

2. ОБЪЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ОБЛАЧНОСТИ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ, РАДИОЗОНДОВЫХ И СТАНЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

2.1. Возможности метеорологических радиолокаторов в обнаружении облачности и опасных явлений погоды*

С развитием промышленности человек становится все менее защищенным перед силами природы. Все больший экономический ущерб наносят природные катастрофы, все больше человеческих жизней они забирают. На одном из первых мест по частоте стоят опасные явления погоды: катастрофические ливни, грозы, град, шквалы, смерчи. Для наблюдения за изменением погоды и анализом ее состояния в конкретный срок по всей территории земного шара расположены метеорологические наблюдательные станции, работающие по единой программе. В России до 1990 г. действовало 7332 метеостанции, в 1992 г. — 5654, а в 2002 г. — лишь 4898. Сокращение числа метеостанций в настоящее время, к счастью, прекратилось, однако это не могло не сказаться на качестве прогноза погоды, поскольку редкая сеть гидрометеостанций не всегда позволяет предсказать опасное явление, особенно если оно формируется на территории, не оснащенной метеостанциями. Согласно данным А.И. Бедрицкого и др. [1], оправдываемость опасных явлений с 1993 по 2002 гг. снизилась с 96 до 86 %.

Особую сложность представляет прогноз конвективных явлений (грозы, ливней, града, шквала), масштаб которых десятки — первые сотни километров. Такие явления связаны с кучево-дождевыми облаками (Cb). Основным источником получения информации о пространственном распределении конвективных явлений служит метеорологический радиолокатор (МРЛ), позволяющий обнаруживать очаги конвективных явлений в радиусе 200 км от МРЛ. Данные радиолокационных наблюдений одного МРЛ предупреждают о появлении конвективного явления с заблаговременностью 1—3 ч, а несколько МРЛ, обзор которых перекрывает друг друга, дают возможность прогнозировать такие явления на срок до 12 ч [2—5, 9, 10, 12].

В основе МРЛ лежит принцип радиолокации. Радиолокация — это область радиотехники, которая использует излучение и отражение электромагнитных волн для обнаружения объектов и получения их характеристик путем преобразования отраженного сигнала (радиоэха).

Датой рождения радиолокационной метеорологии считается 20 февраля 1941 г., когда на побережье Великобритании при наблюдении за самолетом с помощью военной радиолокационной станции на расстоянии 11 км была обнаружена зона осадков [14].

В настоящее время МРЛ имеют широкое применение во всем мире. Они

* См. Географический вестник. 2006. Вып. 2 (4) (совместно с А.А. Смирновой).

обладают обширным диапазоном возможностей и приспособлены к нуждам конкретной страны. В Великобритании используется радиолокатор «Siemens Plessey 45C». Его основная задача — измерение осадков для прогноза наводнений и прогноз погоды с заблаговременностью до 3 ч [15]. В США для штормооповещения, метеорологического обеспечения авиации и измерения осадков используется радиолокатор WSR-88D [17]. Метеорологические радиолокаторы в Германии (DWD) предназначены для наблюдения за явлениями погоды и обеспечения гидрометеорологической информацией служб водного управления и авиации [16]. В Италии основной проблемой являются катастрофические ливни, для диагноза и прогноза которых используются МРЛ марок «ALENIA-SMA» и «EEC-ERICSSON» [13]. МРЛ в Японии (марка «Mitsubishi») служат для измерения характеристик осадков для прогноза наводнения и регулярного водного режима при эксплуатации плотин на горных реках [18]. МРЛ, разработанные в России (МРЛ-2, МРЛ-5) по всем рабочим параметрам превышают требования Всемирной метеорологической организации к метеорологическим радарам, не уступают параметрам подобных МРЛ Японии, Италии, Англии, Германии, США и даже превосходят их.

Помимо штормооповещения и метеообеспечения МРЛ являются также эффективным средством получения информации о состоянии облачности после физико-химического воздействия на нее с целью предотвращения ливней и града, либо увеличения осадков в засушливых районах. С помощью МРЛ изучают электрическую активность и зоны турбулентности в кучево-дождевых облаках.

С 90-х гг. прошлого века ручную обработку результатов радиолокационных наблюдений сменили автоматизированные системы, которые сами запускают радиолокатор для наблюдений, получают и обрабатывают их результаты, представляют пользователю отчет в виде карты метеоявлений с выделением контуров опасных явлений. В России автоматизация радиолокационных наблюдений производится с помощью двух программных комплексов: АКСОПРИ (автоматизированный комплекс сбора, обработки и представления радиолокационной информации), разработчиком которого является Центральная аэрологическая обсерватория, расположенная в г. Долгопрудном Московской области и АМРК — автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс «Метеоячейка», разработанный Институтом радарной метеорологии (п. Воейково Ленинградской области).

Для изучения возможностей более эффективного использования МРЛ при метеорологическом обеспечении отдельных регионов России нами были сформулированы две научно-практические задачи, реализация которых была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований совместно с администрацией Пермской области:

1. Провести исследование атмосферных процессов с целью выявления объективных критериев радиолокационного распознавания конвективной облачности и связанных с ней опасных явлений погоды на примере территории, ограниченной радиусом 200 км от МРЛ-5, расположенного в г. Перми.

Эта территория включает в себя два субъекта Российской Федерации: центральную и южную части Пермского края и юго-запад Свердловской области.

2. В качестве демонстрации новых возможностей метеорологического радиолокатора, не использованных ранее ни у нас в стране, ни за рубежом, для этого же региона провести численный анализ облачности с целью получения полей ее пространственного распределения.

Поводом для постановки первой задачи послужило то обстоятельство, что при радиолокационной классификации явлений погоды решения об опасных явлениях погоды (ОЯ) принимаются на основе критериев распознавания по косвенным признакам — высоте радиоэха кучево-дождевого облака и его отражаемости. Отражаемость характеризует отражающие свойства единицы объема облачных элементов и выражается в $\text{мм}^6/\text{м}^3$ или dBZ . Степень соответствия радиолокационной информации об ОЯ данным наземных наблюдений выявляется сопоставлением этих видов информации. Критерии распознавания различны для разных физико-географических районов, сезонов года, конкретных МРЛ, принятых методик измерения, поэтому для нужд конкретного региона необходимо проводить собственное исследование по выявлению или уточнению критериев.

Главным обстоятельством постановки второй задачи послужил тот факт, что результаты измерений количества облаков на метеорологических станциях не дают полного представления о распределении облачности по какой-либо территории (административному району, водосбору реки, трассе полета малой авиации), особенно при редкой сети метеостанций. Большие расстояния между метеостанциями ведут к вынужденному осреднению значений баллов облачности, а, следовательно, к их сглаживанию, которое тем больше, чем больше площадь осреднения. При расстоянии между станциями 80—100 км и более значение балла облачности на станции существенно отличается от среднего по площади значения. Способность радиолокатора обнаруживать облачность дает возможность моделировать поля пространственного распределения облачности, совмещая площадные и контактные методы радиолокационных и станционных измерений облаков на основе численных методов.

При проведении исследования использовались синхронные радиолокационные, станционные и аэрологические наблюдения за 1998—2002 гг. Радиолокационные данные представлены следующей информацией, полученной на МРЛ-5 с помощью АМРК «Метеоячейка» по восьми синоптическим срокам (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч международного согласованного (гринвичского) времени (МСВ)): вид и интенсивность явления; азимут и удаление явления от МРЛ; высота радиоэха облачности и ОЯ, связанных с Сб; максимальная отражаемость во всем слое облака; скорость порывов при шквалистом усилении ветра. Общее число рассмотренных явлений в анализируемый период составило 3154 случая грозы, 6038 — ливневого дождя, 216 — ливневого снега, 55 — града, 248 — шквалистых усиления ветра. В качестве исходного станционного материала использовались данные наблюдений 17 метеостан-

ций Пермского края и 7 метеостанций Свердловской области, расположенных в радиусе действия МРЛ-5. Оценка синоптической ситуации производилась по приземным картам погоды. Данные о высоте тропопавзы и изотерм 0 и -22°C получены на аэрологической станции Пермь–Бахаревка.

Рассмотрим основные результаты, полученные в ходе выполнения как первой, так и второй задач.

1. Для распознавания ОЯ выделяют однозначные и комплексные критерии [3]. К однозначным критериям относится величина отражаемости в Сб с явлением на высоте изотерм 0 и -22°C ($\lg Z_2$ и $\lg Z_3$ соответственно), которая определяет связь отражаемости облака с количеством осадков и восходящими потоками в облаке. В пределах некоторого интервала значений можно с определенной степенью уверенности говорить о наличии того или иного явления. Превышение значения $\lg Z$ над установленным пороговым критерием свидетельствует о том, что отмечается другое явление, обладающее большей интенсивностью. Если же $\lg Z$ не достигает установленного критерия, то отмечается явление меньшей интенсивности.

Другим однозначным критерием служит максимальная высота радиоэха явления $H_{\max}$. В ходе своего развития конвективное облако достигает стадии, при которой начинается оледенение его вершины. С этого момента создаются условия для начала интенсивного разделения электрических зарядов и превращения облака в Сб. Так, возникновение гроз и града происходит после превышения радиоэхом Сб уровня изотермы -22°C . Интенсивность явления зависит от мощности переохлажденной части облака ($\Delta H = H_{\max} - H_{-22^{\circ}\text{C}}$).

Считается, что развитие облаков по вертикали происходит до уровня тропопавзы, которая в силу своих характеристик является задерживающим слоем для водяного пара. Однако в летний период иногда наблюдаются вертикальные движения воздуха такой интенсивности, что происходит «пробивание» тропопавзы и вынос водяного пара за ее границы. Поэтому превышение облаком уровня тропопавзы ($\Delta H_{\text{троп}} = H_{\max} - H_{\text{троп}}$) также может служить критерием распознавания кучево-дождевых облаков.

Комплексные критерии рассчитываются на основе нескольких радиолокационных параметров облаков [3]. Критерий грозоопасности Y определяется следующим образом:

$$Y = H_{\max} \cdot \lg Z_3.$$

При резкой смене погоды рекомендуется проводить ежедневную корректировку критерия грозоопасности по высоте изотермы -22°C ($Y_{\text{кр}}$) [9]:

$$Y_{\text{кр}} = H_{-22^{\circ}\text{C}} \cdot \lg Z_{\min},$$

где $\lg Z_{\min}$ — минимальное значение $\lg Z_3$ в грозах. При $Y < Y_{\text{кр}}$ — фиксируется ливень.

Выявить границу между грозами и ливнями можно также на основе построения дискриминантной функции. Наиболее информативными предикторами для ее построения являются три радиолокационные характеристики

$H_{\max}$, $\lg Z_3$ и $H_{-22^\circ\text{C}}$. Пример разделения ливней и гроз с помощью дискриминантной функции для территории исследования приведен на рис. 1. При $u > 0$ фиксируются грозы, при $u < 0$ — ливни.

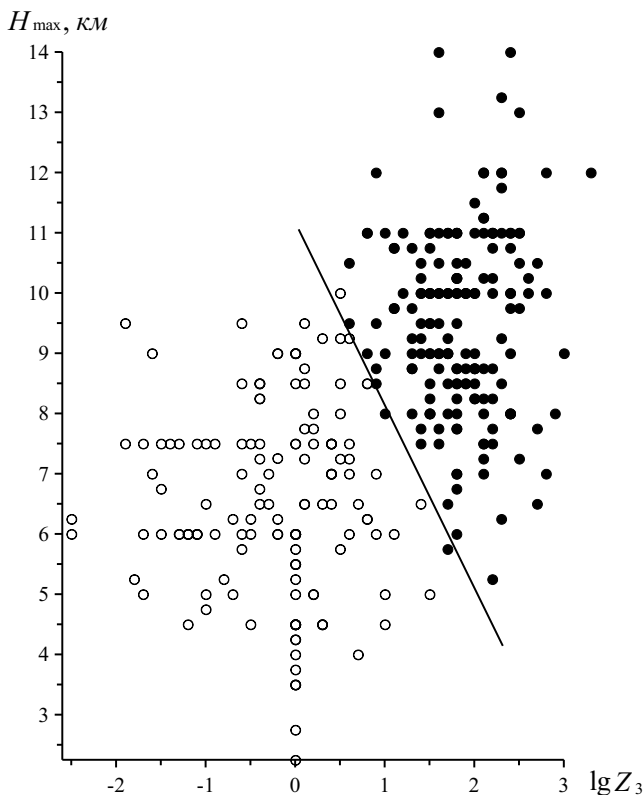


Рис. 1. Распределение ливней и гроз по дискриминантной функции
 $u(H_{\max}, \lg Z_3, H_{-22^\circ\text{C}}) = 0,0548 H_{\max} + 0,325 \lg Z_3 + 0,08 H_{-22^\circ\text{C}} - 1,23$.
 ○ — ливень; ● — гроза

Шквалистых усилениях ветра (более 15 м/с) следует ожидать в грозо- или градоопасном облаке при максимальной высоте радиоэха облака более 8 км и значении максимальной отражаемости в любой его части более 40 dBZ [2].

