюхин

Высокогорный геофизический институт
360030 г. Нальчик, пр. Ленина, 2
E-mail: Inuhin51@mail.ru

Адекватность радиолокационной модели градового облака может быть основана на правильном численном описании актов взаимодействия радиолокационного сигнала с рассматриваемой дисперсной средой (Степаненко, 1966; Степаненко, 1976). Для града необходимо различать рассеяние и ослабление радиолокационного излучения на частицах, растущих в облаке, и частицах, составляющих осадки. За счет обоснованной параметризации пространственно-временной изменчивости структуры облаков и осадков должны быть усовершенствованы существующие численные схемы расчета радиолокационных характеристик гидрометеоров при учете динамики изменения физических характеристик последних.

В дополнение к статической радиолокационной модели града (Абшаев, 1980; Пытьев и др., 1987; Розенберг, 1971, 1972 и др.) в данной работе сделана попытка представить динамическую радиолокационную модель градового облака, учитывающую изменения градин в процессе их роста и таяния. Такая модель состоит из двух независимых частей (подмоделей):

- радиолокационной подмодели градовых осадков;
- радиолокационной подмодели града, растущего в облаке.

Радиолокационная подмодель градовых осадков

В теплой части атмосферы выпадающие градины начинают таять и покрываться пленкой талой воды, которая может при определенных условиях срываться с ее поверхности, образуя капли дождя. Аэродинамические условия срыва избыточной

влаги с поверхности градины определяются скоростью ее обдува и, следовательно, размером градины. Модель выпадающего града основана на результатах, полученных в работах Будака и др. (1985), Жекамихова и др. (1989), Chong (1974), Rasmussen (1984, 1984a).

В работе Жекамихова и др. (1989) исследуется процесс таяния полидисперсного ансамбля градовых частиц при их падении в стратифицированной атмосфере. При этом рассматриваются следующие теоретические аспекты:

- образование и рост водяной пленки на поверхности градин,
- срыв пленки и формирование спектра капель,
- изменение обоих спектров в процессе падения,
- формирование и трансформация радиолокационной отражаемости на трех длинах волн.

Методика расчета таяния заключалась в следующем. Скорость таяния градин определялась выражением

$$\frac{dr}{dz} = - \frac{RK_T T_\infty}{rL_f \rho \left(\frac{r\lambda_b}{F(\lambda_b + LD\beta)} + h \right) v}, \quad (1)$$

где r — радиус ледяного ядра; h — толщина водяной пленки: $h = R - r$; L_f и L — скрытая теплота таяния и конденсации соответственно; ρ_d — плотность градины (в расчетах принималась равной $0,8 \text{ г/см}^3$); λ_b — коэффициент теплопроводности воздуха; D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе; $F = 1 + K \cdot 0,3\text{Re}^{1/2}$ — ветровой множитель; K — коэффициент шероховатости градин (принимался равным $1,5$); β — числовой множитель, равный $4,6 \cdot 10^{-7}$; v — установившаяся скорость падения градины; T_∞ — температура окружающего воздуха; K_T — коэффициент турбулентной теплопроводности в водяной оболочке.

Для определения коэффициента турбулентного теплообмена по всей толщине пленки K_T было использовано соотношение, полученное в работе Качурина, Гашина (1968):

$$K_T = 10^{-9} \frac{\rho \rho_v h^5 v^6}{\sigma \mu^3 Re^{0,6}}, \quad (2)$$

где ρ и ρ_v — плотность воздуха и воды соответственно, μ — коэффициент динамической вязкости воды.

Скорость нарастания пленки воды определялась по формуле

$$\frac{dh}{dz} = \left[\left(1 - \frac{\rho_{гр}}{\rho_u} \right) \frac{r^2}{R^2} - 1 \right] \frac{dr}{dz}. \quad (3)$$

Изменения температуры и плотности воздуха с высотой задавались следующими законами:

$$T_\infty = T_0 + \gamma z, \quad (4)$$

$$\rho = \rho_0 \exp\left(\frac{gz}{R_e T}\right). \quad (5)$$

Воздух в расчетах все время считался влажно насыщенным. Расчетный вариант срыва был следующий. При достижении критической толщины пленки воды на градине

$$h_{кр} = 0,067 R^{-0,9} \quad (6)$$

происходит срыв части воды. При этом срывающаяся масса воды удовлетворяет условию

$$M_{сop} = 0,75 R^{1,1} - 0,52 R - 0,065. \quad (7)$$

Частота срыва воды в работе Будака (1985) аппроксимирована выражением

$$N' = 15,6 (d_{гр} - 0,6)^{1,56}. \quad (8)$$

В результате срыва образовывались капли различного размера (рис. 1).

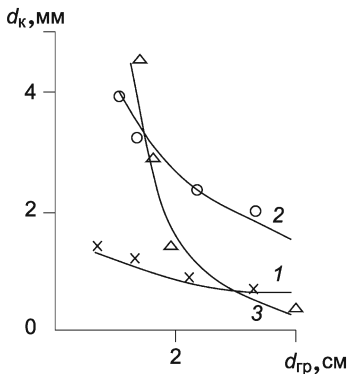


Рис. 1. Зависимость размера капель (d_k) при срыве талой воды с поверхности градины от ее диаметра ($d_{гр}$).

1 и 2 — соответственно средний и максимальный диаметры капель по данным Будака (1985), 3 — средний размер капель по данным Rasmussen (1984a).

Для каждого расчетного уровня, после того как начался срыв капель, строился общий спектр размеров капель. Для выполнения расчетов использовался ансамбль градин в соответствии с гамма-распределением:

$$n(r) = N \frac{b^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} \frac{r^\mu}{\bar{r}^{\mu+1}} e^{-b \frac{r}{\bar{r}_3}}, \quad (9)$$

где $b = \sqrt{(\mu+1)(\mu+2)(\mu+3)}$; μ — параметр формы кривой распределения, \bar{r}_3 — среднекубический радиус градин.

Падение градин начинается с уровня нулевой изотермы; при этом считается, что спектр града остается неизменным на каждом уровне (условие стационарности).

В результате расчетов в работе Жекамихова и др. (1989) была получена зависимость толщины пленки воды h от радиуса градины R и пути таяния H , которая может быть аппроксимирована формулой вида

$$h(R, H) = B(H) R^{-\beta(H)}, \quad (10)$$

где коэффициенты $B(H)$ и $\beta(H)$ в зависимости от пути H определяются из табл. 1.

Таблица 1

Значения коэффициентов B и β в зависимости от пути таяния H

H км	B	β	H км	B	β
0,5	0,0041	0,73	2,0	0,039	0,65
1,0	0,015	0,68	3,0	0,048	0,72
1,5	0,033	0,64	4,0	0,048	0,84

Используя изложенную модель таяния, можно рассчитать значения радиолокационной отражаемости града для различных длин волн и различных H , используя соотношение

$$\eta_{\text{гр}} = 10^{-6} \int_{r_{\text{min}}}^{r_{\text{max}}} \sigma_{\text{гр}}(h, r) n_{\text{гр}}(r) dr. \quad (11)$$

Так, при $H = 3$ км получены следующие соотношения для отражаемости на длинах волн 10; 5,6 и 3,2 см:

$$\eta_{10} = 510^{-8} d_3^{4,36}, \quad (12)$$

$$\eta_{5,6} = 4,810^{-7} d_3^{2,69}, \quad (13)$$

$$\eta_{3,2} = 110^{-6} d_3^{1,24}. \quad (14)$$

При $H = 3$ км имеем следующие соотношения для основных параметров микроструктуры града, полученные двухволновым методом:

для размера града

$$\bar{d}_3 = 2,83 \left(\frac{\eta_{3,2}}{\eta_{10}} \right)^{-0,31}; \quad (15)$$

для концентрации града

$$N = 1,91 \cdot 10^5 \eta_{3,2}^{1,39} \eta_{10}^{-0,39}; \quad (16)$$

для потока кинетической энергии града

$$\dot{E} = 2,3 \cdot 10^7 \eta_{3,2}^{0,1} \eta_{10}^{0,9}; \quad (17)$$

для ледности

$$W = 1,8 \cdot 10^6 \eta_{3,2}^{0,47} \eta_{10}^{0,53}; \quad (18)$$

для коэффициента ослабления в граде на $\lambda = 3,2$ см

$$k_{3,2} = 1,1 \cdot 10^6 \eta_{3,2}^{0,81} \eta_{10}^{0,19}. \quad (19)$$

На практике при радиолокационных исследованиях градовых осадков, а также в практике градозащиты удобно использовать универсальную формулу для расчета размера града в осадках, учитывающую вертикальный угол радиолокационного зондирования (угол места) ε :

$$\bar{d}_3 = A(H) \left(\frac{\eta_{3,2}}{\eta_{10}} \right)^{\alpha(H)}, \quad (20)$$

где $A(H) = 4,62 - 0,35H$; $\alpha(H) = 0,05H - 0,49$; $H = H_0 - r \sin(\varepsilon)$.

В результате выпадения града в теплой части атмосферы часть льда превращается в воду, выпадающую в виде дождя. Важное значение для практики имеют количественные оценки параметров дождя, сопровождающего град, а также соотношение между ледяной и дождевой составляющими в осадках. Так называемый коэффициент таяния связывает ледность выпадающего града и водность жидких осадков, образовавшихся при его таянии:

$$K = \frac{W_{\text{гр}}}{W_{\text{т.в}}} = \frac{\frac{1}{6} \pi \rho_{\text{гр}} \bar{d}_3^3}{\int_{d_{\text{min}}}^{d_{\text{max}}} m_{\text{т.в}}(d) n(d) dd}, \quad (21)$$

где $W_{\text{гр}}$ — ледность выпадающего града; $W_{\text{т.в}}$ — водность талой воды; \bar{d}_3 — среднекубический размер града; $\rho_{\text{гр}}$ — интегральная плот-

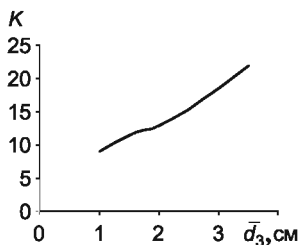


Рис. 2. Зависимость коэффициента таяния (K) от среднекубического размера града (\bar{d}_3).

ность градины; $m_{т.в}$ — масса талой воды, срывающаяся с градины размером d ; $n(d)$ — функция распределения градин по размерам.

На основании исследований, проведенных в работе Жекамихова и др. (1989), было получено, что для града с $\bar{d}_3 = 3$ см талая вода составляет $1/22$ часть выпадающего града. Для реального диапазона размеров града \bar{d}_3 была найдена зависимость, связывающая коэффициент таяния K с \bar{d}_3 (рис. 2).

Наибольший интерес представляет представленная на рис. 3 зависимость интенсивности дождя, вызванного таянием града, от его среднекубического размера, которая может быть аппроксимирована формулой вида

$$I = 5,24\bar{d}_3^{2,85}. \quad (22)$$

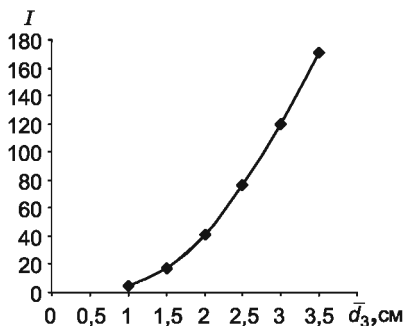


Рис. 3. Зависимость интенсивности осадков (I) от среднекубического размера града (\bar{d}_3).

Радиолокационная подмодель града, растущего в облаке

В естественных условиях градового облака чаще всего реализуется ситуация, когда лишь часть градин в спектре растет в мокром режиме под пленкой воды, другая же часть градин в процессе роста остается сухой. Соотношение между числом градин, растущих в разных режимах, а также толщина пленки воды будут определяться температурой и водностью облака. Таким образом, толщина пленки воды на градинах и соотношение сухих и обводненных градин в спектре будут определяться их размерами и параметрами облака. Критическое значение водности облака $\omega_{кр}$, температура окружающей среды θ_∞ и критический радиус градин $R_{кр}$, при котором наступает режим мокрого роста, связаны соотношением

$$R_{кр} = \left[\frac{4c_1\lambda c_2 \left(\frac{2K}{\nu}\right)^{1/2} Pr^{1/3} \theta_\infty}{E\omega_{кр}c_3(L + C_{ж}\theta_\infty)} \right]^{4/3}, \quad (23)$$

где λ , ν — коэффициенты теплопроводности и кинематической вязкости воздуха соответственно; E — интегральный коэффициент коагуляции градин с облачными каплями; L — удельная теплота кристаллизации воды; $C_{ж}$ — теплоемкость воды; $c_1 \approx 0,3$; $c_2 = 1,6$; $c_3 \cong 2 \cdot 10^3 \text{ см}^{1/2} \text{ с}^{-1}$ — числовые коэффициенты.

На рис. 4 представлен спектр града, разделенный на две части: в левой части (более мелкий град) происходит рост сухого града, в правой — рост мокрого града.

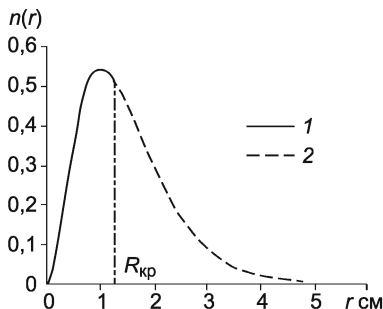


Рис. 4. Схематическое разделение спектра града на сухой рост (1) и мокрый рост (2).

В работах Розенберга (1972), Розенберга и др. (1971) исследованы зависимости радиолокационной отражаемости $\eta_{3,2}$ растущего в облаке града от термодинамических параметров облака. В работе Пытьева и др. (1987) расчеты радиолокационных характеристик града проводились для радиолокационного сигнала на длине волны 10 см, так как эта длина волны широко используется в серийных метеорадиолокаторах.