В США надежным критерием выделения районов с ОЯ признана вертикально проинтегрированная водность (M^*) [18]. Этот критерий через отражаемость и высоту радиоэха облачности позволяет оценить массу воды на единицу площади по всей вертикальной протяженности Сб. Поскольку отражаемость зависит от размера облачных частиц, а они различны для ливней, гро-

зовых облаков и града, то полученные значения M^* позволяют судить о виде явления.

Для уточнения рассмотренных радиолокационных критериев на территории исследования были получены статистические характеристики радиолокационных параметров в зависимости от состояния атмосферы. Проведение анализа позволило только на основе установления пороговых значений критериев повысить вероятность распознавания конвективных явлений с 91 до 96%. На рис. 2 приведены распределения уточненных радиолокационных критериев ($H_{\max}$, средней отражаемости в конвективном облаке на высоте 3—6 км $\bar{Z}_{\max}$, $\lg Z_3$, Y и M^*) за 26 июля 2000 г. в радиусе 100 км от МРЛ (МРЛ установлен в точке с координатами $x = 100$; $y = 100$).

На рис. 2а приведена карта метеоявлений, обнаруженных радиолокатором и распознанных в соответствии с радиолокационными критериями АМРК «Метеоячейка». Из рис. 2 видно, что все используемые радиолокационные параметры довольно точно повторяют контуры облачности на карте метеоявлений, показывая максимальные значения каждой характеристики в зоне града и грозы, минимальные — в зоне облаков среднего (высота 2—6 км) и верхнего (более 6 км) ярусов. Следовательно, диагноз грозы и града лучше всего проводить по радиолокационным критериям $\bar{Z}_{\max}$, $\lg Z_3$, Y , M^* (рис. 2в—е), поскольку эти критерии позволяют с наименьшей погрешностью выделять явления.

При диагнозе ливневых осадков необходимо помнить, что максимальная отражаемость в ливнях отмечается вблизи изотермы 0°C и часто наблюдается вблизи поверхности земли, что связано с выпадением осадков, поэтому критерий $\bar{Z}_{\max}$ не дает возможности безошибочно распознать ливень. Согласно результатам анализа, ливни наиболее хорошо определяются по критериям $H_{\max}$ и M^* (рис. 2б, е). Таким образом, для диагноза опасных явлений погоды наиболее продуктивно использовать весь комплекс приведенных радиолокационных характеристик, что позволяет снизить ошибочную интерпретацию явлений [6, 8].

2. Полученная на метеостанциях и с помощью МРЛ информация об облачности существенно различается. В первом случае это количество облаков, характеризующее степень покрытия облачностью небосвода, во втором — радиоэхо облаков (его отражаемость и конфигурация). Чтобы избежать большой ошибки при проведении анализа, район радиолокационных измерений был разбит на квадраты, в каждом из которых количество облаков (n) определялось по 10-балльной шкале как доля площади квадрата, занятая облачностью.

С целью выбора оптимального размера квадрата были определены n для различных квадратов, размер которых изменялся от 4×4 до 400×400 км [6]. Последующая работа проводилась с квадратом 25×25 км, предпочтение которому было отдано в силу того, что радиус обзора наблюдателем небосвода

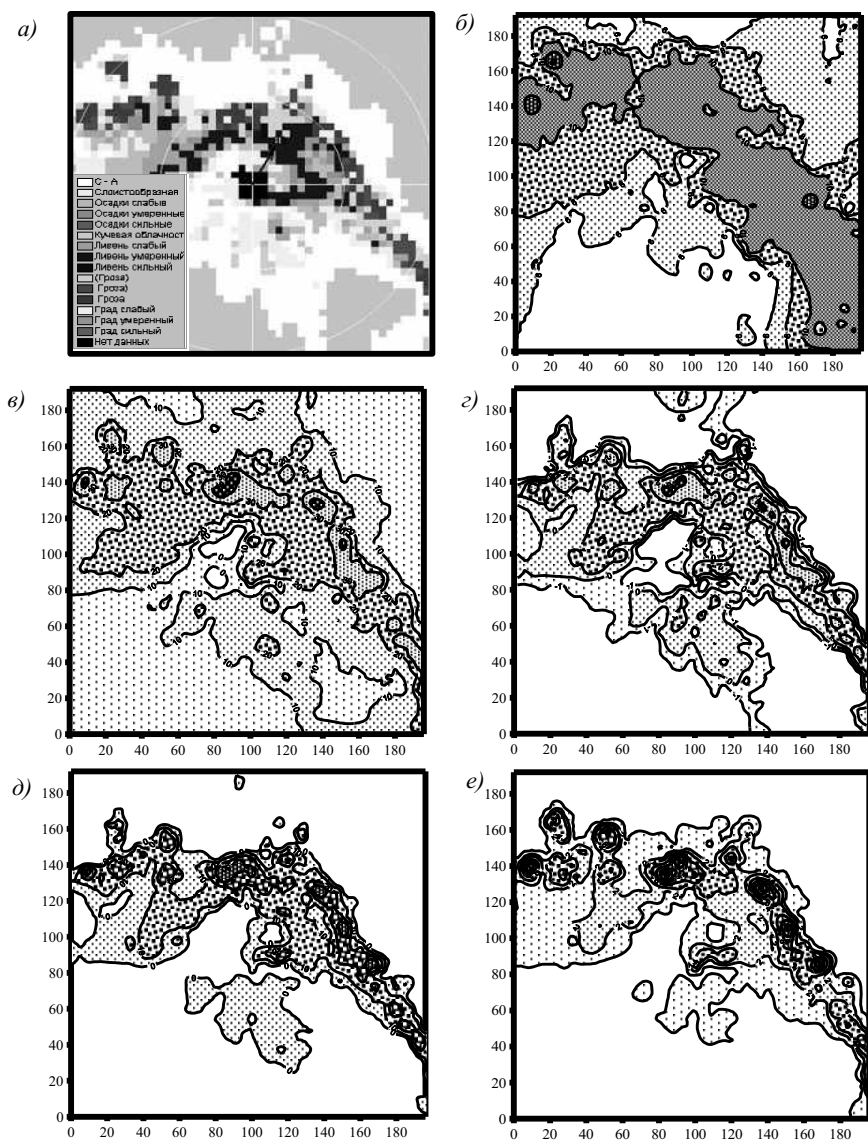


Рис. 2. Радиолокационные характеристики облачности и опасных явлений погоды в радиусе 100 км от МРЛ за 26.07.2000 г. (7:47 ч МСВ):
 а) карта метеоявлений МРЛ; б) высота радиоэха облачности $H_{\max}$;
 в) отражаемость $\bar{Z}_{\max}$; г) $\lg Z_3$; д) критерий грозоопасности Y ;
 е) вертикально проинтегрированная водность M^* .

есть функция высоты нижней границы облаков и угла обзора облачности наблюдателем (r). Для рассматриваемой территории r составляет в среднем 10—15 км. Помимо этого метеорологическая дальность видимости, определяемая наблюдателями на метеостанциях, данные которых анализировались, в среднем составила 12—33 км (интервал изменений широк из-за разницы физико-географических условий станций). Таким образом, достигается сопоставимость информации о количестве облачности, полученной различными методами.

Практически все задачи численного анализа и прогноза погоды с использованием методов усвоения данных метеорологических наблюдений основаны на минимизации ошибок восстановления анализируемых метеорологических полей, что позволяет снизить меру отклонения между рассчитанными и измеренными в реальных условиях полями. Построение полей облачности производилось путем совместного анализа данных радиолокационных и станционных измерений балла облачности методом вариационного согласования станционных и радиолокационных наблюдений за облачностью и облачными элементами, при котором учитываются преимущества обоих видов наблюдений. При этом были сформированы поля нулевого приближения посредством перевода радиолокационного изображения в балл облачности (N_0), а также поля первого приближения путем корректировки станционных данных методом весовых коэффициентов (N_1):

$$J(N) = \iint_G \left[a (N - N_1)^2 + b \left(\left(\frac{\partial N}{\partial x} - \frac{\partial N_0}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial y} - \frac{\partial N_0}{\partial y} \right)^2 \right) \right] dx dy \rightarrow \min.,$$

где N — искомое поле облачности; G — область анализа; a и b — постоянные весовые коэффициенты.

Так как от выбора поля первого приближения зависит конечная точность анализа, то его созданию уделялось большое внимание. Качество анализа оценивалось путем интерполяции проанализированных значений на станции, исключенных из анализа, и сравнения интерполированного значения и анализа.

Решение функционала позволило получить матрицу значений балла облачности в узлах сетки 25×25 км по территории исследования [11, 12]. Проверка результатов анализа показала, что при незначительной облачности, когда радиолокационный метод дает большую погрешность, точность полей численного анализа близка к точности полей станционных данных. При сложных метеоусловиях абсолютная ошибка анализа облачности составляет не более 1,3 балла [7].

По результатам проведенного анализа были построены поля распределения облачности, используемые для построения анализа (рис. 3б, в), окончательное поле, построенное на основе вариационного согласования полей радиолокационных и станционных наблюдений (рис. 3г), а также контрольное поле (рис. 3а) станционных измерений облачности (на всех рисунках начало

координат помещено в юго-западный угол исследуемой области). В рассматриваемый день на территории исследования отмечалась фронтальная облачность с ливнями, грозой и градом (карта метеоявлений МРЛ приведена на рис. 2а).

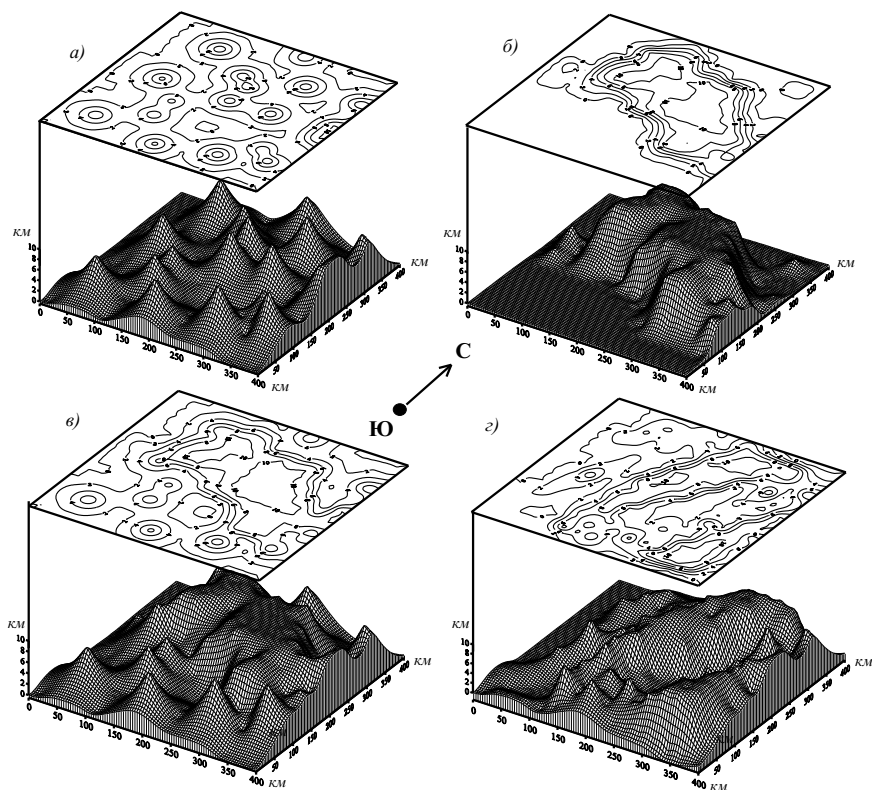


Рис. 3. Поля распределения количества облачности, используемые при построении анализа, за 26.07.2000 г. (срок 7:47 ч МСВ):

- а) контрольное поле анализа, построенное по станционным данным;
- б) поле анализа, построенное по данным радиолокационных наблюдений (N_0);
- в) поле анализа, используемое в качестве поля первого приближения (N_1);
- з) окончательное поле анализа (N).

На основании их визуального анализа можно отметить, что в целом радиолокационные данные дополняют картину распределения облачности, полученную по станционным наблюдениям, и дают информацию об облачности по территории, относительно которой нет данных метеостанций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 04-05-96043 и 04-05-97503).

Литература

1. Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З. Обеспечение гидрометеорологической безопасности жизнедеятельности России: Доклад на научно-практической конференции «Гидрометеорологические прогнозы и гидрометеорологическая безопасность». М. 2004.
2. Бочарников Н.В., Брылев Г.Б., Ватишвили М.Р. Диагноз шквалов по данным МРЛ. Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1989. С. 64—67.
3. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминова Г.Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 232 с.
4. Итоги работы сетевых АМРК «Метеоячейка» за 1996—2002 гг. по отдельным показателям работы: Информ. письмо. ИРАМ. 2002.
5. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. Перм. ун-т. Пермь. 2000. 104 с.
6. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
7. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 31—39.
8. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Исследование радиолокационных характеристик распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью. Метеорология и гидрология. 2005. № 1. С. 84—95.
9. Калинин Н.А., Толмачева Н.И. Радиометеорология. Перм. ун-т. Пермь. 2002. 100 с.
10. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320–91. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 360 с.
11. Смирнова А.А. Двухмерное поле облачности. М.: ВНИИЦ. 2004. № 50200400311.
12. Смирнова А.А. Объективный анализ облачности и опасных явлений погоды по данным радиолокационных и станционных наблюдений / Под ред. Н.А. Калинина. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2005. 124 с.
13. Alberoni P.P. et al. The Italian radar network: current status and future developments. Proceedings of ERAD (2002), Copernicus GmbH, Delft, Netherlands. 2002. PP. 339—344.
14. Atlas D. Advances in Radar Meteorology, in H.E. Landsberg and J. Van Mieghem (eds), «Advances in Geophysics», Academic Press Inc. Vol. 10. N.Y. 1964. PP. 318—468.
15. Collier C.G. United Kingdom weather radar status report. Measurement of precipitation by radar. COST Project 72 – Proceeding of a final seminar. 1985.
16. Malkomes M., Toussiant M., Mammert T. The new radar data processing software for the German Weather Radar Network. Proc. of ERAD (2002), Copernicus GmbH, Delft, Netherlands. 2002. PP. 335—338.
17. Serafin R.J., Wilson J.W. Operational weather radar in the U.S.: Progress and opportunity. COST 75. 1998. PP. 35—61.
18. Yoshino F. et al. Overview of radar networking by MOC. Japan and its data dissemination system (FRJCS). COST 73. 1989. PP. 123—132.

2.2. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей*

Облачность обладает меньшей инерционностью по сравнению с другими метеорологическими величинами, поэтому изменение синоптического положения в полях облачности проявляется раньше, чем в полях температуры и давления. Это определяет важность получения такой информации, как распределение облачности для анализа и прогноза погоды. Наблюдения за облачностью позволяют определить высоту, вид и границы облаков, положение атмосферных фронтов и связанных с ними опасных явлений погоды (ОЯП). Такие сведения очень важны для обслуживания всех отраслей народного хозяйства.

Более надежными по сравнению с другими видами измерений традиционно считаются станционные наблюдения за облачностью [5, 6, 9], тем не менее, они обладают рядом недостатков. Во-первых, в темное время суток ограничены возможности проведения визуальных наблюдений. Во-вторых, объективность визуальной информации существенно зависит от квалификации и опыта наблюдателя, а также от степени закрытости небосвода облаками и атмосферной видимости. Так, например, при сплошной облачности нижнего яруса невозможно определить формы облаков в вышележащих слоях, а при некоторых атмосферных явлениях (туманы, метели, пыльные и песчаные бури) — вообще наличие какой-либо облачности. В-третьих, при существующей наблюдательной сети, с расстоянием между станциями до 100 км, невозможно оценить площадные характеристики облачности, так как количество облачности является разрывной функцией и метод простого интерполирования для этой характеристики неприемлем [3, 14]. Привлечение для анализа облачных полей данных радиолокационных наблюдений позволяет существенно повысить качество анализа, устраняя субъективизм, с определенной долей вероятности дает возможность определять количество облаков над районами, находящимися между метеорологическими станциями, а также получать непрерывную во времени информацию [4]. Поэтому совместное использование радиолокационных и станционных данных для анализа количества облачности и явлений погоды должно давать более надежный результат по сравнению с использованием какого-либо одного вида измерений.

Подобные подходы неоднократно использовались раньше [2, 7, 8, 13] и дали неплохие результаты. Радиолокация постоянно развивается, в оперативную работу метеорологов вводятся более совершенные радиолокационные системы (в частности, автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс (АМРК) «Метеоячейка») и проблема совместного использования информации радиолокатора и метеостанций вновь обрела актуальность.

* См. Метеорология и гидрология. 2002. № 8 (совместно с А.А. Смирновой).

АМРК «Метеоячейка» разработан на базе метеорологического радиолокатора МРЛ-5 для обеспечения потребителей информацией об облачности и связанных с ней явлений погоды. Он приспособлен к нуждам потребителя, обладает высокой надежностью и объективностью. АМРК представляет данные наблюдений на экране ПЭВМ в виде карт метеоявлений, ОЯП, высот верхней границы поля радиоэха, отражаемости в 7 слоях, контуров ОЯП, скорости шквалов, интенсивности осадков, видимости в осадках и вертикальных сечений по произвольному радиусу. Изображение выводится на экран в оперативном режиме и представляет собой разнообразные по размерам и форме поля, состоящие из элементарных квадратов 4×4 км. Район измерения представляет собой прямоугольник 400×400 км, центрированный относительно радиолокатора [11].

В данной статье рассматривается возможность использования данных МРЛ для получения информации о количестве облачности над районами, расположенными между метеостанциями, и определяется вероятность радиолокационного распознавания облачности в теплый период года.

Радиолокационные данные представлены информацией, полученной на МРЛ-5 АМСГ Большое Савино (г. Пермь) с помощью АМРК «Метеоячейка» по восьми синоптическим срокам (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч международного согласованного времени (МСВ)) за 1998—2000 гг. Для анализа количества облачности использовались данные наблюдений на 13 метеостанциях Пермской области, а также 7 станциях Свердловской области, расположенных в радиусе действия МРЛ-5, равном 200 км. Исследование проводилось для территории, включающей в себя три субъекта Российской Федерации: центральную и южную часть Пермской области, Коми-Пермяцкий автономный округ и юго-запад Свердловской области.

Полученная на метеостанциях и с помощью МРЛ информация об облачности существенно различается. В первом случае это количество облаков, характеризующее степень покрытия облачностью некоторого пространства, обозреваемого наблюдателем из данной точки, которое ограничивается небесным сводом и горизонтом, во втором — радиоэхо облаков (его отражаемость и конфигурация). Поэтому строгая сопоставимость данных станционных и радиолокационных наблюдений возможна в случае, если снимать данные об облачности с монитора ПЭВМ с помощью круглой палетки (радиусом приблизительно равной радиусу обзора наблюдателя) с центром в точке расположения станции. Этот путь был бы возможен при большой густоте станций, в реальных условиях такая интерполяция даст большую ошибку. Чтобы этого избежать, район измерений был разбит на квадраты, в каждом из которых количество облаков определялось по 10-ти балльной шкале как доля площади, занятой облачностью. Распределение балла облачности (n) больше, чем любой другой метеовеличины зависит от размера квадрата, с помощью которого определено n . Если при переводе радиолокационного изображения в количество облаков n определяется в точке (4×4 км — разрешение АМРК «Метеоячейка»), то возможны 2 состояния — полная облач-

ность ($n = 10$ баллов) и ясно ($n = 0$ баллов). Если же размер квадрата равен площади охвата радиолокатора (400×400 км), то n теоретически должно быть близко к средним значениям облачности (4—6 баллов), а вероятность малых и больших значений должна быть невысокой. С целью выбора оптимального размера квадрата были определены n для различных квадратов, размер которых изменялся от 4×4 до 400×400 км.

Результаты расчета плотности распределения (%) количества облаков по восьми срокам за весь исследуемый период представлены в табл. 1.

Таблица 1

Плотность распределения (%) количества облаков

Размер квадрата, км	Облачность, балл										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
4×4	62,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37,6
12×12	80,1	0,3	0,2	0	0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	18,6
25×25	75,1	4,1	3,1	3,0	1,3	1,8	2,0	2,1	2,2	2,3	3,0
50×50	61,2	18,3	12,2	4,3	1,0	0,8	0,1	0,2	0,3	0,6	1,0
100×100	23,4	44,5	17,6	8,0	2,9	2,6	0,8	0,1	0,1	0	0
200×200	2,8	51,3	30,6	13,6	1,5	0,1	0,1	0	0	0	0
400×400	3,6	48,2	29,7	16,4	1,3	0,8	0	0	0	0	0

Следует отметить, что в результате ослабления сигнала радиолокатора по мере удаления от МРЛ на расстоянии 100 км и более часть облаков радиолокатор не может обнаружить. Поэтому наибольшая плотность распределения облачности относится к 0 баллов при использовании квадратов малого размера (для квадратов 12×12 , 25×25 , 50×50 км — 80,1, 75,1 и 61,2% соответственно), и к 1 баллу при использовании квадратов большого размера (100×100 , 200×200 , 400×400 км — 44,5, 51,3 и 48,2% соответственно). Функция распределения облаков имеет следующий вид: для квадратов 12×12 , 25×25 и 50×50 км повторяемость облачности убывает в сторону увеличения балла облачности, достигая минимума в градации 3—6 баллов, затем плотность распределения вновь возрастает. Для квадратов 100×100 , 200×200 и 400×400 км плотность распределения принимает одновершинный вид с максимумом в 1 балл, уменьшаясь на каждом шаге при переходе к большему баллу облачности, достигая минимума при $n = 8$ баллов (0,1%) при использовании квадрата 100×100 км, при $n = 6$ баллов (0,1%) для квадрата 200×200 км и при $n = 5$ баллов (0,8%) для квадрата 400×400 км.

Необходимо отметить, что по данным табл. 1, при работе с квадратом 12×12 км из-за незначительности его размера вероятность средних значений облачности мала, поэтому n в пределах рассматриваемой площади (400×400 км) стремится к крайним значениям. Квадраты же большого размера (100×100 , 200×200 и 400×400 км) не дают достоверной информации о количестве облачности, так как с увеличением площади квадрата n стремится к 1

баллу. Исходя из этого, наиболее оптимальным оказывается использование квадратов 25×25 и 50×50 км.

Последующая работа проводилась только с квадратом 25×25 км, предпочтение которому было отдано в силу того, что согласно методике, предложенной И.М. Балбуцким [2], радиус обзора наблюдателем небосвода (r) при определении количества облаков рассчитывается следующим образом:

$$r = \frac{H_{нго}}{\sin \varepsilon},$$

где $H_{нго}$ — высота нижней границы облаков, км; ε — угол обзора облачности, град. Для рассматриваемой территории r составляет в среднем 10—15 км. Помимо этого была рассчитана видимость, определяемая наблюдателями на 20 метеостанциях, участвующих в анализе. В среднем она составила 12—33 км (интервал изменений широк из-за разницы физико-географических условий станций).

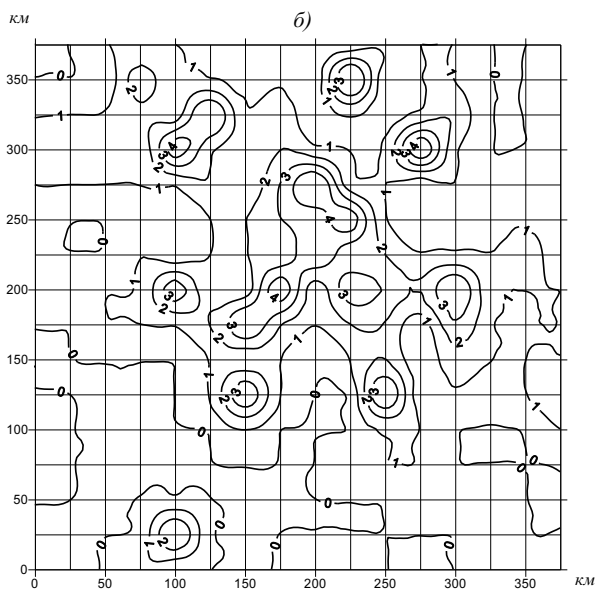
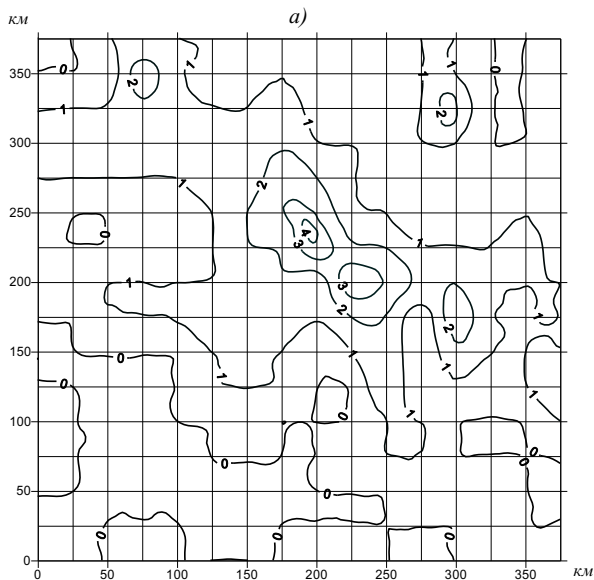
На следующем этапе работы были построены поля облачности по радиолокационным данным с помощью графической программы SURFER, содержащей интерполяционную процедуру, основанную на использовании геостатистического алгоритма для вычисления автокорреляции между точками. Такая процедура дает наименьшую погрешность приближения [10] (рисунок *а*). С учетом поправок, которые были мерой разности между станционными и радиолокационными измерениями в узлах сетки, где имелись оба вида данных, строились поля совмещенного изображения (рисунок *б*) на основе усвоения станционных данных в координатах радиолокационного изображения. Внесение поправок проводилось следующим образом: географические координаты станций переводились в координаты радиолокационного изображения. Затем определялись квадраты, совпадающие по положению с выбранными станциями, и в этих квадратах значение балла облачности, определенное по изображению радиолокатора, заменялось станционным значением.