Расчетные формулы для радиолокационной отражаемости и коэффициента ослабления в случае неоднородного града имеют следующий вид:

$$\eta = 10^{-6} \left(\int_{r_{\min}}^{r_{\text{кр}}} n(r) \sigma_p(r) dr + \int_{r_{\text{кр}}}^{r_{\max}} n(r) \sigma_p(r, h) dr \right), \quad (24)$$

$$\gamma = 0,4343 \left(\int_{r_{\min}}^{r_{\text{кр}}} n(r) \sigma_{\text{oc}}(r) dr + \int_{r_{\text{кр}}}^{r_{\max}} n(r) \sigma_{\text{oc}}(r, h) dr \right), \quad (25)$$

где σ_p и σ_{oc} — поперечные сечения обратного рассеяния и полного ослабления; $r_{\text{кр}}$ — критическое значение радиуса градины, разделяющей сухой и мокрый рост; $n(r)$ — функция распределения града по размерам (гамма-функция (9) с $\mu = 2$).

Толщина водяной пленки на поверхности обводненных градин может быть рассчитана по формуле (Качурин, 1968)

$$h = \left[\frac{5,1 \cdot 10^6 \rho_{\text{л}} L q E \sigma \mu_D^3 \text{Re}^{0,6}}{\alpha^3 C_{\text{в}} \rho_{\text{в}} \rho_{\text{вз}} V^5 (t_0 - t) \left[1 - \frac{2,96}{t_0 - t} \left(\frac{V q E}{\rho_{\text{в}}} \right)^{0,529} \right]} \right]^{1/4}, \quad (26)$$

где σ — удельное поверхностное натяжение воды; μ_D — динамическая вязкость воды; Re — число Рейнольдса для воздушного потока; α — относительная интенсивность турбулентности в жидкой пленке, принятая равной 0,2; $C_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость воды; $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{в}}$ и $\rho_{\text{вз}}$ — плотность льда, воды и воздуха соответственно.

но; t_0 и t — температура стабильного равновесия фаз и переохлажденных капель соответственно; V — скорость водяного аэрозоля относительно градины; q — водность.

Расчеты проводились при следующих значениях параметров: $N = 1 \text{ м}^{-3}$; $d_{\min} = 0,1 \text{ см}$; $t = -10, -15, -20 \text{ °C}$; $d_3 = 0,6 \dots 3,6 \text{ см}$ и эффективной водности qE , равной 1, 3, 5, 10 г/м^3 . Плотность льда для града, растущего в сухом режиме роста, принималась равной $0,75 \text{ г/см}^3$, в мокром режиме — $0,916 \text{ г/см}^3$.

На рис. 5 приводится зависимость радиолокационной отражаемости η и коэффициента ослабления γ неоднородного града от его среднекубического диаметра d_3 при $\lambda = 10,0 \text{ см}$.

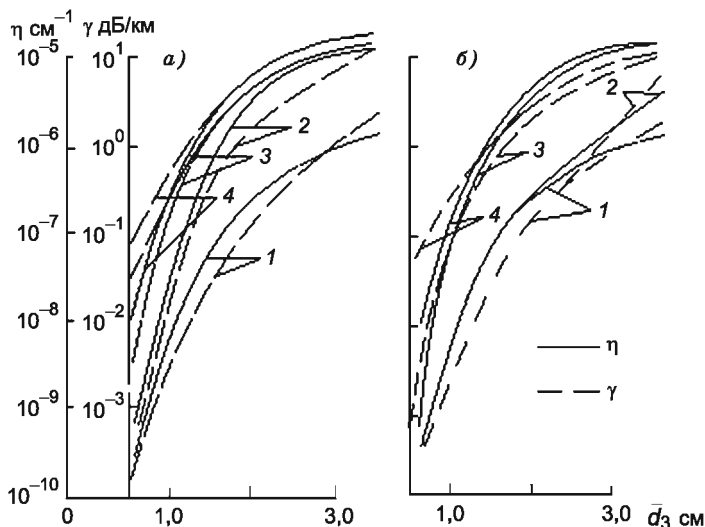


Рис. 5. Зависимость радиолокационной отражаемости (η) и коэффициента ослабления (γ) неоднородного града от его среднекубического диаметра (d_3) при $\lambda = 10,0 \text{ см}$, температуре -10 °C (а) и -15 °C (б) и различных значениях эффективной водности.

Кривые	1	2	3	4
$qE \text{ г/м}^3$	1	3	5	10

Из рис. 5 видно, что отражаемость и коэффициент ослабления сигнала существенно зависят от термодинамических параметров облака: при температуре $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ кривые 1, описывающие радиолокационные характеристики неоднородного града с $qE = 1\text{ г/м}^3$, совпадают с характеристиками полидисперсного ансамбля сухих градин. При температуре $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ такое совпадение наблюдается при $qE = 3\text{ г/м}^3$. При большой водности рассеяние на неоднородном граде нельзя отождествлять с рассеянием на сухих градинах, так как увеличивается доля градин, растущих в мокром режиме, и при эффективной водности, равной 10 г/м^3 , в силу обводненности почти всех градин спектр рассеяния на неоднородном граде мало отличается от рассеяния на ансамбле равновеликих водяных сфер. Однако поскольку при увеличении переохлаждения в облаке возрастает доля градин, растущих в сухом режиме, то эта закономерность наблюдается при больших значениях водности.

Вариации радиолокационной отражаемости, обусловленные неоднозначностью температуры и водности в облаке, как это видно из графиков, составляют 1,5 порядка, а вариации коэффициента ослабления — 2,5 порядка.

На рис. 6 приведены кривые, описывающие радиолокационные характеристики неоднородного града в сравнении с теми же характеристиками обводненного града с фиксированной для всего спектра толщиной пленки.

Из рисунка видно, что кривые, описывающие ход радиолокационных параметров для града с фиксированной толщиной пленки, лежат между кривой 1, описывающей ход радиолокационных параметров для неоднородного града при водности $qE = 10\text{ г/м}^3$, и соответствующей кривой при водности, равной 1 г/м^3 . Это говорит о том, что значения радиолокационных характеристик неоднородного града при некоторых термодинамических параметрах могут совпадать с соответствующими характеристиками однородного града с фиксированной пленкой воды.

Из изложенного выше следует, что термодинамические параметры градового облака оказывают существенное влияние на прохождение радиолокационного сигнала, и этот факт необходимо учи-

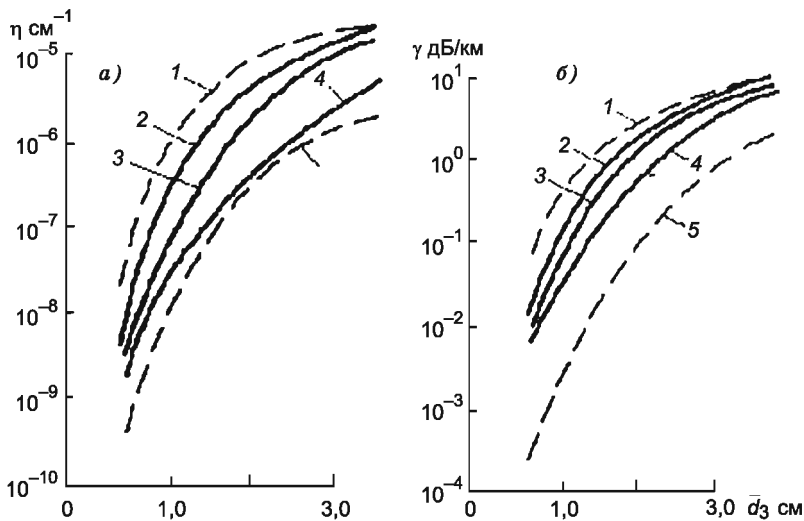


Рис. 6. Зависимость радиолокационной отражаемости (η) и коэффициента ослабления (γ) града от его среднекубического диаметра (d_3) при $\lambda = 10,0$ см.

1 — неоднородный град ($qE = 10$ г/м³, $t = -10$ °С); 2 — обводненный град с толщиной пленки воды $h = 0,1$ см; 3 — обводненный град с $h = 0,05$ см; 4 — обводненный град с $h = 0,01$ см; 5 — сухой град.

тывать при интерпретации радиолокационных измерений в любом физико-географическом регионе (Синькевич и др., 2011, 2011а).

Модельные расчеты градового облака (Жекамухов, 1989) показывают, что рост града происходит в основном в интервале температур от -10 до -25 °С. На этот температурный интервал приходится максимум жидкокапельной водности, который для различных по мощности облаков в основном колеблется от 3 до 6 г/м³.

На рис. 7 представлен ход основных расчетных параметров градового облака 14 июля 1982 г. Рост града, как это видно из рисунка, происходит в интервале высот от 5 до 7,5 км в температурном диапазоне $-8...-25$ °С, жидкокапельная водность при этом меняется от 5,7 до 1,5 г/м³.

В зоне роста града толщина пленки воды h , которая может удерживаться на поверхности градины, зависит от радиуса

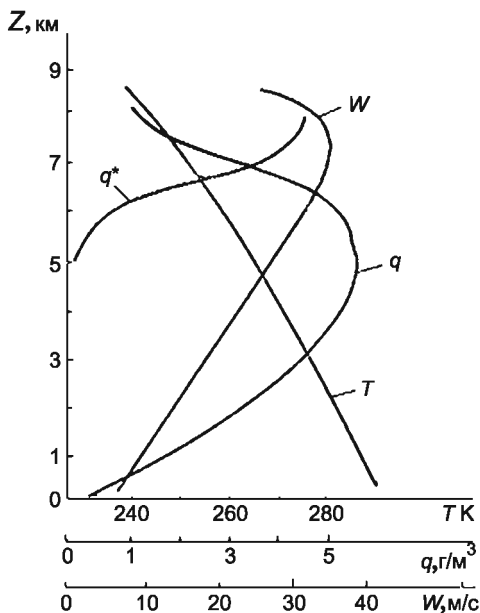


Рис. 7. Ход основных расчетных параметров градового облака 14 июля 1982 г.

последней и уменьшается с увеличением этого радиуса (Жекамухов, 1982). На рис. 8 приведен ход изменения толщины пленки воды h в зависимости от размера градин.

Из рисунка видно, что толщина водяной пленки h на поверхности градин, растущих в мокром режиме, составляет доли миллиметра и уменьшается с увеличением размера градин.

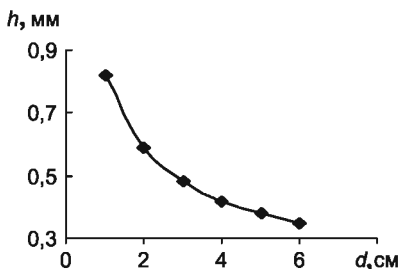


Рис. 8. Толщина пленки воды (h) на градинах различного размера (d), рассчитанная по формуле (26).

Вертикальный профиль параметров облака в зоне роста града приведен в табл. 2.

Из таблицы видно, что уже начиная с 6 км все бóльшая часть градовых частиц растет в сухом режиме.

Согласно традиционной методике интерпретации радиолокационных данных, при расчете отражаемости считалось, что все градины в спектре покрыты пленкой воды постоянной величины ($h = 0,05$ см) (Абашеев, 1980), однако полученные результаты показывают, что и для тающего, и для растущего града ситуация с пленкой воды имеет более сложный вид. В табл. 3 представлены значения радиолокационной отражаемости, рассчитанные для града с $d_3 = 1,2$ см для различных параметров, взятых из табл. 2. Там же приведены отношения значений отражаемости, рассчитанных для однородного и обводненного града с толщиной пленки $h = 0,05$ см.

Таблица 2

Вертикальный профиль параметров облака, полученный по модельным расчетам по данным за 14 июля 1982 г.

Параметр	z км					
	5	5,5	6	6,5	7	7,5
t °C	-8	-11	-14,5	-18	-21,5	-25
q г/м ³	5,7	5,4	5,1	4	3	1,5
$d_{кр}$ см	0,42	0,91	1,78	4,46	11,30	42,44

Таблица 3

Изменение отражаемости с высотой

η	Δz км					
	5	5,5	6	6,5	7	7,5
η_{10}	3,88E-07	8,02E-08	3,66E-08	2,72E-08	2,72E-08	2,72E-08
$\eta_{10}/$	1,87	0,39	0,18	0,13	0,13	0,13
$\eta_{10h=0,05}$	1,97E-06	8,12 10 ⁻⁷	6,92 10 ⁻⁷	1,82 10 ⁻⁷	1,82 10 ⁻⁷	1,82 10 ⁻⁷
$\eta_{3,2}$	1,42	0,58	0,50	0,13	0,13	0,13
$\eta_{3,2h=0,05}$						

Проводя исследование града в автоматизированном режиме, предпочтительно использовать единую расчетную схему определения его микроструктуры для двух областей существования града — области роста града в облаке и области его выпадения в теплой части атмосферы. Параметром, разделяющим эти области, является высота нулевой изотермы H_0 . На рис. 9 приводится фрагмент блок-схемы расчета микрофизических параметров града.

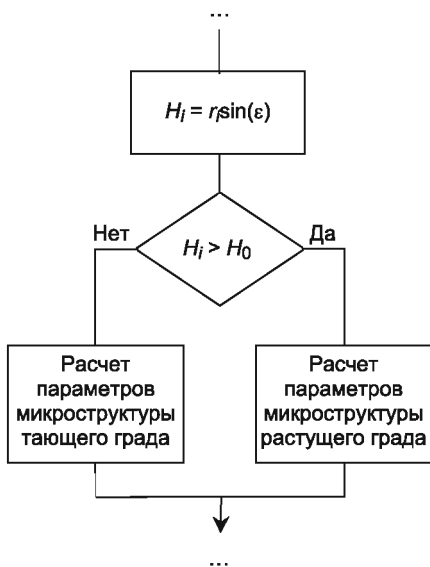


Рис. 9. Фрагмент алгоритма расчета микрофизических параметров града.