Для определения ошибки измерения из анализа поочередно исключались станции, вошедшие в область анализа. Ошибка вычислялась по различию балла облачности на исключенной станции и в анализе. По каждому сроку проверка производилась по 20 точкам (станциям). Средняя ошибка (Δ) за весь исследуемый период следующая:

Удаление от радиолокатора, км	0—50	50—100	100—50	150—200
Δ , балл	0,75	2,5	4,5	5,0

Согласно этим данным, величина ошибки увеличивается с удалением от радиолокатора и изменяется от 0,7 балла на расстоянии 45 км (метеостанция Оханск) до 5 баллов на расстоянии 150—200 км от МРЛ. Средняя ошибка на исследуемой площади составила 2,7 балла. Величина ошибки зависит от сезона года и времени суток. Зимой Δ больше среднего значения, поскольку в это время преобладают облака с малой водностью, которые плохо распозна-

ются МРЛ. Но летом и в темное время суток ошибка близка к 0 баллов и даже на удалении 150 км от МРЛ зачастую не превышает 0,5 балла.



Распределение количества облачности (балл) по данным радиолокационных измерений (а) и по совмещенным данным (б). Июль 2000 г.

Проведенные нами исследования [12] показали, что ошибка совместного использования радиолокационных и станционных измерений, представленная выше, меньше, чем ошибка какого-либо одного вида данных (в 1,6 раза по сравнению со станционными и в 1,8 раза по сравнению с радиолокационными наблюдениями).

Исходя из приведенных результатов, можно сделать вывод о возможности использования полей совмещенного изображения, построенных по квадратам 25×25 км, в оперативной работе для получения более репрезентативных в пространственном отношении данных о количестве облачности.

Другой важной проблемой, которую помогают решить радиолокаторы, является определение вида облачности на расстоянии 0—150 км от МРЛ. В соответствии с критериями распознавания, разработанными в ГГО им. А.И. Воейкова, с помощью МРЛ по верхней границе радиозаха, его конфигурации и радиолокационной отражаемости на двух уровнях (на уровне нулевой изотермы и уровне, лежащем на 2 км выше) определяются формы облаков и явлений погоды. Вероятность обнаружения облачности уменьшается с уменьшением водности облаков, их мощности и с удалением от радиолокатора.

Радиолокационные данные за 12 ч МСВ в мае — августе 1998—2000 гг. сравнивались с наблюдениями на 6 станциях Пермской области. Станции выбраны таким образом, чтобы они были на разном расстоянии от МРЛ: 0—50 км (Оханск), 50—100 км (Верещагино, Чермоз) и 100—150 км (Лысьва, Губаха, Кудымкар).

Для сопоставимости данных обоих видов наблюдений облака были сгруппированы следующим образом: Q — Cb, Cu; N — Ns-As; S — St, Sc.

При этом принимались следующие условия:

1. Расстояние между метеорологическим объектом, обнаруженным МРЛ и метеостанцией не должно превышать 20 км;
2. Если радиолокационные характеристики указывали на наличие облачности вида Q , то она фиксировалась при условии ее подтверждения наблюдателем на станции не позднее 1 ч после срока радиолокационных наблюдений;
3. Когда наблюдатель на станции отмечал облака типа N , а согласно радиолокационным характеристикам наблюдались Q и синоптическая обстановка подтверждала возможность наличия кучево-дождевой облачности, то принималось, что наблюдаются облака вида Q .

Явления погоды считались распознанными МРЛ, если они подтверждались данными визуальных наблюдений.

Результаты сопоставления радиолокационных и станционных наблюдений приведены в табл. 2. Эти данные показывают, что вероятность радиолокационного распознавания облаков вида Q и N несколько ниже вероятности радиолокационного обнаружения этих явлений по данным ГГО [14] и составляет 71 и 60% соответственно для радиуса 0—50 км, 58 и 59% для радиуса 50—100 км и 45 и 46% для радиуса 100—150 км. Если не учитывать разделение видов облачности на Q и N , оказывается, что вероятность радиолокационного распознавания для радиусов 0—50, 50—100, 100—150 км равна 82, 71

и 70% соответственно, но даже в этом случае она ниже вероятности радиолокационного обнаружения.

При переходе к большему радиусу увеличивается вероятность обнаружения облачности вида N по сравнению с Q . Заметим, что велика вероятность случаев, когда радиолокатор классифицировал облака Q как N , что может быть связано с неточностью критериев распознавания облачности.

Таблица 2

Результаты сопоставления радиолокационных и станционных наблюдений за облачностью

Радиус обзора, км	Станционные наблюдения		Радиолокационные наблюдения				Вероятность распознавания, %	Вероятность обнаружения по данным ГГО, %
	Вид облаков	Число случаев	Q	N	S	Радиоэхо не обнаружено		
0—50	Q	75	53(71)	8(11)	11(14)	3(4)	71	90—100
	N	5	1(20)	3(60)	0	1(20)	60	90—100
	S	65	0	9(14)	26(40)	30(46)	40	40—80
50—100	Q	184	106(58)	23(13)	17(9)	38(20)	58	90—100
	N	27	5(19)	16(59)	1(4)	5(18)	59	90
	S	95	0	13(14)	22(23)	60(63)	23	0
100—150	Q	314	142(45)	49(16)	10(3)	113(36)	45	90
	N	50	8(16)	23(46)	1(2)	18(36)	46	70
	S	126	1(1)	15(12)	24(19)	86(68)	19	0
<i>Примечание.</i> Здесь в скобках — радиолокационные данные (в процентах).								

Для анализа были также взяты облака вида S . Они обладают малой водностью, поэтому эффективный радиус их распознавания не превышает 30 км [1, 15]. Ближайшая к МРЛ метеостанция (Оханск) находится на удалении 45 км, поэтому даже на ней вероятность распознавания облаков вида S составила лишь 40%, при удалении от МРЛ на 50—100 км — 23% и 19% на расстоянии 100—150 км. При этом радиоэхо не наблюдалось в 46, 63 и 68% случаев для всех трех рассматриваемых радиусов соответственно.

Следует также отметить, что с увеличением радиуса повышается вероятность случаев, когда радиоэхо не наблюдается, в то время как наблюдатели на метеостанциях отмечают облачность видов Q и N (для радиуса 100—150 км вероятность случаев, когда радиоэхо не обнаружено, составила 36%, а вероятность распознавания — 45—46%). Это связано с расположением станций, находящихся на удалении 100—150 км от МРЛ, в зонах перепада рельефа, вследствие чего вершины облаков лежат ниже линии радиогоризонта [11].

Из приведенных данных следует, что вероятность радиолокационного распознавания облачности достаточно высока, но несколько ниже вероятности их радиолокационного обнаружения. Возможные пути решения проблемы радиолокационного распознавания облаков состоят в следующем: 1) не

разделять виды облачности на Q и N либо уточнить критерии их распознавания; 2) использовать при анализе информацию об абсолютных высотах исследуемых станций.

Проведенное исследование показало возможность совместного использования данных станционных и радиолокационных наблюдений, полученных с помощью АМРК «Метеоячейка», при анализе облачных полей. Основные результаты сводятся к следующему:

1. Выбран квадрат размером 25×25 км, оптимальный для перевода радиолокационного изображения в количество облаков.

2. Предложена методика определения количества облачности путем введения поправок в данные радиолокационных наблюдений, что позволяет получать информацию о распределении облачности над районами, находящимися между метеостанциями.

3. Определена вероятность радиолокационного распознавания облачности. Исследование показало недостаточную степень надежности радиолокационного метода наблюдений. Необходимо пересмотреть критерии распознавания облачности для АМРК «Метеоячейка», учитывая сложные физико-географические условия на территории Уральского Прикамья.

Авторы выражают благодарность сотрудникам АМСГ Большое Савино (г. Пермь) А.М. Волковой и И.С. Заморину за предоставление информации с АМРК «Метеоячейка», начальнику Пермского ЦГМС А.Д. Наумову, руководителю Уральского УГМС С.М. Вдовенко и начальнику Свердловского ЦГМС Л.И. Каплун за предоставление информации с метеостанций.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-96454) и программы «Университеты России» (проект УР.08.01.016).

Литература

1. Алленов П.А., Зражевская Р.М. К вопросу о радиолокационной эффективности распознавания гроз и облачности. Труды ГГО. 1973. Вып. 281. С. 95—100.
2. Балбуцкий И.М. Расчет повторяемости основных форм облаков по данным совместных визуальных и радиолокационных наблюдений. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1987. С. 143—151.
3. Большаков А.Б., Брылев Г.Б., Мордовина Л.С. О качестве наземных визуальных наблюдений за облачностью. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1984. С. 193—200.
4. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминова Г.Л. Радиолокационные характеристики облачности и осадков. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 232 с.
5. Вельтищев Н.Ф., Корольков А.М. Мезомасштабный численный анализ осадков с использованием радиолокационных и станционных измерений. Метеорология и гидрология. 1995. № 10. С. 15—23.
6. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 616 с.
7. Дивинская Б.Ш. Алгоритмы комплексной обработки данных наблюдений за облаками на сети метеостанций и метеорологических радиолокаторов. Труды ГГО. 1976. Вып. 383. С. 85—90.

8. Дивинская Б.Ш., Иванов Т.В. Особенности совместного использования данных МРЛ и ГМС. Труды ГГО. 1977. Вып. 395. С. 100—105.
9. Дивинская Б.Ш., Сальман Е.М. Сравнительная эффективность радиолокационных и визуальных наблюдений за облачностью. Труды ГГО. 1969. Вып. 243. С. 3—7.
10. Интерактивный графический пакет программ SURFER. Перм. ун-т. Пермь. 1995. 40 с.
11. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. Перм. ун-т. Пермь. 2000. 104 с.
12. Калинин Н.А., Смирнова А.А., Толмачева Н.И. Оценка качества объективного анализа полей облачности по данным радиолокационных и станционных наблюдений. В сб.: Проблемы и перспективы географических исследований. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2001. С. 112—120.
13. Минакова Н.Е. Результаты сопоставления радиолокационных и визуальных наблюдений над облаками и связанными с ними явлениями погоды. Информационный сборник. 1975. № 4. С. 62—68.
14. Мордовина Л.С. К вопросу об информативности наземных визуальных наблюдений за облачностью. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1981. С. 121—129.
15. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320—91. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 360 с.

2.3. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности*

Измерения количества облаков на метеорологических станциях не дают полного представления о распределении облачности по какой-либо территории (путепроводу, водосбору реки, трассе полета малой авиации), особенно при редкой сети наблюдательных станций. Значительное расстояние между метеостанциями ведет к вынужденному осреднению значений баллов облачности, полученных на станциях. Так, исследуемая территория условно разбивается на прямоугольники с центром в точке расположения станции, и определяется средний по данной площади балл облачности. Осреднение метеорологических полей, выполненное таким образом, ведет к их сглаживанию, которое тем больше, чем больше площадь осреднения. При расстоянии между станциями 80—100 км и более зафиксированное на станции количество облаков существенно отличается от среднего по площади значения. Во избежание этого необходимо уменьшить площадь осреднения, т. е. увеличить густоту метеостанций. Это не всегда выполнимо, поэтому для получения площадных характеристик облачности наряду с контактными наблюдениями на метеостанциях целесообразно использовать дистанционные (спутниковые, радиолокационные) методы измерений.

В данной работе предлагается методика построения полей облачности путем совместного анализа данных радиолокационных и станционных измере-

* См. Метеорология и гидрология. 2003. № 7 (совместно с А.А. Смирновой).

ний балла облачности (n). Решение проблемы совместного анализа заключается в применении метода вариационного согласования станционных наблюдений за облачностью и радиолокационных наблюдений за гидрометеорами, при котором учитываются преимущества обоих видов наблюдений [4, 5, 9, 14].

Необходимо отметить, что до настоящего времени проблеме восстановления полей облачности по радиолокационным данным не уделялось должного внимания. Это объясняется тем, что основное назначение радиолокатора заключается в определении форм облачности в ближней зоне (30—40 км от метеорологического радиолокатора (МРЛ)) и опасных явлений погоды в радиусе действия МРЛ (до 300 км). Облачность с малой водностью и незначительной вертикальной протяженностью радиолокатор не фиксирует уже на удалении 40 км от МРЛ. Эффективный радиус обнаружения (расстояние, на котором радиолокатор обнаруживает облака с вероятностью не менее 95%) кучево-дождевых облаков, сопровождающихся грозой, градом, сильным ливнем, составляет 50—200 км, кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков — 60—120 км, мощных кучевых облаков без осадков — 10—50 км, слоисто-образной облачности всех ярусов без осадков — 10—30 км в зависимости от сезона года [7, 12]. Однако проведенные ранее авторами исследования [8] позволили сделать вывод о возможности совместного использования радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Такие совмещенные поля являются более репрезентативными в пространственном отношении по сравнению с каким-либо одним видом наблюдений за облачностью.

Для анализа использовались результаты наблюдений за общим баллом облачности в 2000 г. за синоптические сроки 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч МСВ. Данные радиолокатора были представлены информацией, полученной с помощью автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса (АМРК) «Метеоячейка», действующего на базе МРЛ-5 (место расположения — гражданская авиаметеостанция Большое Савино, г. Пермь) [1, 7, 8]. АМРК «Метеоячейка» выводит радиолокационное изображение на экран монитора компьютера пользователя в виде карты облачности и явлений, зафиксированных МРЛ-5 в радиусе 200 км, с минимальным разрешением 4×4 км. Данные станционных наблюдений включали информацию с 20 метеостанций Пермской и Свердловской областей. Метеостанции расположены в пределах области исследования, которая представляет собой территорию 400×400 км, в центре которой находится радиолокатор.

Информацию, получаемую с метеорологического радиолокатора, необходимо перевести из радиолокационного изображения в балл облачности, иначе разнородные радиолокационные и станционные поля облачности не подлежат сравнению. Для приведения радиолокационных и станционных данных к одному виду была проведена следующая процедура: район измерений разбивался на квадраты со сторонами 25×25 км общим числом 256. Квадрат такого размера является оптимальным для перевода радиолокационного изображе-

ния в балл облачности. По каждому квадрату n определялся по 10–балльной шкале как доля площади квадрата, занятая облачностью. Методика перевода радиолокационного изображения в балл облачности подробно рассмотрена в предыдущей работе авторов [8]. Полученное таким образом поле облачности считалось полем нулевого приближения (N_0).

Станционные наблюдения за облачностью традиционно считаются более надежными по сравнению с информацией, получаемой дистанционными методами. И, хотя, метод станционных наблюдений обладает рядом недостатков как объективного, так и субъективного свойства [10, 11], примем гипотезу о его большей точности по сравнению с методом радиолокационных наблюдений. Следуя этой гипотезе, поле N_0 при проведении анализа корректировалось по данным наблюдений на метеостанциях.

Поле первого приближения (N_1) играет важную роль при объективном анализе, особенно для районов, слабо освещенных данными наблюдений [6]. От выбора N_1 зависит точность конечного поля анализа. Такое поле должно содержать информацию и станционных и радиолокационных наблюдений за облачностью. В поисках наилучшего результата было использовано два подхода к процедуре формирования поля первого приближения. Первый подход состоял во внесении невязок в поле N_0 . Для этого географические координаты станций переводились в координаты радиолокационного изображения. Невязки вычислялись как разница в значениях радиолокационных и станционных измерений n в тех квадратах, где имелись оба вида данных ($\Delta n = n_{cm} - n_{pl}$). Вычисленные невязки вносились в узлы сетки, радиолокационные координаты которых совпадали с координатами станций. Таким образом, в квадратах, совпадающих по положению с метеостанциями, количество облачности определенное радиолокационным методом заменялось станционным значением.

Второй подход заключался в получении поля первого приближения путем интерполяции станционных измерений во все узлы сетки методом взвешенных коэффициентов. Веса вычислялись по стандартной формуле

$$\zeta_i = e^{-\beta r_i^2}, \quad (1)$$

где r_i — расстояние от i -й станции до узла сетки, км; β — постоянный коэффициент, значение которого выбиралось опытным путем для принятого радиуса влияния метеостанций. В нашем случае $\beta = 0,3 \cdot 10^{-2}$ при радиусе влияния 85 км (меньшее значение радиуса не позволяет охватить всю исследуемую территорию из-за большого расстояния между станциями). При использовании этого подхода значение балла облачности в каждом узле сетки получалось из соотношения

$$N_{1i} = N_{0i} + (N_{cmi} - N_{0i}) \cdot \zeta_i. \quad (2)$$

Для определения ошибки измерения из анализа поочередно исключались станции. Производилась интерполяция анализа на исключенные станции и вычислялась ошибка по различию балла облачности на исключенной станции и в анализе (по каждому сроку было 20 проверочных точек). Так, было опре-

делено, что применение первого подхода для нахождения поля N_1 напрямую зависит от расстояния между каждым узлом сетки и радиолокатором и дает ошибку измерения от 0,75 балла на удалении 50 км до 5,0 баллов на удалении 150—200 км (вследствие ослабления сигнала радиоэха по мере его удаления от МРЛ). Величина ошибки возрастает также в зимний период, когда преобладают облака слоистообразных форм. В среднем ошибка составила 2,7 балла. При использовании второго подхода величина ошибки в меньшей степени зависит от расстояния между радиолокатором и узлом сетки и составляет 0,35 балла в холодный период года (октябрь — апрель) и 0,2 балла — в теплый период (май — сентябрь).

В результате проведенной проверки предпочтение было отдано полю N_1 , полученному из соотношения (2). Еще одно преимущество применения данного поля в качестве первого приближения заключается в том, что оно сочетает в себе достоинства двух методов измерений — обладает высоким пространственным разрешением радиолокационного метода и приближено к точности станционного метода.

На основании полученного с использованием второго подхода поля первого приближения N_1 , а также поля N_0 построим поле N , такое, чтобы оно обладало наименьшей среднеквадратической ошибкой по области анализа. Проведем минимизацию:

$$J(N) = \iint_G \left[a(N - N_1)^2 + b \left(\left(\frac{\partial N}{\partial x} - \frac{\partial N_0}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial y} - \frac{\partial N_0}{\partial y} \right)^2 \right) \right] dx dy \rightarrow \min. \quad (3)$$

Здесь N — искомое поле облачности; G — область анализа; a и b — постоянные весовые коэффициенты.

Анализируемое поле при проведении расчетов считалось изотропным, поэтому коэффициент b имеет одинаковое значение по обеим координатам для суммы разностей в правой части (3). Таким образом, при построении анализа учитываются, во-первых, близость поля N_1 к более точным станционным значениям облачности и, во-вторых, горизонтальные градиенты поля N_0 , которое обладает высоким пространственным разрешением. В результате варьирования (3) получим эллиптическое уравнение Эйлера:

$$-a(N - N_1) + b \left(\frac{\partial^2 (N - N_0)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (N - N_0)}{\partial y^2} \right) = 0. \quad (4)$$

Уравнение (4) решается при условии, что на границах анализа $N|_{\partial G} = N_1|_{\partial G}$ (условие Дирихле), т. е. качество анализа будет снижаться с увеличением расстояния между влияющей станцией и узлом сетки и за пределами радиуса влияния достигнет точности поля первого приближения.

Полученное уравнение (4) содержит большое число переменных, поэтому его целесообразно решать методом итераций. Используем для решения (4) экстраполированный метод Либмана [2, 3, 9, 13]:

$$N^{\nu+1} = N^{\nu} + \alpha \left[-a (N^{\nu+1,\nu} - N_1) + b \left(\frac{\partial^2 (N^{\nu+1,\nu} - N_0)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (N^{\nu+1,\nu} - N_0)}{\partial y^2} \right) \right], \quad (5)$$

где ν — номер последовательного приближения (итерации); α — параметр перерелаксации [15], обеспечивающий наибольшую быстроту сходимости итерационного процесса: $\alpha \geq \frac{1}{4}$ (см. подробнее [9]). В данной работе использовался $\alpha = 0,36$.

Слагаемые с двойными индексами в правой части (5) можно переписать в конечно-разностном виде для пятиточечной сетки, принимая $x = i, y = j$:

$$N_{ij}^{\nu+1,\nu} = N_{i-1,j}^{\nu+1} + N_{i+1,j}^{\nu} + N_{i,j-1}^{\nu+1} + N_{i,j+1}^{\nu} - 4N_{ij}^{\nu},$$

тогда, согласно правилам дифференцирования,

$$\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} \right)_{ij} = \frac{N_{i-1,j}^{\nu+1} + N_{i+1,j}^{\nu} - 2N_{ij}^{\nu}}{r^2},$$

$$\left(\frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right)_{ij} = \frac{N_{i,j-1}^{\nu+1} + N_{i,j+1}^{\nu} - 2N_{ij}^{\nu}}{r^2},$$

где r — расстояние между соседними узлами сетки.

Так в (5) при N с индексами $i - 1$ и $j - 1$ стоит номер данного приближения ($\nu + 1$), а при N с индексами $i + 1$ и $j + 1$ — номер предыдущего приближения (ν).

Необходимым условием завершения расчетов является требование, заключающееся в том, чтобы после выполнения достаточно большого числа итераций абсолютная величина невязки в каждой точке не превышала некоторой заданной величины ε , т. е.

$$|N_{ij}^{\nu+1} - N_{ij}^{\nu}| \leq \varepsilon.$$

В нашем случае вычисления прекращались после того, как значение ε в каждой точке достигало 0,1, хотя результат существенно не изменялся при $\varepsilon \leq 0,9$.

Использование процедуры (5) предполагает знание весовых коэффициентов a и b , которые должны быть обратно пропорциональны среднеквадратическим ошибкам в полях N_0 и N_1 . В настоящей работе было введено упрощение, заключающееся в том, что коэффициенты принимались постоянными по всему полю, а их значения были найдены нами эмпирически путем подбора с проведением контроля качества анализа на каждом шаге. Наименьшую ошибку дал результат с коэффициентами $a = 1, b = 2,6 \cdot 10^{-3}$, которые и были использованы при построении анализа полей облачности.

Для оценки полученного поля были рассчитаны среднее арифметическое значение балла облачности за каждый срок $\bar{x}$ и среднеквадратическое отклонение σ^2 . Контроль проводился по значениям этих характеристик, получен-

ным по результатам анализа станционных измерений количества облачности. Поле анализа по станционным значениям строилось методом весовых коэффициентов по формуле (1). Результаты расчета статистических характеристик по каждому сроку за 2000 г. (всего 1835 случаев) представлены в таблице.

Значения статистических характеристик полей облачности, построенных по результатам численного анализа и станционных наблюдений (балл) в различные сезоны года

Характеристика	Станционные измерения		Численный анализ	
	теплый период	холодный период	теплый период	холодный период
$\bar{x}$	3,8	3,0	5,0	3,4
σ^2	2,14	2,31	1,20	1,96
<i>Примечание.</i> Согласно данным «Метеорологических ежемесячников» за 2000 г. среднее количество облачности на метеорологических станциях Пермской области в теплый период составляет 6,5 балла, в холодный период — 7,3 балла.				

Данные таблицы показывают, что в теплый период года (с мая по сентябрь) качество анализа оказывается выше, чем в холодный период (с октября по апрель). Среднеквадратическое отклонение по предложенной методике анализа в среднем в 1,5 раза ниже, чем значение той же характеристики по станционным измерениям. Приведенные оценки свидетельствуют о большей точности полей облачности, полученных на основании проведенного анализа, в сравнении с полями облачности, полученными только по станционным наблюдениям.

По результатам проведенного анализа были построены поля распределения облачности для исследуемой территории по каждому из восьми сроков за 2000 г. (всего 1835 случаев). На представленных рисунках в качестве примера приведены поля облачности, используемые для построения анализа (рис. 1а, б), окончательное поле, построенное на основе вариационного согласования полей радиолокационных и станционных наблюдений (рис. 2 а), а также контрольное поле станционных измерений облачности (рис. 2 б) (на всех рисунках начало координат помещено в юго-западный угол исследуемой области). Для построения полей распределения облачности использовалась графическая программа SURFER (версия 7,0).

На основании визуального анализа рисунков можно констатировать, что радиолокационные данные дополняют картину распределения облачности, полученную по станционным наблюдениям, и дают информацию об облачности на востоке исследуемой территории, где отсутствуют метеостанции. Это особенно важно ввиду того, что вдоль восточной границы анализируемой территории расположены Уральские горы, оказывающие влияние на формирование конвективной облачности.