Выводы

В градовом облаке имеются две области существования града — область роста града и область его выпадения (таяния), которые существенно различаются по условиям формирования поверхностной пленки на градинах. На основании рассмотренной динамической радиолокационной модели града для каждой об-

ласти сформулированы подходы, позволяющие уточнить расчет радиолокационных характеристик как для града, растущего в облаке, так и для градовых осадков.

Для повышения точности радиолокационного определения микрофизических параметров града в расчетные схемы необходимо включать информацию о высоте нулевой изотермы H_0 для того, чтобы отделить растущий град от выпадающего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Т. и др. (1980). Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5, МРЛ-6 в системе градозащиты. — Л.: Гидрометеиздат.

2. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. (1972). Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. № 9. С. 925—935.

3. Будак И. В., Дьячук В. А., Рудько Ю. С. (1985). О генерации капель осадков тающими градинами // Труды УкрНИИ. Вып. 206. С. 20—28.

4. Жекамихов Х. М., Инюхин В. С., Макитов В. С. (1989). Трансформация радиолокационных характеристик спектра тающего града // Труды ВГИ. Вып. 79. С. 83—89.

5. Жекамухов М. К. (1982). Некоторые проблемы формирования структуры градины. — М.: Гидрометеиздат, с. 162.

6. Жекамухов М. К., Жекамихов Х. М., Инюхин В. С. (1989). Расчет радиолокационной отражаемости градовых облаков в стадии их максимального развития // Труды ВГИ. Вып. 74. С. 44—53.

7. Качурин Л. Г., Гашин Л. И. (1968). О плотности и структуре льда, растущего в потоке переохлажденного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 4, № 1. С. 93—96.

8. Пытьев Ю. П., Инюхин В. С., Толмачев В. В. (1987). Некоторые результаты численного моделирования радиолокационных характеристик неоднородного града // Труды ВГИ. Вып. 67. С. 85—90.

9. Розенберг В. И. (1972). Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. — Л.: Гидрометеиздат.

10. Розенберг В. И., Воробьев Б. М. (1971). Рассеяние и ослабление электромагнитных волн длиной 3,2 см неоднородным градом // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 7, № 6. С. 632—637.

11. Синькевич А., Краус Т., Веремей Н., Довгалюк Ю., Степаненко В., Макитов В. (2011). Комплексные исследования характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефици-

та влажности. Часть I. Натурные наблюдения и численное моделирование // Метеорология и гидрология. — М.: Гидрометеоздат, № 2. С. 44—59.

12. Синькевич А., Краус Т., Веремей Н., Довгалюк Ю., Степаненко В., Маки-тов В. (2011а). Комплексные исследования характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита влажности. Часть II. Анализ данных спутника «Метеосат» // Метеорология и гидрология, № 3. С. 36—47.

13. Степаненко В. Д. (1976). Об эффективности получения и использования радиолокационной метеорологической информации // Труды ГГО. Вып. 383. С. 26—33.

14. Степаненко В. Д. (1966). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат. 351 с.

15. Chong S., Chen C. S. (1974). Water shells on the ice pellets and hailstones // J. Atmos. Sci. № 31. P. 1391—1394.

16. Rasmussen R. M., Levirrani V., Pruppacher H. R. (1984). A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. II: A theoretical study of frozen drops of radius $< 500 \mu\text{m}$ // J. Atmos. Sci. V. 41, № 3. P. 374—380.

17. Rasmussen R. M., Levirrani V., Pruppacher H. R. (1984). A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. III: Experiment and theory for spherical ice particles of radius $> 500 \mu\text{m}$ // J. Atmos. Sci. V. 41, № 3. P. 381—388.

**ВЛИЯНИЕ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДЫ НА ПАРАМЕТРЫ
ОБЛАКОВ И ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ
В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПОДВЕРГШИХСЯ
ВОЗДЕЙСТВИЮ ЧАСТИЦАМИ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ
РЕАГЕНТОВ**

М. Р. Ватиашвили

Ставропольская Военизированной служба по активному воздействию
на метеорологические и другие геофизические процессы
357000 г. Невинномыск, ул. Пятигорское шоссе, 2

Постановка задачи

Северный Кавказ являются одним из развитых сельскохозяйственных регионов и основным поставщиком зерновых культур в РФ, на урожай которых существенное влияние оказывают катастрофические засухи и градобития. С целью предотвращения засух в Ставропольском крае с 1986 г. проводятся работы по искусственному увеличению осадков (ИУО) из облаков и облачных систем (ОС), а с 1994 г. — противогодовая защита (ПГЗ) сельскохозяйственных культур. Работы по искусственному увеличению осадков проводятся с применением частиц льдообразующих (AgI , CO_2 , N_2) и гигроскопических (NaCl) реагентов (Ватиашвили, 2008; Ватиашвили, Макуашев, 2009; Методические указания, 1988; Руководящий документ, 2010).

В основу работ по искусственному увеличению осадков и противогодовой защите были положены гипотезы микрофизического и динамического засева облаков и облачных систем частицами льдообразующих и гигроскопических реагентов (ЧЛР и ЧГР), которые диспергировались с помощью самолетов и противогодовых ракетных установок в облака и облачные системы в зону формирования осадков, где температура воздуха составляет $-(6 \pm 3)^\circ\text{C}$.

При микрофизическом засеве концентрация льдообразующих реагентов в зоне формирования осадков изменяется от 10^3 до

10^4 м^{-3} . При такой концентрации льдообразующие реагенты не могут оказать существенного влияния на увеличение скрытой теплоты кристаллизации, выделяемой в облаках и облачных системах при фазовых переходах, а следовательно, на температуру ($\Delta T_{\text{обл}}$), максимальную скорость восходящих потоков (W_m), высоту верхней границы облаков (H_v) и ее приращение (Δh_{06}), на мощность в целом (ΔH) и мощность области отрицательных температур (ΔH_n), абсолютную водность (q_m), количество и интенсивность выпавших осадков (Матвеев, 1976; Денис, 1983; Ватиашвили, Калов, 1991; Краус и др., 2006; Краус и др., 2007; Ватиашвили, 2000; Ватиашвили, 2008; Баранов и др., 2008; Сванидзе и др., 1986; Руководящий документ, 2010).

При динамическом засеве облаков и облачных систем льдообразующие частицы, концентрация которых в зоне формирования осадков изменяется от 10^5 до 10^{10} м^{-3} и более, при фазовых переходах могут существенно повлиять на увеличение скрытой теплоты кристаллизации, а следовательно, на изменение вышеперечисленных геометрических и физических параметров облаков и облачных систем, (Матвеев, 1976; Денис, 1983; Экба, Ватиашвили, 1998; Ватиашвили, 2000).

В Ставропольском крае средняя многолетняя физическая и экономическая эффективность противогололедной защиты составляет 96,7 % и 360,1 млн рублей соответственно (Ватиашвили, 2008), а работ по искусственному увеличению осадков — 67 % и 95,2 млн рублей соответственно (Ватиашвили, 2004).

Дальнейшее повышение эффективности работ по искусственному увеличению осадков и противогололедной защите может быть осуществлено за счет совершенствования существующих и разработки новых моделей и методов:

- теоретических моделей облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и при активных воздействиях льдообразующими реагентами;
- методов радиолокационных наблюдений за облаками и облачными системами;
- технических средств активных воздействий;

– методов изыскания льдообразующих и гигроскопических реагентов.

Целью представленной работы является оценка влияния фазовых переходов воды на параметры облаков и облачных систем, как развивающихся в естественных условиях, так и подвергшихся воздействию частицами льдообразующих реагентов.

Материалы и применяемая методика исследования

Материалами исследования послужили данные радиозондирования атмосферы аэрологической станции Минеральные Воды за период май — август 2008 г. Для анализа были выбраны данные девяти радиозондирований, проведенных в дни воздействий на градовые процессы, близкие по времени к моменту начала развития мощной конвекции. По данным радиозондирования строились аэрологические диаграммы, на основе которых рассчитывались параметры облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию различными дозами частиц льдообразующих реагентов (среднее и экстремальное значения, среднеквадратическое отклонение (σ), коэффициент вариации (V)).

Оценивались различия между средними значениями параметров облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и при воздействии различными дозами частиц льдообразующих реагентов, приводящих к замерзанию 0,1; 0,25 и 0,5 части их максимальной абсолютной водности q_{mi} .

В качестве условий значимого различия между средними значениями параметров облаков и облачных систем при уровне $\alpha = 0,05$ (критерий двусторонний) и числе случаев $n_1 = n_2 = 9$, использовались следующие критерии Манна—Уитни (Рунион, 1982):

– экспериментальное значение U_{ϑ} должно быть меньше или равно табличному значению U_{τ} , т. е. $U_{\vartheta} \leq U_{\tau}$;

– экспериментальное значение U'_{ϑ} должно быть больше или равно табличному значению U'_{τ} , т. е. $U'_{\vartheta} \geq U'_{\tau}$.

Вывод уравнений для расчета параметров облаков и облачных систем

Уравнения для расчета параметров облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами, выводились с учетом следующих фазовых переходов:

$i = 1$ (пар—вода)_{1конд.,б/возд} — конденсация водяного пара в облаках и облачных системах, не подвергшихся воздействию;

$i = 2$ (вода — лед)_{2к,б/возд} — замерзание капель воды в облаках и облачных системах, не подвергшихся воздействию;

$i = 3$ (вода — лед)_{3к,возд} — замерзание капель воды в облаках и облачных системах, подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами;

$i = 4$ (пар — лед)_{4абл,возд} — аблимация (перегонка водяного пара на ядрах кристаллизации минуя жидкую фазу в облаках и облачных системах, подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами).

В основу оценки влияния скрытой теплоты кристаллизации на приращение $\Delta T_{\text{обл}}$ и $\Delta h_{\text{обл}}$ в облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию ЧЛР, положено уравнение, которое было выведено в работе Матвеева (1976) для расчета уровня конденсации:

$$\Delta h_{\text{конд}} = \frac{T_3 - \tau_3}{\gamma_\tau - \gamma} = \frac{\Delta T_3}{\Delta \gamma}, \quad (1)$$

где T_3 и τ_3 — температура (°C) воздуха и точки росы у поверхности земли соответственно; γ_τ и γ — вертикальный градиент (°C/м) температуры точки росы (γ_τ) и окружающего воздуха (γ) в подоблачном слое атмосферы (от уровня земли z_3 до уровня конденсации $z_{\text{конд}}$):

$$\gamma_\tau = \frac{\tau_{\text{конд}} - \tau_3}{z_{\text{конд}} - z_3}, \quad (2)$$

$$\gamma = \frac{T_{\text{конд}} - T_3}{z_{\text{конд}} - z_3}; \quad (3)$$

$T_{\text{конд}}$ и $\tau_{\text{конд}}$ — температура (°C) воздуха и точки росы на уровне конденсации соответственно.

Уравнение (1) с учетом типов фазовых переходов приобретает вид

$$\Delta h_{\text{обл}} = \sum_{i=1}^4 \left(\frac{\Delta T}{\Delta \gamma} \right)_{i\text{обл}} = \left(\frac{\Delta T}{\Delta \gamma} \right)_{1\text{конд.б/возд}} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta \gamma} \right)_{2\text{кб/возд}} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta \gamma} \right)_{3\text{квозд}} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta \gamma} \right)_{4\text{абл.возд}}, \quad (4)$$

где $i = 1, 2, 3, 4$ — номер типа фазовых переходов воды в облаках и облачных системах; $\Delta T_{i\text{обл}} = T_i - T_{i-1}$ — приращение температуры (°C) в облаках и облачных системах на уровне стрельбы при соответствующих типах фазовых переходов; $\Delta \gamma_{i\text{обл}} = \gamma_{i-1} - \gamma_i$ — приращение вертикального градиента температуры (°C/м) влажных адиабат в облачном слое атмосферы от уровня стрельбы (индекс «стр») до уровня конвекции (индекс «конв») при соответствующих типах фазовых переходов.

Для расчета $\Delta \gamma_{i\text{обл}}$, γ_{i-1} и γ_i привлекалось следующее уравнение:

$$\gamma_{i\text{обл}} = \frac{T_{i\text{конв}} - T_{i\text{стр}}}{z_{i\text{конв}} - z_{i\text{стр}}}. \quad (5)$$

Подставив в уравнение (5) значение $i = 1$, соответствующее первому типу фазового перехода (пар—вода)_{1конд.б/возд} в облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях, получим следующее уравнение для расчета:

$$\gamma_1 = \frac{T_{1\text{конв}} - T_{1\text{стр}}}{z_{1\text{конв}} - z_{1\text{стр}}}. \quad (6)$$

Подставив в уравнение (5) значение $i = 2$, соответствующее второму типу фазового перехода (вода—лед)_{2к,б/возд} в облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях, получим следующее уравнение для расчета:

$$\gamma_2 = \frac{T_{2,\text{конв}} - T_{2,\text{стр}}}{z_{2,\text{конв}} - z_{2,\text{стр}}}. \quad (7)$$

Вычитая из уравнения (6) уравнение (7), получаем:

$$\Delta\gamma_{2кб/возд} = \gamma_1 - \gamma_2. \quad (8)$$

Аналогичным путем рассчитываются следующие значения:

$$\Delta\gamma_{3кб/возд} = \gamma_2 - \gamma_3, \quad (9)$$

$$\Delta\gamma_{4абл.возд} = \gamma_3 - \gamma_4. \quad (10)$$

Для расчета $\Delta T_{\text{юбл}}$ (см. формулу (4)) использовались следующие уравнения из монографии Сулаквелидзе, Сулаквелидзе (1980):

$$Q = c_p \rho_v \Delta T_{\text{обл}}, \quad (11)$$

$$Q = L_k q_m. \quad (12)$$

После их совместного решения получим:

$$\Delta T_{\text{юбл}} = \sum_{i=1}^4 \left(\frac{L_i q_i}{c_p \rho_v} \right)_{\text{юбл}}, \quad (13)$$

где Q — скрытая теплота, выделившаяся при разных типах фазовых переходов (Дж); $L_k = 3,3 \cdot 10^5$ Дж/кг, а при фазовых переходах (пар → лед)_к $L = L_{\text{абл}} = (L_k + L_{\text{субл}})_{\text{абл}} = (3,3 \cdot 10^5 + 5,5 \cdot 10^6)_{\text{абл}} = (5,83 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг})_{\text{абл}}$.

В облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию частицами льдообразующих реагентов, замерзает только часть жидкокапельной

фракции. Для учета этого фактора при вышеуказанных типах фазовых переходов ($i = 1, 2, 3, 4$) нами был введен условный коэффициент β_i , характеризующий долю замерзшей воды q_i от q_m в облаках и облачных системах:

$$\beta_i = \frac{q_i}{q_m},$$

или

$$q_i = \beta_i q_m, \quad (14)$$

где $\beta_1 = 0$, $\beta_2 = 0,1$ — доли замерзшего водного конденсата в облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях при фазовых переходах (пар — вода)_{1конд.,б/возд} и (вода—лед)_{2к,б/возд} соответственно; $\beta_3 = 0,25$ и $\beta_4 = 0,5$ — доли замерзшего водного конденсата в облаках и облачных системах, подвергшихся воздействию, при фазовых переходах (вода—лед)_{3к,возд} и (пар—лед)_{4абл,возд} соответственно.

Значения β_i могут быть уточнены по данным экспериментов, полученных в процессе проведения работ по искусственному увеличению осадков и противогорадовой защите.

Уравнение (13) с учетом уравнения (14) приобретает следующий вид:

$$\Delta T_{\text{юбл}} = \frac{(L_k \beta_2 q_m)_{2к,б/возд}}{c_p \rho_v} + \frac{(L_k \beta_3 q_m)_{3к,возд}}{c_p \rho_v} + \frac{(L_{\text{абл}} \beta_4 q_m)_{4абл,возд}}{c_p \rho_v}, \quad (15)$$

или

$$\Delta T_{\text{юбл}} = (0,33 \beta_2 q_m)_{2к,б/возд} + (0,33 \beta_3 q_m)_{3к,возд} + (5,8 \beta_4 q_m)_{4абл.,возд}. \quad (16)$$

Коэффициенты 0,33 и 5,8 в уравнении (16) получены после подстановки в уравнение (13) значений L_k , $L_{\text{абл}}$, c_p и ρ_v .

Оценка q_m в уравнениях (15) и (16) может быть осуществлена по данным дистанционного зондирования атмосферы (Экба и др., 1998). Нами привлекалось следующее уравнение (Сулаквелидзе, Сулаквелидзе, 1980):

$$q_m = \rho_v \frac{w^2 m}{2gh}, \quad (17)$$

где ρ_v — плотность воздуха (г/см^3); g — ускорение свободного падения ($9,8 \text{ м/с}^2$); h — мощность (м) зоны аккумуляции (в среднем составляет 1500 м); W_m — максимальная скорость восходящих потоков (м/с):

$$W_m^2 = 2g \frac{T' - T}{T} l g \frac{P_1}{P_2}, \quad (18)$$

где T' и T — температура в облаке и вне его соответственно ($^{\circ}\text{C}$); P_1 и P_2 — давление на уровнях конденсации и максимальных скоростей восходящих потоков (гПа).

Уравнение (17) после подстановки в него соответствующих значений постоянных физических величин принимает следующий вид:

$$q_m = 0,034 W_m^2. \quad (19)$$

Подставив значения q_m из (19) в (16), получим уравнение для расчета $\Delta T_{\text{юбл}}$ в зависимости от изменения значений W_m при разных типах фазовых переходов:

$$\begin{aligned} \Delta T_{\text{юбл}} = & (0,01\beta_2 W_m^2)_{2\text{к},\text{б}/\text{возд}} + (0,01\beta_3 W_m^2)_{3\text{к},\text{возд}} + \\ & + (0,2\beta_4 W_m^2)_{4\text{абл.},\text{возд}}. \end{aligned} \quad (20)$$

Подставив в (4) значения $\Delta \gamma_{\text{юбл}}$ из уравнений (8)—(10), а также значения $\Delta T_{\text{юбл}}$ из уравнений (16) и (20), получим уравнения для оценки приращения высоты верхней границы облаков и об-

лачных систем ($\Delta h_{\text{юбл}}$), развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию частицами льдообразующих реагентов:

$$\Delta h_{\text{юбл}} = \left(\frac{0,33\beta_2 q_m}{\gamma_1 - \gamma_2} \right)_{2\text{кб/возд}} + \left(\frac{0,33\beta_3 q_m}{\gamma_2 - \gamma_3} \right)_{3\text{квозд}} + \left(\frac{5,8\beta_4 q_m}{\gamma_3 - \gamma_4} \right)_{4\text{ябл.возд}}, \quad (21)$$

$$\Delta h_{\text{юбл}} = \left(\frac{0,01\beta_2 W^2}{\gamma_1 - \gamma_2} \right)_{2\text{кб/возд}} + \left(\frac{0,01\beta_3 W_m^2}{\gamma_2 - \gamma_3} \right)_{3\text{квозд}} + \left(\frac{0,2\beta_4 W_m^2}{\gamma_3 - \gamma_4} \right)_{4\text{ябл.возд}}. \quad (22)$$

Анализ полученных результатов

Результаты расчетов параметров облаков и облачных систем, полученных с помощью уравнений (14), (16) и (18)—(22), представлены в табл. 1.

В зоне формирования осадков в естественных условиях в облаках замерзает 0,1 часть облачной влаги (максимальной абсолютной водности q_m), а в облаках, подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами, — $0,25q_m$ и $0,5q_m$, что можно представить в следующем виде:

$$q_{2\text{к,б/возд}} = 0,1q_m, \quad q_{3\text{к/возд}} = 0,25q_m, \quad q_{4\text{к/возд}} = 0,5q_m \text{ г/м}^3.$$

Из таблицы можно сделать следующие выводы:

— в зоне образования осадков в облаках, развивающихся в естественных условиях, с увеличением доли замерзшей воды $q_{2\text{к,б/возд}}$ от $0,07$ до $3,5 \text{ г/м}^3$ (в среднем на $0,55 \text{ г/м}^3$) увеличиваются значения: $\Delta T_{\text{юбл}}$ от $0,03$ до $1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ (в среднем на $0,3 \text{ }^\circ\text{C}$); $W_{\text{тиобл}}$

Таблица 1

Статистические характеристики параметров облаков и облачных системах, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию частицами льдообразующих реагентов при различных фазовых переходах

Фазовый переход	Характеристика				
	Мин	Макс	Среднее	σ	V
	q_i г/м ³				
Без возд. ($q_{2к,б/возд} = 0,1q_m$)	0,07	3,5	0,55	1,1	2
Возд. ($q_{3к/возд} = 0,25q_m$)	0,18	8,75	1,78	2,34	1.31
Возд. ($q_{4абл.возд} = 0,5q_m$)	0,37	17,5	3,56	2,27	0,64
	ΔT_i °C				
Без возд. ($q_{2к,б/возд} = 0,1q_m$)	0,03	1,8	0,3	2,97	9,9
Возд. ($q_{3к/возд} = 0,25q_m$)	0,1	4,4	1,14	1,61	1,41
Возд. ($q_{4абл.возд} = 0,5q_m$)	0,2	8,8	2,35	1,5	0,64
	W_{mi} м/с				
Без возд. ($q_{2к,б/возд} = 0,1q_m$)	0,6	4,0	1,63	1,28	0,78
Возд. ($q_{3к/возд} = 0,25q_m$)	1,5	8,05	4,14	1,26	0,3
Возд. ($q_{4абл.возд} = 0,5q_m$)	3	20	8,2	1,28	0,16
	Δh_i км				
Без возд. ($q_{2к,б/возд} = 0,1q_m$)	0,1	0,9	0,3	1,98	6,6
Возд. ($q_{3к/возд} = 0,25q_m$)	0,3	1,3	0,6	1,39	2,32
Возд. ($q_{4абл.возд} = 0,5q_m$)	0,5	3,6	1,24	2,06	1,66

от 0,6 до 4 м/с (в среднем на 1,63 м/с) и $\Delta h_{iобл}$ от 0,1 до 0,9 км (в среднем на 0,3 км);

– в зоне образования осадков в облаках, подвергшихся воздействию сравнительно малыми дозами льдообразующих реагентов, с увеличением доли замерзшей воды $q_{3к/возд}$ от 0,18 до 8,75 г/м³ (в среднем на 1,78 г/м³) увеличиваются значения:

$\Delta T_{\text{юбл}}$ от 0,1 до 4,4 °С (в среднем на 1,14 °С); $W_{\text{миобл}}$ от 1,5 до 8,05 м/с (в среднем на 4,1 м/с) и $\Delta h_{\text{юбл}}$ от 0,3 до 1,3 км (в среднем на 0,6 км.);

– в зоне образования осадков в облаках, подвергшихся воздействию сравнительно большими дозами льдообразующих реагентов, с увеличением доли замерзшей воды $q_{4\text{абл.возд}}$ от 0,37 до 17,5 г/м³ (в среднем на 3,56 г/м³) увеличиваются значения: $\Delta T_{\text{юбл}}$ от 0,2 до 8,8 °С (в среднем на 2,35 °С); $W_{\text{миобл}}$ от 3 до 20 м/с (в среднем на 8,2 м/с) и $\Delta h_{\text{юбл}}$ от 0,5 до 3,6 км (в среднем на 1,2 км).

Полученные результаты находятся в хорошем согласии с данными наблюдений и теоретических расчетов, приведенными в работах Матвеева (1976), Дениса (1983), Ватиашвили, Калова (1991), Довгалюк и др. (1997), Ватиашвили (2000), Крауса и др. (2006, 2007), Ватиашвили (2008), Баранова и др. (2008).

Из анализа материалов следует, что замерзание воды в облаках и облачных системах, обусловленное внесением сравнительно больших доз частиц льдообразующих реагентов (динамический засев), приводит к увеличению экстремальных и средних значений параметров по сравнению со значениями аналогичных параметров, характерными для облаков и облачных систем развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию сравнительно малыми их дозами (микрофизический засев). Например, среднее значение $\Delta h_{\text{юбл}}$ при $q_{2\text{к,б/возд}} = 0,55$ г/м³ равно 0,3 км, при $q_{3\text{к/возд}} = 1,78$ г/м³ становится равным 0,6 км и при $q_{4\text{абл.возд}} = 3,56$ г/м³ достигает 1,2 км.

Для оценки значимости различий между средними значениями параметров облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию различными дозами частиц льдообразующих реагентов, привлекался непараметрический U -критерий статистики Манна—Уитни (Рунион, 1982).

Результаты оценок представлены в табл. 2, из которой следует, что при уровне значимости $\alpha = 0,05$, числе случаев $n_1 = n_2 = 9$ и выполнении неравенств $U_9 \leq U_T$ и $U'_9 \geq U'_T$ значения параметров облаков и облачных систем, подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами, как правило, существенно больше, чем в случае

облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях; при этом при воздействии сравнительно большими дозами льдообразующих реагентов соответствующие параметры существенно больше, чем в случае воздействия сравнительно малыми дозами.

Исключение составляют средние значения $q_{3к./возд} = 1,78 \text{ г/м}^3$ и $q_{4к./возд} = 3,56 \text{ г/м}^3$, различие между которыми незначимо, так как при $\alpha = 0,05$ и $n_1 = n_2 = 9$ значение $U_9 = 24$, $U_T = 17$ ($U_9 < U_T$) и $U'_9 = 57$, $U'_T = 64$ ($U'_9 < U'_T$).

Таким образом, диспергирование различных доз льдообразующих реагентов в облаках, приводит к увеличению скрытой теплоты кристаллизации, а следовательно, к значимому увеличению других параметров и дополнительному увеличению вероятности формирования грозоградовых процессов, сопровождающихся интенсивными ливнями, градобитиями и сильными шквалами со значительным ущербом сельскохозяйственным культурам. По всей видимости, это может сыграть как положительную, так и отрицательную роль с точки зрения предотвращения градобитий и искусственного увеличения осадков для предотвращения засух и стать предметом дальнейших исследований.

Таблица 2

Различия между средними значениями параметров облаков, развивающихся в естественных условиях (знаменатель) и подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами (числитель), при различных фазовых переходах с привлечением критериев Манна—Уитни U и U'

Фазовый переход	Средние значения параметров ООС, U -критерий Манна—Уитни			
	$q_i \text{ г/м}^3$	$U_9, U_T; U'_9, U'_T$	$\Delta T_i \text{ }^\circ\text{C}$	$U_9, U_T; U'_9, U'_T$
$q_{2к./возд.}$	0,55	12 < 17 (+);	0,3	9 < 17 (+);
$q_{3к./возд.}$	1,78	69 > 64 (+)	1,14	72 > 64 (+)
$q_{2к./возд.}$	0,55	8 < 17 (+);	0,3	6 < 17 (+);
$q_{4к./возд.}$	3,56	73 > 64 (+)	2,35	75 > 64 (+)
$q_{3к./возд.}$	1,78	24 > 17 (-);	1,14	16 < 17 (+);
$q_{4к./возд.}$	3,56	57 < 64 (-)	2,35	65 > 64 (+)

Фазовый переход	Средние значения параметров ООС, U-критерий Манна – Уитни			
	W_{mi} м/с	$U_3, U_T; U'_3, U'_T$	Δh_i км	$U_3, U_T; U'_3, U'_T$
$q_{2к,б/возд}$	1,63	13 < 17 (+);	0,3	15 < 17 (+);
$q_{3к,б/возд}$	4,14	68 > 64 (+)	0,6	66 > 64 (+)
$q_{2к,б/возд}$	1,63	3 < 17 (+);	0,3	6 < 17 (+);
$q_{4к,б/возд}$	8,2	78 > 64 (+)	1,24	75 > 64 (+)
$q_{3к,б/возд}$	4,14	7 < 17 (+);	0,6	13 < 17 (+);
$q_{4к,б/возд}$	8,2	74 > 64 (+)	1,24	68 > 64 (+)

Примечание. Знак «плюс» указывает на то, что нулевая гипотеза (H_0) отклоняется, т. е. при $\alpha = 0,05$ и $n_1 = n_2 = 9$ расхождение между средними значениями параметров ООС, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию ЧЛР, является существенным; знак «минус» указывает на то, что H_0 принимается, т. е. расхождение между соответствующими параметрами несущественно (Рунион, 1982).

Заключение

1. Выведены уравнения для расчета параметров облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях и при активных воздействиях при различных фазовых переходах.

2. В облаках и облачных системах, развивающихся в естественных условиях, с увеличением доли замерзшей воды $q_{2к,б/возд}$ от 0,07 до 3,5 г/м³ (в среднем на 0,55 г/м³) увеличиваются значения: $\Delta T_{\text{юбл}}$ от 0,03 до 1,8 °С (в среднем на 0,3 °С); $W_{\text{миобл}}$ от 0,6 до 4 м/с (в среднем на 1,3 м/с) и $\Delta h_{\text{юбл}}$ от 0,1 до 0,9 км (в среднем на 0,3 км).

3. В облаках и облачных системах, подвергшихся воздействию сравнительно малыми дозами льдообразующих реагентов, с увеличением доли замерзшей воды $q_{3к,б/возд}$ от 0,18 до 8,75 г/м³ (в среднем на 1,78 г/м³) увеличиваются значения: $\Delta T_{\text{юбл}}$ от 0,1 до 4,4 °С (в среднем на 1,14 °С); $W_{\text{миобл}}$ от 1,5 до 8,05 м/с (в среднем на 4,1 м/с) и $\Delta h_{\text{юбл}}$ от 0,3 до 1,3 км (в среднем на 0,6 км).

4. В облаках и облачных системах, подвергшихся воздействию сравнительно большими дозами льдообразующих реагентов, с увеличением доли замерзшей воды $q_{4\text{абл.возд}}$ от 0,37 до 17,5 г/м³ (в среднем на 4,4 г/м³) увеличиваются значения: $\Delta T_{\text{юбл}}$ от 0,2 до 8,8 °С (в среднем на 2,35 °С); $W_{\text{миобл}}$ от 3 до 20 м/с (в среднем на 8,2 м/с) и $\Delta h_{\text{юбл}}$ от 0,5 до 3,6 км (в среднем на 1,2 км).

5. С помощью U -критерия статистики Манна — Уитни оценена значимость различий между средними значениями параметров облаков, развивающихся в естественных условиях и подвергшихся воздействию различными дозами льдообразующих реагентов. При уровне значимости $\alpha = 0,05$, $n_1 = n_2 = 9$ и выполнении условий неравенств $U_9 \leq U_T$ и $U'_9 \geq U'_T$:

– средние значения параметров облаков и облачных систем, подвергшихся воздействию льдообразующими реагентами, существенно больше, чем в случае облаков и облачных систем, развивающихся в естественных условиях;

– средние значения параметров облаков и облачных систем, подвергшихся воздействию сравнительно большими дозами льдообразующих реагентов, существенно больше, чем в случае воздействия сравнительно малыми дозами льдообразующих реагентов.

6. Полученные результаты могут использоваться при совершенствовании существующих и разработке новых теоретических моделей облаков и облачных систем, критериев перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые облака, методов оценки физической и экономической эффективности работ по искусственному увеличению осадков и воздействию на градовые процессы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. (2008). Полуторазмерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него / В сб.: Вопросы физики облаков. 50 лет отделу физики облаков ГГО. — СПб: Астерион, с. 138—150.

Ватиашвили М. Р., Калов Х. М. (1991). Размеры трансформации спектра размера гидрометеоров при естественном развитии и активном воздействии на конвективные процессы / В сб.: Труды Всесоюзного се-

минара по активным воздействиям на градовые процессы и перспективы усовершенствования льдообразующих реагентов для практики активных воздействий. — М.: Гидрометеоздат, с. 131—136.

Ватиашвили М. Р., Априамашвили Н. Ш. (1992). К вопросу радиолокационной оценки водозаписа конвективной облачности и коэффициента реализации облачной влаги в районе Восточной Грузии // Труды ВГИ. Вып. 85. С. 96—103.

Ватиашвили М. Р. (2000). Физические основы метеорологической защиты населенных пунктов и важнейших объектов / В сб.: Математическое моделирование в научных исследованиях. Часть II. Материалы Всероссийской научной конференции, 27—30 сентября 2000 г. Ставрополь, с. 88—95.

Ватиашвили М. Р. (2004). Оценка физической эффективности работ по искусственному увеличению атмосферных осадков. Материалы докладов и выступлений на IV Межрегиональной научно-практической конференции профессорско-преподавательского состава потребительской кооперации «Современные социально-экономические и правовые проблемы Российской». Ч. IV. — Ставрополь, с. 151—160.

Ватиашвили М. Р. (2008). Совершенствование методики расчета оптимальных норм расхода противорадовых ракет и интенсивности стрельбы при воздействии на градовые облака / В сб.: Циклы природы и общества. Материалы XVI Международной научной конференции, 27—28 ноября 2008 г. — Ставрополь, с. 290—300.

Ватиашвили М. Р. (2008). Уточненный критерий засева объектов воздействия 2-й категории / В сб.: Циклы природы и общества. Материалы XVI Международной научной конференции, 27—28 ноября 2008 г. — Ставрополь, с. 300—307.

Ватиашвили М. Р., Макушев М. К. (2009). Разработка методики искусственного увеличения осадков из облаков и облачных систем с применением легкомоторных самолетов / В сб.: Циклы природы и общества. Материалы XVII Международной научной конференции, 26 ноября г., с. 215—234.

Денис А. (1983). Изменение погоды засевом облаков. — М.: Мир. 272 с.

Довгалюк Ю. А. и др. (1997). Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия / Ю. А. Довгалюк, В. П. Драчева, А. Д. Егоров, Л. Г. Качурин, Ю. Ф. Пономарев, А. А. Синкевич, Е. Н. Станкова, В. Д. Степаненко // Метеорология и гидрология. № 11. С. 20—29.

Краус Т. В., Шоу В., Синкевич А. А., Макитов В. С. (2006). Воздействия на облака в Индии, физическая и статистическая оценка результатов // Метеорология и гидрология. № 7. С. 24—34.

Краус Т. В., Синкевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2007). Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004) // Метеорология и гидрология. № 1. С. 32—42.

Матвеев Л. Т. (1976). Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 640 с.

Сванидзе Г. Г. и др. (1986). Методические указания по организации и проведению работ по искусственному увеличению осадков из конвективных облаков с помощью противогололедной техники / Г. Г. Сванидзе, Н. А. Бегалишвили, М. Р. Ватьян, А. И. Карцивадзе, Ш. Л. Гудушаури. 25 с.

Методические указания проведения работ по искусственному регулированию осадков из конвективных облаков самолетными средствами воздействия (1988). — М.: ЦАО. 29 с.

Руководящий документ (2010). Организация и проведение противогололедной защиты / РД 52.37.731—2010. Нальчик: Эльбрус.

Унион Р. (1982). Справочник по непараметрической статистике. Современный подход / Пер. с англ. — М.: Финансы и кредит. 198 с.

Сулаквелидзе Г. К., Сулаквелидзе Я. Г. (1980). Термодинамика тропосферы. Часть 1. — Тбилиси: Изд-во Гос. университета. 294 с.

Экба Я. А., Ватиашвили М. Р., Закиян Р. Г., Кусова А. А., Ярмолицкая О. П. (1998). Влияние скрытой теплоты кристаллизации на интенсивность конвекции при воздействии на облака кристаллизующими реагентами / В сб.: Проблемы физико-математических наук. Материалы XLIII научно-методической конференции преподавателей и студентов «Университетская наука региону». — Издательство СГУ, с. 5—8.

ВОЗМОЖНОСТЬ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЯ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ РАЗНОСТНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ НА ДВУХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ЧАСТОТАХ

С. Ю. Матросов

Университет Колорадо и Лаборатория изучения земных систем
Национального управления по исследованию океана и атмосферы (НУОА)
Бродвей 325, Боулдер, Колорадо 80305, США
E-mail: Sergey.Matrosov@colorado.edu

Введение

В большинстве методов радиометеорологии для оценки жидких осадков используются соотношения между эквивалентной радиолокационной отражаемостью Z_e (в дальнейшем для краткости называемой просто отражаемостью) и интенсивностью дождя R (Степаненко, 1973). Радиолокационные сигналы, однако, ослабляются дождем, и вследствие этого измеряемая отражаемость Z_e уменьшается по сравнению с отражаемостью, которая бы наблюдалась в отсутствие ослабления (Z_{e0}). Поскольку практические ($Z_e - R$)-соотношения, как правило, предусматривают использование значений отражаемости в отсутствие подобного ослабления, часто встает задача коррекции значений отражаемости, полученных из наблюдений.

Ослабление в дожде возрастает с увеличением частоты радиолокационных сигналов и интенсивности дождя. Если на частотах S- и C-диапазонов (длины волн λ между 5 и 11 см), ослабление достаточно мало и им часто пренебрегают, то на частотах X-диапазона ($\lambda \approx 3$ см) ослабление может быть существенным. Еще более значительным является ослабление на частотах K_u - и K_a -диапазонов ($\lambda \approx 2,2$ см и $\lambda \approx 0,86$ см соответственно). Хотя эти частоты, как правило, не используются в случае наземных метеорологических радиолокаторов, в силу компактности соответ-

ствующих радиолокационных систем они находят применение в спутниковых методах. Так, например, двухволновый радиолокатор, работающий в частотных диапазонах K_u и K_a , планируется для запуска в 2013 г. в рамках американо-японской спутниковой программы GPM (Global Precipitation Measurement) (Iguchi et al., 2002). Ряд общих алгоритмов для оценки осадков с помощью такого радиолокатора был предложен различными авторами (Liao, Meneghini, 2005; Grecu, Anagnostou, 2004; Rose, Chandrasekar, 2006).

В настоящей работе кратко рассматривается достаточно простой метод определения интенсивности жидких осадков, основанный на эффектах ослабления радиолокационного излучения K_u - и K_a -диапазонов в дожде, а не на $(Z_e - R)$ -соотношениях.

Формулировка метода

На рис. 1 представлены результаты расчетов коэффициента ослабления α излучения дождем на частотах K_u - и K_a -диапазонов, планируемых для программы GPM. Эти расчеты были проведены в рамках данной работы с использованием экспе-

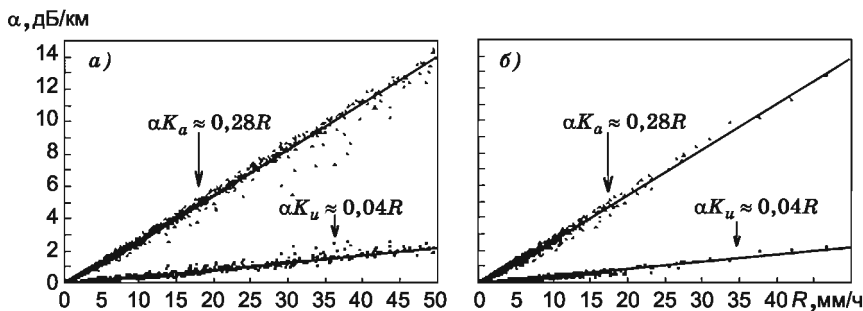


Рис. 1. Результаты модельных расчетов коэффициента ослабления α излучения дождем на частотах K_u - и K_a -диапазонов в зависимости от интенсивности дождя R в случае конвективных (а) и обложных (б) осадков. Точки — результаты расчетов по теории Ми для индивидуальных распределений капель по размерам, прямые — линейные аппроксимации.

риментальных распределений капель дождя по размерам, полученных в 2001—2002 гг. в Вирджинии (для обложных дождей) и во Флориде (для конвективных дождей).

Из рис. 1 видно, что соотношение между коэффициентом ослабления α (дБ/км) и интенсивностью дождя R (мм/ч) является практически линейным для обоих частотных диапазонов и различной природы осадков:

$$\alpha = CR, \quad (1)$$

где коэффициент C имеет примерно следующие значения: $C_{K_u} = 0,04$ и $C_{K_a} = 0,28$.