Отсутствие метеостанций и значительное удаление от радиолокатора западной приграничной территории зачастую проявляется в полях распределе-

ния облачности в виде зоны с нулевыми значениями изолиний балла облачности в этом районе. Подобной ситуации можно избежать, увеличив радиус

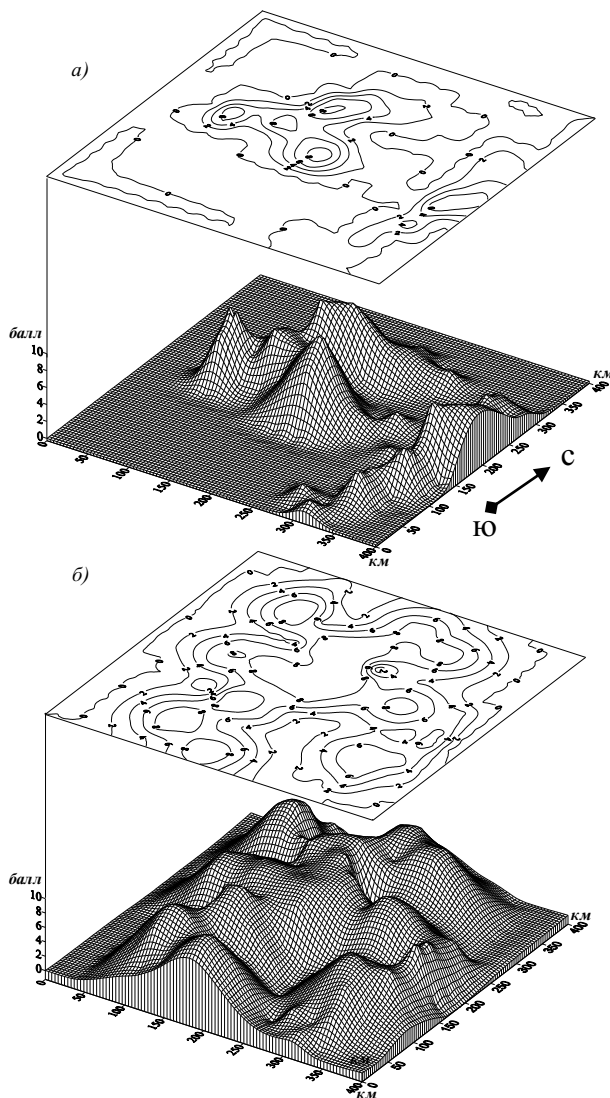


Рис. 1. Поля распределения количества облачности, используемые при построении анализа, за 12 ч МСВ 6 июня 2000 г.

- а)* Поле анализа, построенное по данным радиолокационных наблюдений (N_0);
б) поле анализа, используемое в качестве поля первого приближения (N_1).

влияния метеостанций до 95—100 км, что негативно скажется на качестве анализа, либо привлекая для анализа информацию об облачности с метеостанций Кировской области.

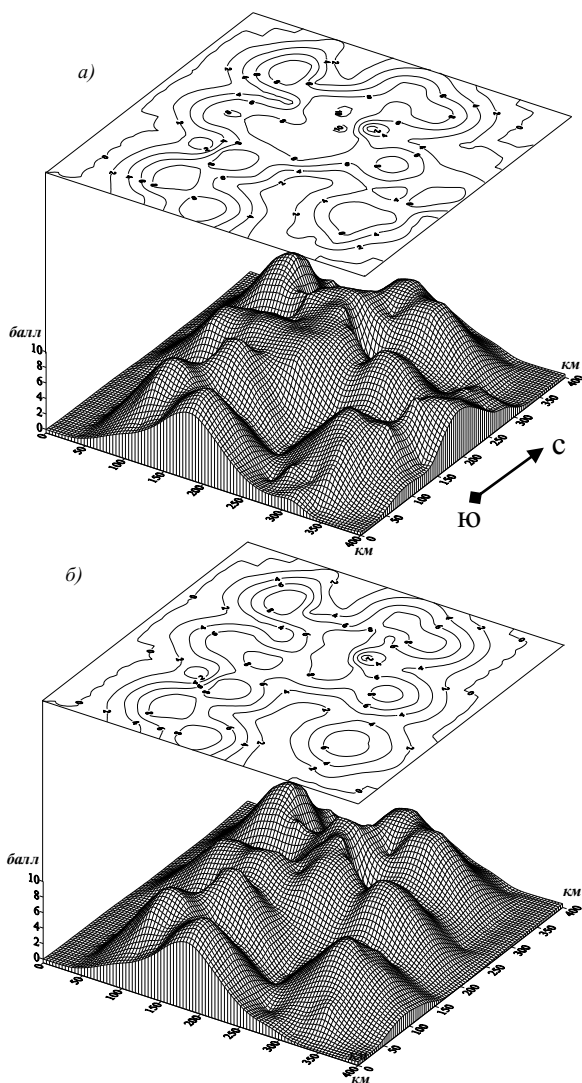


Рис. 2. Распределение количества облачности по исследуемой территории за 12 ч МСВ 6 июня 2000 г.

а) Окончательное поле анализа (N);
 б) контрольное поле анализа, построенное по станционным данным (N_{cm}).

Предложенный в настоящей работе метод дает наилучший результат в теплый период года при сложных метеорологических условиях (прохождение по исследуемой территории атмосферных фронтов). В этом случае картина распределения облачности, полученная методом вариационного согласования двух облачных полей, близка к реальному полю облачности, за счет меньшей погрешности радиолокационного метода наблюдений.

Проведенное исследование показало достаточную степень надежности предложенной методики, которая и может быть использована в оперативной работе для получения площадных характеристик облачности на редкой сети метеостанций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 01-05-96454) и программы «Университеты России» (проект УР.08.01.016).

Литература

1. Базлова Т.А. и др. Метеорологические автоматические радиолокационные сети. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 332 с.
2. Белов П.Н. Практические методы численного прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1963. 258 с.
3. Белов П.Н. и др. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 376 с.
4. Вельтицев Н.Ф., Жильцова О.В. Анализ суточных сумм осадков с использованием данных метеостанций и инфракрасных измерений с геостационарных спутников. Метеорология и гидрология. 1997, № 10. С. 12—21.
5. Вельтицев Н.Ф., Корольков А.М. Мезомасштабный численный анализ осадков с использованием радиолокационных и станционных измерений. Метеорология и гидрология. 1995. № 7. С. 15—23.
6. Гордин В.А. К вопросу о вариационном согласовании метеорологических полей. Метеорология и гидрология. 1977. № 12. С. 95—96.
7. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2000. 104 с.
8. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
9. Кибель И.А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. М.: Гостехиздат. 1957. 375 с.
10. Мордовина Л.С. К вопросу об информативности наземных визуальных наблюдений за облачностью. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1981. С. 121—129.
11. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. 2. Вып. 3. РД 552.041.614-2000. Л.: Гидрометеиздат. 2001. 120 с.
12. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320-91. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 360 с.
13. Чарни Дж.Г., Филипс Н.А. Численное интегрирование квазигеострофических уравнений для баротропных и простейших бароклинических потоков. С сб. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1960. С. 53—99.

14. Цырульников М.Д. Объективный анализ метеорологических полей, включающий анализ их пространственных производных. Метеорология и гидрология. 1994. № 6. С. 5—14.

15. Frankel S. Mathematics Tables and other Aids to Computation. 1950. Vol. 4. № 30.

2.4. Исследование радиолокационных характеристик для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью*

Опасные явления погоды (ОЯП), связанные с кучево-дождевой облачностью (Cb) — ливни, гроза, град, шквал — обладают большой пространственно-временной изменчивостью. Поэтому для их определения лучше всего подходит радиолокационный метод, который отличается высоким пространственным разрешением и возможностью получения информации с минимальным интервалом 10 мин. Информация МРЛ оказывается особенно полезной в районах с редкой сетью метеорологических наблюдений при изучении мезомасштабных синоптических процессов.

Радиолокационные характеристики (радиолокационная отражаемость; высота распространения радиоэха облачности и метеорологических явлений; площадь, занятая радиоэхом; скорость и направление перемещения радиоэха) зависят от физических параметров облачной атмосферы. Это дает возможность оценивать состояние метеорологических явлений по их радиолокационным характеристикам.

В настоящее время получение радиолокационной информации происходит с помощью автоматизированных радиолокационных комплексов (АКСОПРИ, «Метеоячейка»). Автоматизация радиолокационных наблюдений устранила субъективность, свойственную ручным измерениям на метеорологическом радиолокаторе (МРЛ), увеличила пространственное разрешение и повысила темп обновления информации. Тем не менее, требуется вести постоянный контроль над работой МРЛ, оценивать степень согласованности радиолокационной и станционной информации.

Автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс (АМРК) «Метеоячейка» разработан для МРЛ-5 с целью обеспечения аэропортов и автоматизированных систем управления воздушным движением информацией об облачности и ОЯП с высокой степенью надежности и оперативностью в удобном для потребителя виде. Алгоритмы распознавания явлений в комплексе «Метеоячейка» максимально приближены к неавтоматизированным и при принятии решения о степени опасности явления имеют вероятностный характер, так же как и в неавтоматизированном режиме работы МРЛ [2, 11].

Радиолокационная классификация явлений погоды отличается от общепринятой метеорологической. Решения об ОЯП принимаются на основе кри-

* См. Метеорология и гидрология. 2005. № 1 (совместно с А.А. Смирновой).

териев распознавания по косвенным признакам — высоте радиоэха кучево-дождевого облака и его отражаемости, поэтому радиолокационная информация свидетельствует не о явлении, а об облачности, несущей опасность этого явления (не «град», а градоопасное Сb или грозоопасное облако с градом, и т. п.). Степень соответствия радиолокационной информации об ОЯП данным наземных наблюдений выявлена сопоставлением этих видов информации. Критерии распознавания различны для разных физико-географических районов, сезонов года, конкретных МРЛ, принятых методик измерения.

Настоящая работа является продолжением изложенных в [12, 13] исследований. Цель ее состоит в исследовании радиолокационных характеристик для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью, на территории Уральского Прикамья. В ходе исследования были поставлены и решены следующие задачи: проанализированы зависимости между высотой радиоэха облачности и положением нулевой изотермы; определена вероятность обнаружения и распознавания явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью; рассчитаны нормативные характеристики ОЯП; выявлены синоптические условия возникновения ОЯП на территории Уральского Прикамья.

Проведению исследования предшествовала работа по созданию базы радиолокационных и станционных данных. Радиолокационные данные представлены информацией, полученной на МРЛ-5 АМСГ Большое Савино (г. Пермь) с помощью АМРК «Метеоячейка» за 1998—2002 гг. Для анализа количества облачности использовались данные наблюдений на 15 метеостанциях Пермского края, а также 7 станциях Свердловской области, расположенных в радиусе действия МРЛ-5, равном 200 км. Исследование проводилось для территории Уральского Прикамья, включающего в себя два субъекта Российской Федерации: центральную и южную часть Пермского края и юго-запад Свердловской области.

АМРК «Метеоячейка» позволяет получать 16 градаций явлений в зависимости от сезона наблюдений и вида осадков. Нас интересовали только явления, сопровождающие кучево-дождевую облачность, поэтому анализ проводился по 9 градациям, представленным в табл. 1. Также исследовались радиолокационные условия возникновения шквалистого усиления ветра (более 15 м/с).

Использование радиолокатора на метеорологической сети дает возможность оценить площадные характеристики распределения конвективных облаков, несущих опасные явления, и повысить заблаговременность получения информации о возможности возникновения ОЯП над определенным пунктом. МРЛ позволяет получить информацию о конвективных облаках, которые могут оказаться не замеченными наблюдателем, потому что при визуальном наблюдении с земли они замаскированы облаками слоистообразных форм. Известна также тенденция МРЛ фиксировать грозу на 10—15 мин раньше, чем она отмечается наблюдателем на метеостанции [15, 17]. Это происходит потому, что начало грозы обычно связывают с первым электрическим разря-

дом или ударом грома, тогда как МРЛ распознает грозовое состояние облака по критерию грозоопасности уже в стадии роста Сб.

Таблица 1

Градации метеорологических явлений

Номер градации	Метеорологическое явление
1	Ливень слабый (интенсивностью 0,5 мм/ч)*
2	Ливень умеренный (3,0 мм/ч)*
3	Ливень сильный (21,5 мм/ч)*
4	Гроза с вероятностью 30—70%
5	Гроза с вероятностью до 80%
6	Гроза с вероятностью более 80%
7	Град с вероятностью 30—70%
8	Град с вероятностью до 80%
9	Град с вероятностью более 80%

Примечание. Зимой и в переходные периоды ливневой снег. Интенсивность слабого, умеренного и сильного ливневого снега соответственно 0,02; 0,11 и 1,1 мм/ч.