Для вертикального зондирования разность между измеренными значениями отражаемостями ΔZ_e в логарифмической шкале на двух дальностях (h_1 и h_2) можно выразить следующим образом:

$$\Delta Z_e(K_a) = 2C_{K_a} \Delta h R_a + \delta Z_e(K_a) + a_{K_a}, \quad (2a)$$

$$\Delta Z_e(K_u) = 2C_{K_u} \Delta h R_a + \delta Z_e(K_u) + a_{K_u}, \quad (26)$$

где $\Delta h = h_2 - h_1$, R_a — средняя интенсивность дождя на интервале между дальностями h_1 и h_2 , $\delta Z_e(K_a)$ и $\delta Z_e(K_u)$ — разности между значениями отражаемости в отсутствие ослабления на этих дальностях для излучения в K_u - и K_a -диапазонах, a_{K_a} и a_{K_u} — ослабление на участке Δh , вызванное поглощением излучения в водяном паре и кислороде. Предполагается, что радиолокационные измерения относятся к интервалам радиолокационного разрешения, находящимся в слое дождя под нижней кромкой облачности. Значения величин a_{K_a} и a_{K_u} , как правило, малы, и они могут быть легко получены из модельных расчетов с использованием априорной информации о профилях температуры и влажности.

Из уравнений (2a) и (26) можно получить выражение для R_a :

$$R_a = 0,5\Delta h^{-1} \{ [\Delta Z_e(K_a) - \Delta Z_e(K_u)] - [\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u)] - \Delta a \} (C_{K_a} - C_{K_u})^{-1}, \quad (3)$$

где $\Delta a = a_{K_a} - a_{K_u}$. Интервал Δh представляет собой вертикальное разрешение оценки интенсивности дождя. На практике можно использовать значения Δh , равные примерно 1—2 км.

Оценки по формуле (3) можно получить для каждого элемента радиолокационного разрешения, т. е. восстановить вертикальный профиль интенсивности осадков. Такой профиль, однако, будет несколько сглаженным из-за неизбежного осреднения на интервалах оценки Δh .

Главный вклад в информацию об осадках в формуле (3) дает разность $\Delta Z = \Delta Z_e(K_a) - \Delta Z_e(K_u)$, которая непосредственно измеряется двухволновым радиолокатором. Разность $\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u)$ заранее из измерений не известна, и она дает вклад в погрешность оценки интенсивности дождя по формуле (3). Эта разность может быть представлена в терминах разностей на дальностях h_2 и h_1 :

$$\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u) = [Z_e(K_a) - Z_e(K_u)]_{h_1} - [Z_e(K_a) - Z_e(K_u)]_{h_2}. \quad (4)$$

В идеальном случае рэлеевского рассеяния, когда размеры капель намного меньше длины волны излучения, оба члена в правой части формулы (4) равны нулю. При рассеянии излучения рассматриваемых частот это приближение может нарушаться.

На рис. 2 представлены результаты модельных расчетов разности неослабленных отражаемостей $Z_e(K_u) - Z_e(K_a)$. Так же как и в случае с α , здесь нет большой разницы между дождями преимущественно конвективной и обложной природы, и поэтому для расчетов, результаты которых приведены на рис. 2, использовались те же распределения капель, что и в случае, представленном на рис. 1 а.

Из рис. 2 видно, что разность $Z_e(K_u) - Z_e(K_a)$ очень мала в случае осадков с отражаемостью менее 30 дБЗ. Даже для более сильных дождей она не превосходит нескольких децибел, а шумовая разница $\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u)$ является еще более малой величиной. Из этого следует, что при заметном ослаблении сигналов в осадках, которое возрастает с увеличением интенсивности дождя, измеренная разность $\Delta Z_e(K_a) - \Delta Z_e(K_u)$ в основном определяется различием ослабления в K_a и K_u -диапазонах, которое часто зна-

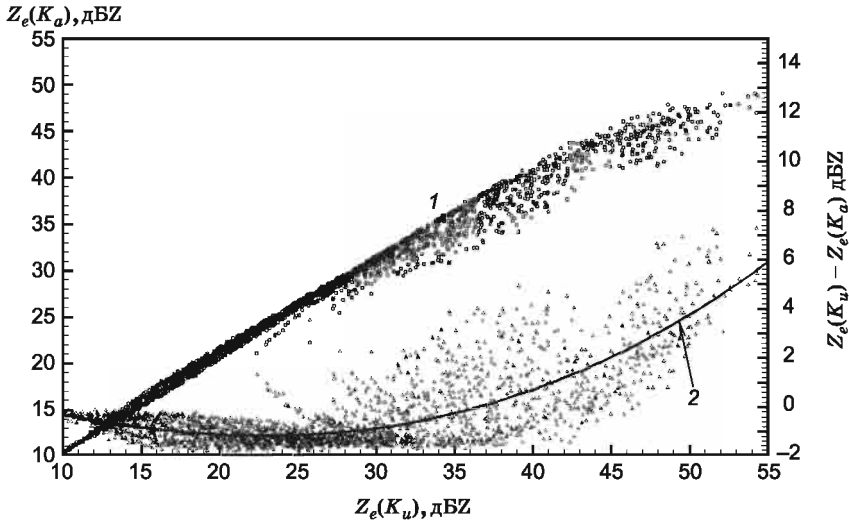


Рис. 2. Соответствие отражаемостей в K_u - и K_a -диапазонах (1) и их разность (2) в дожде при отсутствии ослабления.

чительно больше, чем разность $\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u)$ (т. е. шумовой сигнал). В этих условиях шумовой разностью в первом приближении можно пренебречь.

Для более точной оценки интенсивности дождя шумовую разность (4) можно оценить итерационно. На первом шаге итерационного процесса разность $\delta Z_e(K_a) - \delta Z_e(K_u)$ предполагается равной нулю. При дальнейших итерациях эта разность уточняется на основе восстановленных по формуле (3) профилей интенсивности дождя, по которым можно оценить ожидаемую при отсутствии ослабления отражаемость в K_u -диапазоне (например, с использованием средних $(Z_e - R)$ -соотношений в этом диапазоне), и следующей аппроксимации (см. рис. 2):

$$Z_e(K_u) - Z_e(K_a) \approx 1,4 - 0,20Z_e(K_u) + 0,0033[Z_e(K_u)]^2 + 0,000034 [Z_e(K_u)]^3. \quad (5)$$

В результате итерационного процесса с использованием приведенной выше аппроксимации приближенно учитываются эффекты отклонения рассеяния от рэлеевского приближения.

Если пренебречь ошибками измерений отражаемости, то погрешности оценки интенсивности дождя по формуле (3) в основном обусловлены погрешностями аппроксимации коэффициентов ослабления (1), вызванными вариациями распределения капель по размерам, и погрешностями, связанными с неопределенностью разности отражаемости при отсутствии ослабления (4). Численные эксперименты показывают, что при длине интервала оценки $\Delta h = 1$ км в предположении, что максимальные вариации в профилях отражаемости при отсутствии ослабления на этом интервале составляют 2 дБ, и при использовании вышеописанного итерационного процесса определения разницы (4) с помощью аппроксимации (5) погрешности оценки R_a составляют примерно 30, 28, 24, 18 и 10 % при среднем уровне отражаемости при отсутствии ослабления в K_u -диапазоне, равном 30, 35, 40, 45 и 50 дБЗ соответственно. Уменьшение погрешностей с увеличением значений отражаемости (а значит, и с увеличением интенсивности дождя) происходит потому, что при более сильных осадках вклад разности ослабления дождя в K_a - и K_u -диапазонах (т. е. вклад полезного сигнала) становится все более преобладающим по сравнению со вкладами источников погрешностей. Если не использовать итерационный процесс, то значения погрешностей немного увеличиваются (примерно на 5 %).

Дополнительным источником погрешностей определения интенсивности дождя с использованием измерений двухволновым радиолокатором являются погрешности (ошибки) измерений отражаемости. В связи с тем что измерения носят разностный характер, возможные ошибки в абсолютной калибровке радиолокатора не вносят вклада в погрешности метода. Статистические флуктуации измеряемых сигналов от распределенных целей, каковыми являются дождевые капли, такой вклад, однако, вносят. Такие флуктуации обычно составляют величину порядка $\delta\Delta Z = 0,5$ дБЗ (Marshall, Hitschfeld, 1953).

Относительная погрешность определения интенсивности дождя по формуле (3), связанная с погрешностью измерений ΔZ , описывается следующим выражением:

$$\delta R_a / R_a = \delta \Delta Z [2 \Delta h R_a (C_{K_a} - C_{K_u})]^{-1}. \quad (6)$$

На рис. 3 представлены оценки относительной погрешности $(\Delta R_a / R_a)$, рассчитанной по формуле (6).

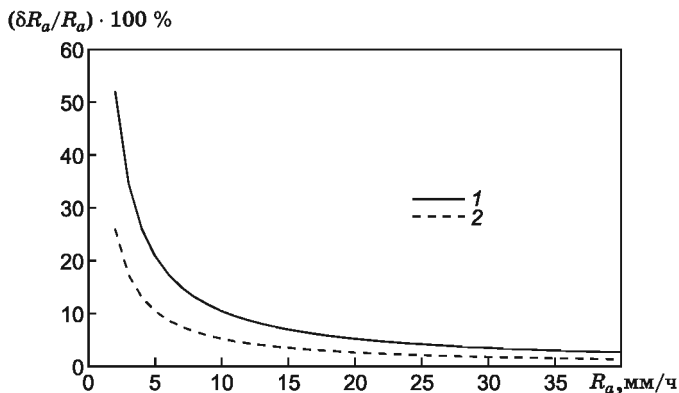


Рис. 3. Ожидаемая относительная погрешность двухволнового метода определения интенсивности дождя, обусловленная погрешностью измерений ΔZ .

1) $\Delta h = 1$ км, 2) $\Delta h = 2$ км.

Из рис. 3 видно, что погрешности определения R_a , вызванные ошибками измерений отражаемости, являются значительными при малой интенсивности осадков, когда эффекты ослабления радиолокационного излучения дождем достаточно малы. С увеличением R_a точность определения интенсивности дождя повышается, так как ослабление возрастает (т. е. возрастает величина полезного сигнала). Рассматриваемая погрешность также уменьшается при увеличении интервала оценки Δh , но при этом возрастает сглаживание восстанавливаемого вертикального профиля осадков и ухудшается пространственное разрешение.

Можно предположить, что составляющие погрешности определения R_e вследствие ошибок измерений, вариаций в распределении капель дождя по размерам и в вертикальных изменениях неослабленной отражаемости являются независимыми. В этом случае можно получить оценки общей погрешности метода определения интенсивности дождя по результатам измерений разностного ослабления на двух радиолокационных частотах. При интервале оценки $\Delta h = 1$ км эти общие погрешности приблизительно составляют 60, 35, 26, 20 и 11 % при уровне неослабленной K_u отражаемости 30, 35, 40, 45 и 50 дБЗ соответственно. Эти уровни отражаемости примерно соответствуют интенсивности дождя, равной 2, 5, 10, 20 и 40 мм/ч.

Из этих оценок видно, что предложенный двухволновый радиолокационный метод, основанный на ослаблении, более перспективен в случае осадков средней и большой интенсивности. При малой интенсивности осадков погрешности определения являются значительными. Для улучшения точности оценки интенсивности осадков можно увеличивать интервал оценки Δh . Так, например, при $\Delta h = 2$ км ожидаемые погрешности уменьшаются примерно в 1,3—1,5 раза по сравнению с данными, приведенными выше для $\Delta h = 1$ км. В этом случае, однако, ухудшается пространственное разрешение.

Следует отметить, что погрешности определения интенсивности осадков традиционными методами с использованием $(Z_e - R)$ -соотношений также характеризуются погрешностями, которые могут составлять 50 % (и даже более) (Довиак, Зрнич, 1988). При этом в случае использования традиционных радиолокационных методов, как правило, не наблюдается уменьшения погрешностей при увеличении интенсивности осадков.

Пример восстановления профиля интенсивности осадков

Для того чтобы проиллюстрировать работоспособность метода оценки интенсивности дождя по разностным измерениям ослабления в частотных диапазонах K_u и K_d , описанный выше алгоритм был применен к данным измерений, полученным двухка-

нальным радиолокатором, который был установлен на самолете. Эти данные были получены в 2001 г. во время научно-исследовательских полетов над территорией штата Флорида и заимствованы из работы Grecu, Anagnostou (2004). Самолетный радиолокатор являлся прототипом спутниковой системы, предназначенной для программы GPM.

На рис. 4 представлены средние профили измеренных (т. е. ослабленных) отражаемостей на обеих частотах. Эти результаты были получены во время полета над областью обложных осадков, наблюдавшихся 24 сентября 2001 г. Зондирование происходило в надирном направлении.

Капли дождя при обложных осадках, как правило, образуются в результате таяния снежинок, когда те достигают уровня нулевой изотермы. Максимумы отражаемости на рис. 4 находятся примерно на высоте 4,6 км, что приблизительно соответствует середине слоя таяния, толщина которого обычно составляет 500—600 м (Matrosov, 2008). Ослабление радиолокационного сигнала в сухом снеге малó на обеих частотах радиолокатора, и отражаемость, как правило, увеличивается с уменьшением высоты над слоем таяния. Это связано с увеличением размера снежинок.

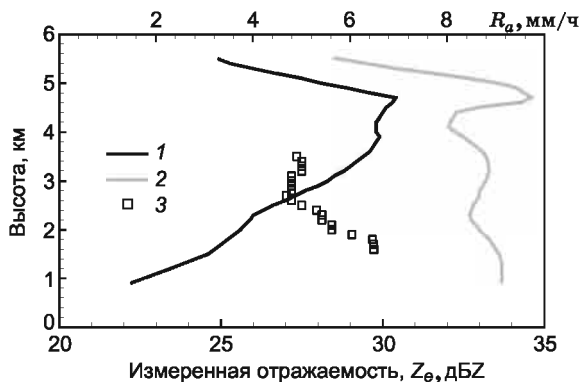


Рис. 4. Пример двухволновых радиолокационных измерений — в K_u -диапазоне (1) и K_a -диапазоне (2) — соответствующих оценок вертикального профиля интенсивности дождя (3).

Из рис. 4 видно, что в слое снега отражаемость на частотах K_u - и K_a -диапазонов меняется с высотой сходным образом, однако профили отражаемости смещены друг относительно друга. Это смещение может быть отчасти вызвано погрешностями и ошибками в абсолютной калибровке радиолокационных каналов. Как было отмечено ранее, разностный метод определения интенсивности осадков не чувствителен к ошибкам абсолютной калибровки. В слое дождя, который находится ниже уровня 4 км, ослабление радиолокационных сигналов на частоте K_a -диапазона велико, и вследствие этого соответствующие значения отражаемости быстро уменьшаются с высотой. На частоте K_u -диапазона ослабление гораздо меньше (см. рис. 1), и измеренные значения Z_e меняются сравнительно мало.

Результаты восстановления оценок вертикального профиля интенсивности жидких осадков по приведенному в этой работе методу также представлены на рис. 4. Длина интервала Δh для получения этих оценок составляла 1 км. Хотя эти результаты восстановления даны с вертикальным разрешением в несколько сотен метров, что соответствует длине радиолокационного импульса, каждое указанное значение R_a представляет собой среднее значение на интервале $h \pm \Delta h/2$, что приводит к сглаживанию оценки вертикального профиля осадков. Несмотря на сглаживание, результаты восстановления профиля указывают на увеличение интенсивности дождя на высоте менее 2 км. Это приводит к тому, что измеренные в данном экспериментальном примере профили отражаемости в K_u -диапазоне, где ослабление невелико, даже несколько увеличиваются с уменьшением высоты.

Многочисленные измерения вертикальных профилей осадков различной природы (Koistinen, 1991) указывают на возможности как увеличения интенсивности дождя с уменьшением расстояния от подстилающей поверхности (например, за счет роста капель), так и ее уменьшения (например, за счет процессов испарения, когда относительная влажность в подоблачном слое значительно меньше 100 %). Дальнейшие экспериментальные исследования с использованием предложенного метода и сравнение его результа-

тов с данными традиционных измерений наземными радиолокаторами нужны в будущем для более полной оценки возможностей спутниковых двухволновых радиолокационных измерений жидких осадков.

Заключение

Описанный в настоящей работе метод оценки интенсивности жидких осадков по данным двухволновых радиолокационных наблюдений использует практически линейную зависимость коэффициентов ослабления излучения в дожде на частотах K_u - и K_u -диапазонов. Радиолокаторы, использующие эти частоты, являются более компактными по сравнению с радиолокаторами, которые применяются для наземного зондирования, и поэтому они могут использоваться для самолетных и спутниковых измерений вертикальных профилей осадков.

Поскольку ослабление в жидких осадках на частоте K_u -диапазона является значительным и превышает ослабление на частоте K_u -диапазона примерно в семь раз, разностный эффект ослабления достаточно ярко выражен и может измеряться с достаточной точностью для оценки интенсивности дождя. Данный метод не зависит от абсолютной калибровки радиолокационных измерений и в отличие от ряда других алгоритмов для спутниковых и самолетных радиолокаторов не требует интегральной оценки полного ослабления с помощью сигналов, отраженных подстилающей поверхностью. Структурно этот метод сходен с двухволновым методом определения водности жидкокапельных недождящих облаков (Martner et al., 1993).

Для дождей с интенсивностью 2—5 мм/ч данный метод сравним по погрешностям с традиционными радиолокационными методами оценки осадков, основанными на измерениях на частотах, где ослабление в дожде незначительно (например, на частотах S - и C -диапазонов, часто используемых для наземных метеорологических радиолокационных сетей), и соответствующих этим частотам ($Z_e - R$)-соотношениям. Для более сильных осадков точность опре-

деления интенсивности дождя R двухволновым методом увеличивается, поскольку разностное ослабление, являющееся полезным сигналом, возрастает пропорционально R . Для слабых осадков ($R < 1$ мм/ч) погрешность двухволнового метода велика. Увеличение высотного интервала, на котором происходит оценка разностного ослабления, приводит к уменьшению погрешностей метода, которое достигается за счет частичной потери информации о вертикальной стратификации осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Довиак Р., Зрнич Д. (1988). Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеоиздат. 512 с.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 343 с.

Grecu, M. and E. Anagnostou (2004). A differential attenuation based algorithm for estimating precipitation from dual-wavelength spaceborne radar // *Can. J. Remote Sens.* V. 30. P. 697—705.

Iguchi, T., R. Oki, E. A. Smith, and Y. (2002). Furuhashi global Precipitation Measurement Program, and the development of dual-frequency precipitation radar // *J. Commun. Res. Lab.* V. 49. P. 37—45.

Koistinen J. (1991). Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical reflectivity profile / *Transactions of 25th Int. Conf. on Radar Meteorology.* Paris, France, p. 91—95.

Liao, L., and R. Meneghini (2005). A study of air/spaceborne dual-wavelength radar for estimation of rain profiles // *Advances Atmos. Sci.* V. 22. P. 841—851.

Martner, B. E., R. A. Kropfli, L. E. Ash, and J. B. Snider (1993). Cloud liquid water content measurement tests using dual-wavelength radar / *NOAA Tech. Memo. ERL ETL-235.* — NOAA Environmental Research Laboratory, Boulder, CO. 43 p.

Marshall, J. S. and W. Hitschfeld (1953). Interpretation of the fluctuating echo from randomly distributed scatterers. Part 1 // *Canad. J. Physics.* V. 31. P. 962—994.

Matrosov, S. Y. (2008). Assessment of radar signal attenuation caused by the melting hydrometeor layer // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 46. P. 1039—1047.

Rose, C. R. and V. Chandrasekar (2006). A GPM dual-frequency retrieval algorithm: DSD-optimization method // *J. Atmos. Oceanic Technol.* V. 23. P. 1372—1383.

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЯ В ОСАДКАХ СМЕШАНОЙ ФАЗЫ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО РАДИОЛОКАТОРА

С. Ю. Матросов

Университет Колорадо и Лаборатория изучения земных систем
национального управления по исследованию океана и атмосферы
(НУОА) США

Бродвей 325, Боулдер, Колорадо 80305, США

E-mail: Sergey.Matrosov@colorado.edu

Отражаемость Z_e является основным параметром, используемым для количественной оценки интенсивности осадков R по данным измерений метеорологическими радиолокаторами (Степаненко, 1973). В силу изменчивости распределения дождевых капель по размерам универсальной зависимости между этими двумя параметрами нет, в результате чего ($Z_e - R$)-соотношениям свойственна значительная изменчивость (Довиак и Зрнич, 1988).

Задача измерения жидких осадков еще более усложняется, когда в сильных осадках наблюдается смесь дождя и града. Поскольку для таяния града необходимо некоторое время, именно дождевой компонент такой смеси может вызвать внезапные наводнения, предупреждения о которых в идеальном случае должны быть получены с помощью радиолокационных измерений. В смеси дождя и града вклад градин в измеряемую отражаемость может быть очень большим, что приводит к переоценке интенсивности жидких осадков при использовании ($Z_e - R$)-соотношений.

Многие современные метеорологические радиолокаторы обладают возможностью поляризационных измерений. Такие измерения могут быть использованы для более точной оценки интенсивности жидких осадков в смеси дождя и града. Одним из поляризационных методов, представляющим перспективным для разделения дождя и града, является метод дифференциаль-

ной фазы. В настоящей работе демонстрируется работоспособность этого метода на примере поляризационных радиолокационных наблюдений сильных конвективных осадков, сопровождавшихся градом и вызвавших локальные ливневые паводки, повлекшие затопление близлежащей территории.

Одним из поляризационных параметров, измеряемым поляриметрическим радиолокатором, является дифференциальный фазовый сдвиг Φ_{DP} между эхо-сигналами на горизонтальной и вертикальной поляризации. По данным измерений Φ_{DP} рассчитывается погонный (т. е. на единицу длины) фазовый сдвиг K_{DP} , из которого затем определяется интенсивность жидкокапельной фракции осадков. Практические методы расчета K_{DP} по данным измерений Φ_{DP} приведены, в частности, в работе Бринги и Чандрасекара (Bringi, Chandrasekar, 2001). Эти авторы указывают, что средняя форма дождевых капель при падении может быть аппроксимирована сплюснутым эллипсоидом вращения, соотношение осей которого зависит от размера капли. Ось симметрии такого эллипсоида близка к вертикальной, и среднее квадратичное отклонение от вертикали составляет около 8—9°. Благодаря сплюснутости дождевых капель величина K_{DP} в среднем положительна. Она возрастает с увеличением интенсивности дождя, так как в более сильных осадках содержится больше более крупных капель, чем в менее интенсивном дожде.

Согласно исследованиям Зрнича и Рыжкова (Zrnica, Ryzhkov, 1996), преимущества методов определения жидких осадков, основанных на дифференциальной фазе, включают гораздо меньшую чувствительность ($K_{DP} - R$)-соотношений к форме распределения капель дождя по размерам (по сравнению с $(Z_e - R)$ -соотношениями) и малую чувствительность к присутствию града. Эта малая чувствительность обусловлена в основном тем, что форма градин, как правило, ближе к сферической по сравнению с формой крупных капель и их ориентация более хаотическая.

Основным недостатком фазовых параметров является наличие заметного измерительного шума в данных Φ_{DP} (и, следова-

тельно, K_{DP}) при малой интенсивности осадков. Однако в настоящей работе рассматриваются сильные осадки, и этот недостаток не является принципиальным. К тому же наблюдения проводились с помощью радиолокатора, работающего в X -диапазоне ($\lambda = 3,2$ см), где фазовые сигналы более сильны, чем на длинах волн от 5 до 11 см, которые используются в радиолокационной метеорологии при измерении осадков в США и многих европейских странах. Последнее обстоятельство связано с тем, что при рэлеевском рассеянии K_{DP} примерно обратно пропорционально длине волны радиолокатора.

В результате модельных расчетов с использованием экспериментальных распределений дождевых капель по размерам, которые были измерены с помощью импульсного дисдрометра в конвективных дождях вблизи г. Боулдера, Колорадо, были получены эмпирические $(Z_e - R)$ - и $(K_{DP} - R)$ -соотношения. Погонный дифференциальный фазовый сдвиг, отражаемость на горизонтальной поляризации и интенсивность дождя рассчитывались по следующим формулам:

$$K_{DP} = (180/\pi)\lambda \sum_i \langle \text{Re}[f_{hh}(D_i) - f_{vv}(D_i)] \rangle N(D_i), \quad (1)$$

$$Z_e = \lambda^4 \pi^{-5} \left| (m_w^2 + 2)/(m_w^2 - 1) \right|^2 \sum_i \langle \sigma_h(D_i) \rangle N(D_i), \quad (2)$$

$$R = (\pi/6) \sum_i D_i^3 v(D_i) N_i(D_i), \quad (3)$$

где суммирование производится по двадцати диапазонам размеров капель дисдрометра; $N(D_i)$, $v(D_i)$, $\sigma_h(D_i)$, $f_{hh}(D_i)$ и $f_{vv}(D_i)$ — концентрация, скорость падения, сечение обратного рассеяния и комплексные амплитуды рассеяния вперед на горизонтальной и вертикальной поляризации капель со средним диаметром D_i в i -м диапазоне дисдрометра; Re — действительная часть комплексного числа; m_w — комплексный показатель преломления воды; угловые скобки означают осреднение осей симметрии капель по ориентациям.

Здесь предполагается, что, согласно результатам Бринги и Чандрасекара (Bringi, Chandrasekar, 2001), в среднем оси симметрии капель расположены вертикально, а среднее квадратичное отклонение осей от вертикали составляет 8° . Расчеты амплитуд и сечений рассеяния производились методом Т-матрицы, который также описан в упомянутой работе Бринги и Чандрасекара. Детали дисдрометрических измерений и их использования в теоретических вычислениях приведены в работе Матросова (Matrosov, 2010).

Результаты описанных выше расчетов представлены на рис. 1. Каждый символ соответствует одному экспериментальному распределению дождевых капель по размерам. На рисунке также приведены аппроксимации полученных данных степенными функциями, которые являются прямыми линиями в логарифмических координатах. Из рисунка видно, что для умеренных и сильных дождей (т. е. для $R > 5$ мм/ч) разброс данных для $K_{DP} - R$ соотношения гораздо меньше по сравнению с разбросом для $Z_e - R$ соотношения. Полученная здесь для конвективных дождей степенная аппроксимация $R = 14K_{DP}^{0,76}$ довольно близка к аппроксимации $R = 17K_{DP}^{0,73}$,

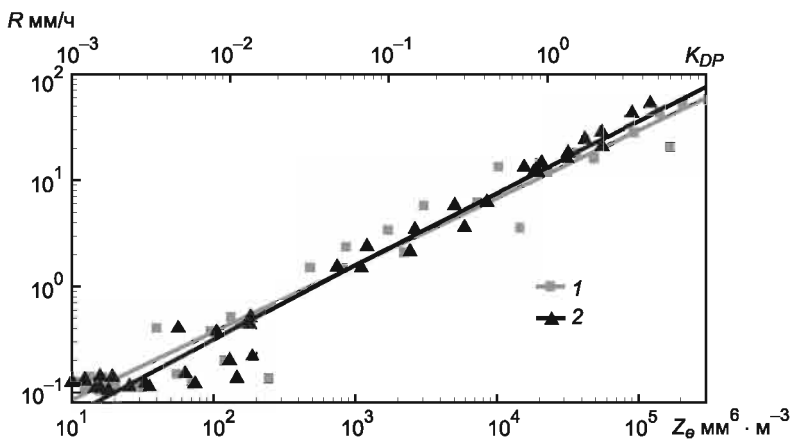


Рис. 1. Модельные расчеты соотношений $Z_e - R$ (1) и $K_{DP} - R$ (2). Соответствие линейных и логарифмических единиц отражаемости: $Z_e(\text{дБЗ}) = 10\lg[Z_e(\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3})]$. Для расчетов были использованы распределения капель по размерам, зафиксированные дисдрометром 13–14 июля 2011 г.