Эффективность обнаружения гидрометеоров МРЛ зависит от их фазового состояния и высоты верхней границы облачности [2, 4, 9, 20]. Замечено, что в теплый период года осадки выпадают только из смешанных облаков, состоящих из капель воды и ледяных кристаллов [22]. Изменение фазового состояния в жидко-капельном облаке начинается после превышения облаком уровня нулевой изотермы, поэтому представляет интерес оценить распределение верхней границы облачности в зависимости от высоты нулевой изотермы. Такое распределение связано с климатическими особенностями территории. В табл. 2 приведены значения высоты верхней границы конвективных явлений по радиолокационным данным $H_{\max}$ в зависимости от высоты изотермы 0°C для территории исследования (высота нулевой изотермы $H_{0^{\circ}\text{C}}$ определялась по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы на метеостанции Бахаревка, г. Пермь).

Из данных табл. 2 следует, что значения $H_{\max}$ в целом возрастают с увеличением $H_{0^{\circ}\text{C}}$ для всех конвективных явлений. Можно также отметить тенденцию к увеличению высоты переохлажденной части кучево-дождевой облачности ($\delta = H_{\max} - H_{0^{\circ}\text{C}}$) с ростом высоты нулевой изотермы. Особенно четко это проявляется для среднего значения высот радиоэха конвективной облачности (РКО). Здесь величина δ изменяется от 3,3 до 5,2 км.

Отношение высоты радиоэха к высоте изотермы 0°C (β) также зависит от физико-географических условий региона. На территории Уральского Прикамья в теплый период года среднее значение β равно 4,1 и составляет для гроз — 4,7, для ливней — 4,2, для града и шквала — 3,6. В холодный период на территории исследования отмечались лишь ливни, для которых средняя величина β составила 0,5. Максимальные значения β для всех конвективных явлений наблюдались при высоте $H_{0^{\circ}\text{C}} \leq 0,5$, уменьшаясь с увеличением $H_{0^{\circ}\text{C}}$.

Таблица 2

**Средние значения максимальной высоты облачности ($H_{\max}$, км),
связанной с опасными явлениями погоды, при разной высоте
нулевой изотермы $H_{0^{\circ}\text{C}}$**

Градация явления, параметр	$H_{0^{\circ}\text{C}}, \text{ км}$							
	$\leq 0,5$	0,6—1,0	1,1—1,5	1,6—2,0	2,1—2,5	2,6—3,0	3,1—3,5	3,6—4,0
1	3,5	3,4	4,2	4,4	4,6	5,1	5,9	7,1
2	3,6	4,6	4,2	5,5	—	6,2	6,8	7,6
3	3,9	6,0	—	5,3	—	6,5	7,0	7,5
4	5,0	6,3	6,4	6,3	7,2	8,1	8,7	9,7
5	—	—	—	6,8	8,1	8,7	9,1	10,4
6	—	9,1	—	8,3	9,4	9,3	9,9	11,3
7	—	—	—	—	10,0	10,1	11,6	12,1
8	—	—	—	—	—	10,8	11,6	12,3
Шквал	—	—	—	—	10,4	10,3	11,0	11,2
РКО	3,6	4,0	4,4	5,1	5,6	6,7	8,0	9,0

Примечание. РКО — высота радиоэха конвективной облачности.

Для диагноза ОЯП по данным МРЛ необходимо провести согласование радиолокационной информации с данными станционных наблюдений и выявить радиолокационные критерии принятия решения о том или ином явлении, характерные для территории Уральского Прикамья.

Оценка радиолокационного распознавания облаков вида Q (Cb, Cu), N (Ns—As), S (St, Sc) давалась в работе [12]. Так как авторами работы рассматривались не явления погоды, а облачность, то целесообразно оценить вероятность распознавания ОЯП по данным МРЛ в зависимости от расстояния. При сопоставлении радиолокационной и станционной информации принимались следующие условия:

1. Конвективные явления считались распознанными МРЛ, если они подтверждались данными визуальных наблюдений.
2. Максимальное расстояние между конвективным явлением, обнаруженным МРЛ, и метеостанцией не должно превышать 30 км.
3. Конвективное явление, зафиксированное МРЛ, но не отмеченное наблюдателем, считалось подтвержденным, если оно регистрировалось на метеостанции в ближайшие 20 мин после срока радиолокационного наблюдения.

На территории Уральского Прикамья в период исследования наблюдались следующие ОЯП: в теплый период (май — сентябрь) — ливневой дождь, гроза, град; в холодный период (октябрь — апрель) — ливневой снег. Результаты сопоставления радиолокационной и станционной информации приведены в табл. 3, из которой следует, что вероятность радиолокационного распознавания ОЯП близка к вероятности их радиолокационного обнаружения по данным ГГО [1, 10, 16].

Таблица 3

Результаты сопоставления радиолокационных и станционных наблюдений опасных явлений погоды (%)

Радиус обзора, км	Станционные наблюдения		Радиолокационные наблюдения						Вероят- ность распознавания, %	Вероят- ность обнару- жения по данным ГГО, %
	явление	число случаев	6	8	2, 2*	куче- вая об- лач- ность	облож- ные осадки	РСО или нет радио- эха		
0—50	2*	148			54	7	23	16	54	90—100
	2	96		1	79		5	15	79	100
	6	62	97		3				97	100
50—100	2*	56			32	3	18	47	32	70
	2	385	1		62	8	6	23	62	100
	6	102	90		9	1			88	100
100—150	8	3		100					100	100
	2	425	1		60	2	7	30	60	90
	6	99	89		11				89	95—100
150—200	8	4	25	75					75	100
	6	72	67	27				6	67	80
	8	5	12	88					88	80

Примечание. Звездочкой отмечен ливневой снег. Радиолокационные наблюдения представлены в % общего числа случаев.

Для теплого периода вероятность распознавания ливней в радиусе 0—50 км оказывается неудовлетворительной. Возможно, это связано с тем, что для МРЛ-5, радиолокационная информация об ОЯП которого использовалась в анализе, радиус распространения «местников» (углов закрытия радиоэха местными предметами) достигает 28 км, тогда как одна из двух метеорологических станций, расположенных в рассматриваемом радиусе, удалена от МРЛ на 20 км. В радиусе 100—150 км высока вероятность «пропуска» ливней, либо они распознавались как радиоэхо слоистых облаков. Это естественное ограничение радиолокационного метода наблюдений, так как МРЛ дает достоверную информацию о ливневых осадках на расстоянии до 100 км [17, 18]. Начиная с расстояния 100 км, нижняя часть облака (а для облаков небольшой вертикальной протяженности и их вершина) оказывается ниже линии радиогоризонта лоатора.

В холодный период вероятность распознавания ливневого снега для радиусов 0—50 и 50—100 км составила 54 и 32% соответственно. В качестве характерной особенности, свойственной для наблюдений с теми и другими радиусами, можно отметить, что велик процент распознавания этого явления как обложного снега (23 и 18% соответственно). Так как наблюдателю на станции порой бывает затруднительно определить характер зимних осадков (обложной или ливневой), возникают случаи, когда ливневые осадки принимаются за обложные [7], поэтому для зимнего периода градации «ливневой

снег» и «обложной снег» мы сочли возможным объединить. При этом допущении вероятность распознавания ливневого снега в холодный период составила 81 и 50% для радиусов 0—50 и 50—100 км соответственно.

Одна из основных характеристик, по которой определяется вид явления, — радиолокационная отражаемость Z (величина, характеризующая отражающие свойства единицы объема гидрометеоров):

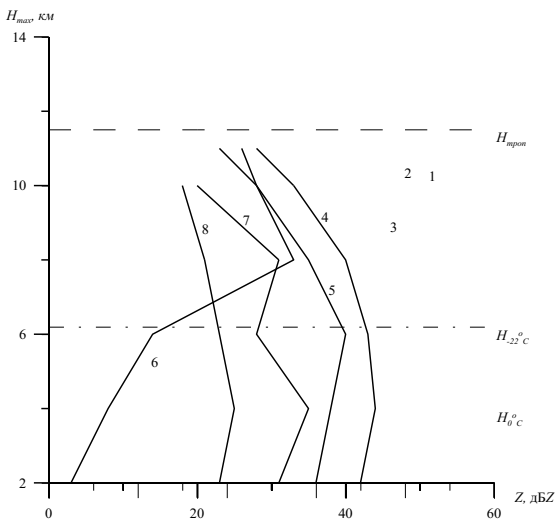
$$Z = \sum_{i=1}^N \frac{D_i}{V_3} \quad [\text{мм}^6/\text{м}^3; \partial \text{БЗ}],$$

где N — число частиц (капель или кристаллов) в единице объема облака или осадков V_3 ; D — диаметр сферических частиц, мм.

Для каждого вида явления свойственны определенное значение отражаемости и ее вертикальная структура. Отражаемость тесно связана с высотой верхней границы радиоэха облачности или явления ($H_{\max}$). Зона максимальной отражаемости в ливнях располагается обычно на уровне Z_2 , что соответствует в теплый период высоте изотермы 0°C , в грозах и граде — на уровне Z_3 (уровень, расположенный на 2—2,5 км выше положения изотермы 0°C) — так называемый уровень массовой кристаллизации капель, выше которого облака главным образом кристаллические [22]. В большинстве случаев отражаемость в кучево-дождевой облачности растет до уровня Z_2 , Z_3 , а затем убывает по экспоненциальному закону со скоростью, различной для разных видов явления [2, 17]. Среднегодовые значения $H_{\max}$ и соответствующей ей отражаемости для разных явлений на исследуемой территории за теплый период 1998—2002 гг. приведены на рисунке. Видно, что профили отражаемости ОЯП, наблюдавшихся на территории Уральского Прикамья, сходны с типичными профилями отражаемости этих явлений [8]. Кроме того, наблюдается плавный рост отражаемости при грозах до высоты 4 км (в теплый период года на этом уровне расположена изотерма 0°C), при граде — до высоты 6 км (уровень изотермы -22°C). Выше этих уровней отражаемость конвективных явлений начинает уменьшаться. Исключение составляет средний профиль отражаемости ливневых дождей (рисунок, кривые 1—3). Здесь наблюдаются рост отражаемости до высоты 3 км и дальнейшее уменьшение Z . Причем отражаемость в сильных и умеренных ливнях на нижних уровнях значительна, в среднем даже больше, чем для гроз (рисунок, кривые 4—6). Возможно, это связано с выпадением интенсивных осадков.

Для принятия решения об ОЯП используются критерии распознавания. Они существенно различаются для разных территорий, определяются для каждого физико-географического района в процессе эксплуатации МРЛ и каждый год корректируются. Выделяют однозначные и комплексные критерии распознавания ОЯП [1, 4, 5, 14, 17]. К однозначным критериям относится отражаемость явления на уровне Z_2 или Z_3 , выраженная в условных единицах: $\lg Z_2$, $\lg Z_3$. В пределах некоторого интервала значений $\lg Z$ можно с определенной степенью уверенности говорить о наличии того или иного явления. Превышение установленного порогового критерия свидетельствует о том,

что отмечается другое явление, обладающее большей интенсивностью, и наоборот. Другими однозначными критериями служат максимальная высота радиоэха явления ($H_{\max}$), что соответствует высоте верхней границы облачности по информации метеостанций, и степень ее превышения либо над уровнем массовой кристаллизации ($\Delta H = H_{\max} - H_{-22^\circ\text{C}}$), либо тропопаузы ($\Delta H_{\text{троп}} = H_{\max} - H_{\text{троп}}$). Значения $H_{-22^\circ\text{C}}$ и $H_{\text{троп}}$ определяли по данным температурно-ветрового зондирования.



Вертикальные профили отражаемости Z опасных явлений погоды.

1—8 — номер градации явления в табл. 1.

К комплексным критериям относится критерий грозоопасности Y . В теплый период года его расчет производится по формуле

$$Y = H_{\max} \lg Z_3,$$

в холодный

$$Y = H_{\max} \lg Z_{\max},$$

где $\lg Z_{\max}$ — максимальное значение отражаемости в Сб.

На практике очередность применения радиолокационных критериев определяется степенью их опасности: распознавание явлений ведется от наиболее к наименее опасному.

Наибольшую опасность для авиации, сельского хозяйства и транспорта представляют градоносные и градоопасные облака. Отличительной особенностью градового облака являются значения отражаемости на уровнях Z_1 — Z_3 (в зоне «ядра» радиоэха Сб) не ниже 50 дБЗ и высота верхней границы радиоэха более 8—10 км. Высота верхней границы может достигать тропопаузы.

зы, и даже «пробивать» ее (см. рисунок). При проведении данного исследования было выяснено, что на территории Уральского Прикамья МРЛ регистрирует град при выполнении следующих условий: 1) $H_{\lg Z_{дога} \geq 2,8} > (H_{0^\circ\text{C}} + 1,4)$; 2) при $H > 10$ км и отражаемости на любом уровне, равной 55 дБЗ; 3) при превышении верхней границы радиоэха градоопасного облака высоты тропопаузы. Максимальная высота радиоэха градового облака чаще всего располагалась на 0,5—2,0 км выше уровня тропопаузы, в среднем ее превышение составило 0,7 км.