найденной для обложных дождей в северной Калифорнии (Matrosov, 2010). Соотношения между Z_e и R характеризуются гораздо большим разбросом коэффициентов степенных аппроксимаций (Довиак, Зрнич, 1988). В данном случае это выразится в разнице между соотношениями $Z_e = 480R^{1,56}$ (для конвективных дождей, рассмотренных в настоящей работе) и $Z_e = 100R^{1,76}$ для обложных дождей в Калифорнии (Matrosov, 2010). Эти факты подтверждает высказанное выше утверждение о меньшем влиянии распределения капель по размерам на оценки интенсивности дождя на основе поляризационных фазовых измерений по сравнению с традиционными методами, основанными на измерениях отражаемости.

Экспериментальные радиолокационные наблюдения конвективных осадков, состоящих из смеси дождя и града, осуществлялись в районе г. Боулдера, Колорадо, в июле 2011 г. Такие осадки в этом районе наблюдаются нечасто. Обычно они выпадают из мощных конвективных суперячеек на сравнительно малой площади и являются весьма кратковременными. Однако из-за сложного горного рельефа в непосредственной близости от города даже кратковременный сильный дождь может вызвать локальные наводнения, приводящие к затоплению улиц.

Измерения проводились с помощью установленного к востоку от города передвижного поляризационного метеорологического радиолокатора, принадлежащего Национальному управлению по исследованию океана и атмосферы (НУОА). Длина волны излучения радиолокатора составляет 3,2 см; он имеет антенну диаметром 3,1 м, обеспечивающую эффективную ширину луча $0,9^\circ$. Импульс длиной 1 мкс соответствует пространственному разрешению вдоль луча, составляющему 150 м. Радиолокатор имеет возможность сканирования по азимутальному углу и в вертикальной плоскости. Его чувствительность равна примерно 0 дБЗ на расстоянии 25—30 км. При стандартных наблюдениях максимальная дальность обычно ограничивается расстоянием 45 км. Это связано с тем, что в сильном дожде излучение в X-диапазоне радиоволн значительно ослабляется, и на больших расстояниях эхо-сигналы могут полностью затухать.

В данном радиолокаторе используется схема одновременного излучения и приема сигналов на горизонтальной и вертикальной поляризации. Такая схема позволяет эффективно измерять дифференциальный фазовый сдвиг Φ_{DR} без временной задержки, свойственной измерениям, при которых производится переключение между импульсами различных поляризаций. Потенциальным недостатком этой схемы является возможность получения смещенной оценки дифференциальной отражаемости Z_{DR} в случае, когда среднее направление осей симметрии рассеивающих частиц не является вертикальным. В данном исследовании измерения Z_{DR} не использовались.

Для проверки достоверности радиолокационных наблюдений использовались результаты прямых измерений осадков, выполненных автоматическими метеостанциями Вайсала WXT520. Входящие в состав этих станций осадкомеры измеряют жидкие осадки, а также предоставляют информацию о наличии града. Станции располагались на расстоянии 25—35 км от радиолокатора на участках со сложным рельефом, где опасность внезапных наводнений была наибольшей.

Во время работы радиолокатора (июль 2011 г.) экспериментальные наблюдения сильных конвективных осадков, состоящих из дождя и града, были осуществлены в короткий период 13—14 июля 2011 г. В это время в районе наблюдений были зарегистрированы несколько быстро перемещающихся суперячеек. Вертикальная мощность этих ячеек достигала 10—12 км, и они сопровождалась выпадением града и сильным дождем, который привел к локальному затоплению и оползням.

На рис. 2 представлены данные измерений отражаемости Z_e и оценки погонного дифференциального сдвига фазы K_{DR} над одним из осадкомеров во время указанных наблюдений при угле места 3° , являющимся минимальным углом, свободным от отражений от поверхности и местных предметов.

Значения отражаемости на рис. 2 были скорректированы на ослабление в осадках. Метод такой коррекции с использованием поляризационных измерений изложен в работе Матросова (Matrosov, 2010). Поглощение излучения в X-диапазоне в атмо-

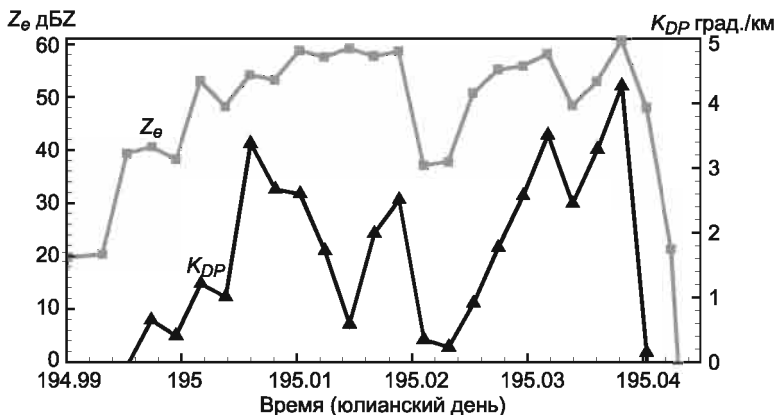


Рис. 2. Отражаемость (Z_e) и погонный дифференциальный фазовый сдвиг (K_{DP}), зарегистрированные на расстоянии 30,5 км от радиолокатора в азимутальном направлении $259,3^\circ$.

сферных газах и облаках, как правило, малó (Степаненко и др., 1987). Из рис. 2 видно, что максимальные значения достигают 60 дБЗ — это обычно наблюдается, когда в радиолокационном объеме присутствует град. Отчетливо видны два периода высоких значений отражаемости, соответствующих двум конвективным ячейкам. Временная ось на этом рисунке дана в единицах юлианского дня (ЮД 195 соответствует полночи между 13 и 14 июля 2011 г. по гринвичскому времени и промежуток времени ЮД 0.04 примерно равен одному часу).

На рис. 3 приведены оценки интенсивности жидких осадков, которые были получены по данным Z_e и K_{DP} , приведенным на рис. 2, с помощью степенных соотношений $Z_e - R$ и $K_{DP} - R$ из рис. 1. Из рис. 3 видно, что оценки, основанные на отражаемости, значительно превосходят результаты, полученные с помощью фазовых измерений. Это объясняется вкладом града в общую величину отражаемости смеси. Вклад же града в общий фазовый сдвиг, как уже говорилось ранее, обычно незначителен.

В некоторых практических приложениях с использованием неполяризованных радиолокаторов, для того чтобы хотя бы

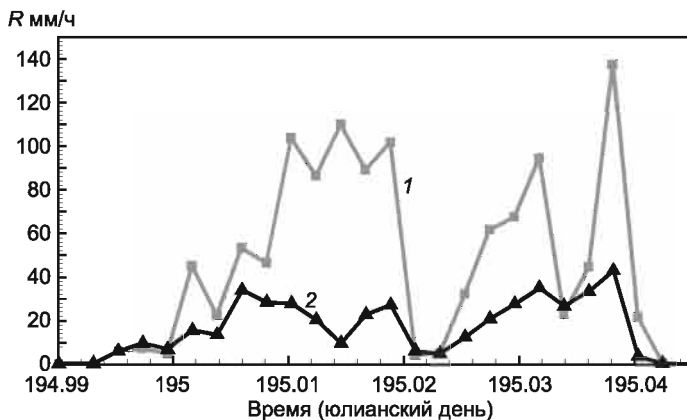


Рис. 3. Оценки интенсивности (R) жидких осадков, полученные на основе приведенных на рис. 2 данных об отражаемости (1) и погонном дифференциальном фазовом сдвиге (2).

приблизительно учесть вклад града в общую отражаемость, иногда устанавливается некий эмпирический порог Z_{e0} , выше которого предполагается, что в обратном рассеянии присутствует, существенный вклад града. В сетевых радиолокаторах S -диапазона ($\lambda \approx 10...11$ см) такой порог обычно устанавливается на уровне 53—55 дБZ. Этот порог отражаемости соответствует искусственному ограничению оценок интенсивности жидких осадков на уровне 45—60 мм/ч, если использовать соотношение $Z_e = 480R^{1,58}$. Из рис. 3 видно, что даже при таком уровне ограничения интенсивность дождя по оценкам, основанным на данных об отражаемости, будет заметно превосходить результаты, полученные на основе фазовых измерений. Кроме того, уровни ограничения для сигналов S - и X -диапазонов, вообще говоря, должны быть разными, так как при длинах волн излучения порядка 3 см могут наблюдаться заметные отклонения рассеяния в осадках от рэлеевского (Матросов, 1988). В настоящее время нет экспериментальных работ, которые бы исследовали такие эмпирические уровни ограничения отражаемости для смеси дождя и града для радиолокаторов X -диапазона.

Сравнение значений интенсивности жидких осадков, полученных в результате радиолокационных измерений и по данным осадкомеров, несет в себе много неопределенностей. Эти неопределенности связаны, в частности, с огромным различием в пространственном разрешении дистанционных и прямых наземных наблюдений. Так, например, размер элемента разрешения рассматриваемого в настоящей работе радиолокатора составляет примерно 500 м на 150 м на дальности 35 км, в то время как осадкомер собирает информацию с площади порядка десятков квадратных сантиметров. Эта ситуация усугубляется высокой пространственной и временной изменчивостью конвективных осадков. Многие типы осадкомеров могут использоваться только для измерения сумм осадков. В этой связи более корректным является сравнение общих сумм жидких осадков, зарегистрированных для конкретного экспериментального наблюдения дистанционными радиолокационными методами и с помощью осадкомеров. Это является типичной практикой оценки качества радиолокационных измерений осадков (Krajewski et al., 2010).

На рис. 4 представлены суммы жидких осадков, полученные в результате радиолокационных фазовых измерений с использованием соотношения $R = 14K_{DP}^{0,76}$ для элементов пространственного разрешения, в центре которых находились три разных наземных осадкомера. Здесь также приведены общие суммы осадков, зарегистрированные в процессе данного эксперимента осадкомерами. Дальности и азимутальные направления до осадкомеров 1, 2 и 3 составляют 33,0 км и 258,9°, 32,5 км и 256,5°, 30,5 км и 259,3° соответственно. Данные рис. 3 относятся к осадкомеру 3. Из рис. 4 видно, что в целом наблюдается хорошее соответствие данных осадкомеров и результатов, полученных с помощью радиолокационных измерений дифференциального фазового сдвига. Радиолокационные оценки, полученные в результате измерений отражаемости, превосходят данные осадкомеров на 60—80 % и здесь не показаны.

Результаты данной работы свидетельствуют о перспективности измерений жидких осадков в смеси дождя и града с использованием поляризационных радиолокационных методов, основанных на информации о дифференциальном фазовом сдвиге

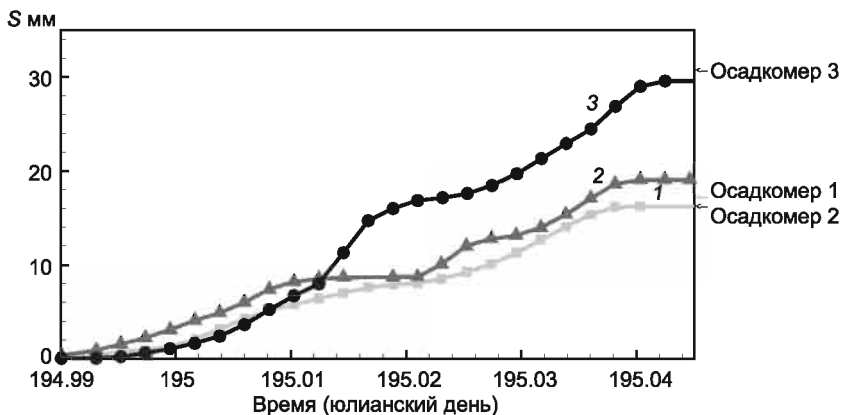


Рис. 4. Суммы жидких осадков (S), рассчитанные по данным радиолокационных с помощью погонного дифференциального фазового сдвига K_{DP} , над тремя осадкомерами 13 и 14 июля 2011 г. (соответствует 194-му и 195-му юлианским дням).

Результаты осадкомерных измерений общих сумм для всего периода наблюдений показаны стрелками справа.

между эхо-сигналами на горизонтальной и вертикальной поляризации. Однако необходимо большее количество экспериментальных данных для разработки эффективных методик, которые в будущем могли бы использоваться в повседневной практике сетевых радиолокационных измерений.

Автор благодарен Р. Сифелли, К. Кларку и К. Камбеллу (НУОА) за помощь в работе и Д. Гочису (Национальный центр по исследованию атмосферы, США) за предоставление данных измерений осадкомеров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Довиак Р., Зрнич Д. (1988). Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеиздат. 512 с.

Матросов С. Ю. (1988). О применимости рэлеевского приближения для расчета дифференциальной отражаемости жидких осадков // Труды ГГО. Вып. 526. С. 40—43.

Степаненко В. Д. (1973). Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 343 с.

Степаненко В. Д., Щукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. (1987). Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. 284 с.

Bringi V. N., Chandrasekar V. (2001). Polarimetric Doppler weather radar. — Cambridge University Press. 636 p.

Krajewski W. F., Villarini G., Smith J. A. (2010). Radar-rainfall uncertainties // Bull. Am. Meteor. Soc., 91. P. 87—94.

Matrosov S. Y. (2010). Evaluating polarimetric X-band radar rainfall estimators during HMT // J. Atmos. Oceanic Technol., 27. P. 122—134.

Zrnica D. S., Ryzhkov, A. V. (1996). Advantages of rain measurements using specific differential phase // J. Atmos. Oceanic Technol., 13. P. 454—464.