В ходе своего развития конвективное облако достигает стадии, при которой начинается оледенение его вершины. Это основное условие для формирования гроз и Сб с ливнем. Согласно [17], температура вершины Сб должна составлять $-20 \dots -25^\circ\text{C}$. Следовательно, возникновение гроз происходит после превышения радиоэхом Сб уровня изотермы -22°C , т. е. при $H \geq H_{-22^\circ\text{C}}$. Связь отражаемости облака с количеством осадков и восходящими потоками в облаке определяется параметром $\lg Z_3$. На основании высоты изотермы -22°C и минимального значения $\lg Z_3$ в грозах ($\lg Z_{\min}$) рассчитывается критерильный параметр $Y_{\text{кр}}$:

$$Y_{\text{кр}} = H_{-22^\circ\text{C}} \cdot \lg Z_{\min}.$$

При $Y < Y_{\text{кр}}$ фиксируется ливень, который в зависимости от $\lg Z_2$, $\lg Z_3$, $H_{\max}$ и Y относится к градам: ливень сильный, ливень умеренный и ливень слабый (для холодного периода года — ливневой снег соответственно [4, 14, 15, 19, 20]). Применение $Y_{\text{кр}}$ предполагает, что для гроз с вероятностью распознавания 90% параметр $Y > Y_{\text{кр}} + 14$, для гроз с вероятностью 70—90% — $Y > Y_{\text{кр}} + 6$, для гроз с вероятностью $\leq 70\%$ $Y > Y_{\text{кр}}$. Значение $Y_{\text{кр}}$ зависит от высоты изотермы -22°C и изменяется не только по сезонам, но и от месяца к месяцу, а при сложных синоптических процессах — ото дня ко дню. На исследуемой территории высота изотермы -22°C в летний период в среднем равна 6,2 км, $\lg Z_{\min} = 1,5$. Следовательно, $Y_{\text{кр}} = 9,3$. На европейской территории России этот показатель равен 9,0 [18].

При невозможности получения значения $\lg Z$ диагноз явления можно проинвестировать по величине ΔH . Характеристика ΔH зависит от условий конвекции и стратификации атмосферы, которые определяют характер Сб (грозовое или негрозовое). Согласно [5], значение $\Delta H > 5$ км свидетельствует о грозе, при $\Delta H = 3—5$ км — грозы и ливни без гроз равновероятны, при $\Delta H = 1—3$ км отмечаются осадки обложного или ливневого характера без гроз. Эти выводы подтвердились для Уральского Прикамья.

При прохождении Сб с грозами и градом иногда наблюдаются шквалистые усиления ветра (> 15 м/с). Образованию шквалов способствуют нисходящие потоки воздуха, развивающиеся летом при неустойчивой стратификации атмосферы в конвективных облаках. Под облаками вертикальные потоки переходят в горизонтальный поток. С помощью МРЛ невозможно непосредственно измерить скорость шквала, она может быть определена лишь по ха-

рактистическим радиоэха Сб, с которым связан шквал [6, 21]. Диагноз шквала производится при анализе следующих параметров: максимальной высоты радиоэха $H_{\max}$, скорости переноса радиоэха V_p , отражаемости на уровне Z_3 и структуры очагов радиоэха. Для определения зависимости между параметрами радиоэха конвективного облака и скоростью шквала были рассмотрены эти характеристики, а также превышение высоты распространения Сб со шквалом над уровнем изотермы -22°C . При этом из исходной выборки исключались все случаи со значениями $Z_3 < 40 \text{ дБЗ}$ [5, 17] (табл. 4).

Таблица 4

Скорости шквалистого усиления ветра V при средних значениях максимальной высоты облачности $H_{\max}$, максимальной отражаемости $Z_{\max}$ и ΔH

Параметр	$V, \text{ м/с}$				
	15—17	18—20	21—23	24—26	27—29
$H_{\max}, \text{ км}$	10,8	10,8	10,7	11,1	12,2
$Z_{\max}, \text{ км}$	46,5	45,5	44,5	42,7	46,8
$\Delta H, \text{ км}$	3,8	4,0	3,8	4,1	5,3
Число случаев	33	90	33	8	5

Из данных табл. 4 следует, что с увеличением высоты радиоэха наблюдается усиление шквала. Причем шквал со скоростями ветра от 15 до 23 м/с отмечается при одинаковых максимальных высотах радиоэха. Для отражаемости такой закономерности не выявлено. Наоборот, отмечается даже уменьшение значений отражаемости при усилении скорости шквала от 18 до 26 м/с . Подобный вывод сделан в [3], где он объясняется тем, что к моменту образования шквала происходит выпадение накопленной в облаке влаги. Этот вывод подтверждается и тем, что максимальные значения отражаемости наблюдаются на нижних уровнях Z_1, Z_2 , свидетельствуя о наличии осадков. Однако во всех рассмотренных в настоящем исследовании случаях максимальные значения отражаемости соответствуют облачности и явлениям, в которых были отмечены наибольшие скорости шквала (27—29 м/с). По результатам исследования выявлено, что на территории Уральского Прикамья ОЯП чаще всего сопровождаются шквалами со скоростями 18—20 м/с . Шквалистых усилений ветра нужно ожидать в грозоопасном или градоопасном облаке при максимальной высоте радиоэха облака более 8 км и значении максимальной отражаемости на любом уровне более 40 дБЗ . Отметим также, что шквалы, отмеченные по радиолокационным данным, в 74% случаев подтвердились сообщениями штормовых телеграмм об усилении скорости ветра.

По информации МРЛ были определены также средние значения критериев распознавания (нормы) ОЯП для территории Уральского Прикамья. Нормативные характеристики позволяют оценить значения радиолокационных параметров, устраняют возможность их ошибочной интерпретации. Рассчитанные нормативные значения критериев распознавания (средние значения

максимальной высоты радиоэха явлений $\bar{H}_{\max}$, отражаемости $\bar{Z}_{\max}$, критерий грозоопасности $\bar{Y}$ и (ΔH) приведены в табл. 5.

Таблица 5

**Нормативные значения радиолокационных характеристик
для территории Уральского Прикамья**

Характеристика	Градация явления									
	3*	1	2	3	4	5	6	7	8	шквал
$\bar{H}_{\max}$	3,0	4,5	4,8	5,0	7,3	8,6	10,0	11,1	11,6	10,4
$\bar{Z}_{\max}$	20	22	28	39	36	39	44	51	52	45
$\bar{Y}$	1,2	2,0	4,2	10,9	11,1	15,9	21,7	33,4	38,7	20,9
ΔH	–0,1	–0,3	–0,3	2,0	2,4	2,7	4,0	4,6	5,1	4,5
Число случаев	36	1842	1161	103	542	309	372	42	23	177

На основании информации МРЛ и распределения средних значений радиолокационных параметров (табл. 5), были определены интервалы значений радиолокационных критериев распознавания (табл. 6).

Таблица 6

**Критические значения радиолокационных критериев распознавания
конвективных явлений**

Градация явления	$H_{\max}$, км	$\lg Z_3$	Z_3 , dBZ	Y	ΔH , км
8	10—14	3,0—3,8	48—56	35—51	3,5—7,0
6	8—12	1,9—3,5	37—53	26—41	1,5—5,8
5	7—11	1,5—2,9	33—47	14—30	1,0—4,9
4	5—10	0,6—2,5	24—43	10—23	≤ 4,0
2	2—10	0,2—2,2	20—40	1—15	≤ 3,0
3*	1—3	–0,3...0,2	16—25	≤ 2	≤ 1

Однако необходимо отметить, что для града критерий грозоопасности Y может быть равен 25—35 в случае, если $\Delta H > 4$ и (или) $\lg Z_3 > 3,2$. Грозы с вероятностью распознавания $\geq 90\%$ отмечаются при $Y = 18—25$, при условии, что $\Delta H > 2,5$ и (или) $\lg Z_3 > 2,4$, грозы с вероятностью 70—90% — при $Y > 14$ и $\lg Z_3 > 1,8$, грозы с вероятностью $\leq 70\%$ — при $Y = 4—9$, $\Delta H > 1,5$ и (или) $\lg Z_3 > 1,5$. Таким образом, для уточнения диагноза ОЯП необходимо учитывать весь ряд радиолокационных характеристик.

Возникновению ОЯП способствуют благоприятные физико-метеорологические условия, которые определяются конкретной синоптической ситуацией. Проведенный анализ позволил выявить основные синоптические ситуации, отмечающиеся на территории исследования, которые ведут к образованию ОЯП. Анализ проводился на основе приземных карт погоды в 0 ч МСВ за 1998—2002 гг. (табл. 7).

**Повторяемость (%) опасных явлений погоды
при разных синоптических ситуациях**

Синоптическая ситуация	Число случаев	Градации явления			
		8	6	2	шквал
Холодный фронт	109	22	23	22	28
Теплый фронт	79	14	18	22	18
Вторичный холодный фронт	34	9	6		
Фронт окклюзии	60	11	12	8	23
Центр циклона	12	4	2		
Внутримассовая неустойчивость	193	40	39	48	31
Число случаев	487	297	128	23	39

Согласно данным табл. 7, возникающие на территории Уральского Прикамья опасные явления связаны с 6 синоптическими ситуациями. Наибольшая повторяемость опасных явлений отмечается на фронтах — в 58% случаев (теплый фронт — 17, холодный — 22, вторичный холодный — 7, окклюзии — 12% случаев), при внутримассовой неустойчивости (сюда отнесены также случаи барических гребней и ложбин без фронта) — 40% случаев и в центральных частях циклонов — 2% от общего числа случаев.

На основании проведенного исследования получены следующие основные результаты:

1. Проанализированы зависимости между высотой радиоэха конвективной облачности и положением нулевой изотермы. Высота радиоэха облачности и значение отражаемости увеличиваются с ростом высоты нулевой изотермы. В среднем для конвективных явлений высота радиоэха облачности изменяется от 3,6 км для $H_{0^{\circ}\text{C}} \leq 0,5$ км до 9,0 км для $H_{0^{\circ}\text{C}} = 3,6\text{—}4,0$ км.

2. Определена вероятность обнаружения и распознавания ОЯП для теплового и холодного периодов года. Произведено ее сравнение с данными ГГО. По результатам исследования выявлено, что вероятность радиолокационного распознавания конвективных явлений близка к вероятности их радиолокационного обнаружения.

3. Рассчитаны нормативные значения радиолокационных характеристик при ОЯП.

4. Выявлены основные синоптические ситуации, при которых отмечаются ОЯП. Так конвективные явления возникают в основном при внутримассовой неустойчивости и на холодном фронте (40 и 22% случаев соответственно).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты 01-05-96454, 04-05-96043, 04-05-97503).

Литература

1. Базлова Т.А. и др. Метеорологические автоматические радиолокационные сети. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 332 с.

2. Балбуцкий И.М., Брылев Г.Б., Куликова Г.И. Зависимость высот верхних границ радиоэха конвективных и слоистообразных облаков от высоты уровня нулевой изотермы. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1989. С. 42—46.
3. Бочарников Н.В., Брылев Г.Б., Ватишвили М.Р. Диагноз шквалов по данным МРЛ. В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1989. С. 64—67.
4. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминога Г.Л. Радиолокационные характеристики облачности и осадков. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 232 с.
5. Брылев Г.Б., Низдойминога Г.Л. Использование радиолокационных данных в синоптической практике. Методическое пособие. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 76 с.
6. Брылев Г.Б., Огуриев В.С. Радиолокационные критерии шквалов, связанных с кучево-дождевой облачностью. Труды ГГО. 1976. Вып. 383. С. 67—72.
7. Гашина С.Б., Сальман Е.М. Определение характера зимних осадков по их радиолокационным характеристикам. В кн.: Вопросы радиолокационной метеорологии. Л.: Гидрометеиздат. 1969. Вып. 243. С. 23—25.
8. Гашина С.Б., Сальман Е.М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков. Труды ГГО. 1965. Вып. 173. С. 19—25.
9. Дивинская Б.Ш. Статистические закономерности поля высот радиоэхо при наличии осадков. Труды ГГО. 1967. Вып. 217. С. 23—32.
10. Дивинская Б.Ш., Иванов Т.В. Особенности совместного использования данных МРЛ и ГМС. Труды ГГО. 1977. Вып. 395. С. 100—105.
11. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. Перм. ун-т. Пермь. 2000. 104 с.
12. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
13. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 31—39.
14. Лапчева В.Ф. Определение наличия и вида осадков по данным МРЛ в летний период года. Труды ГГО. 1978. С. 68—71.
15. Минакова Н.Е. Результаты анализа радиолокационных данных по распознаванию ливней и гроз. — Труды ГМЦ СССР, Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 35—41.
16. Минакова Н.Е. Результаты сопоставления радиолокационных и визуальных наблюдений над облаками и связанными с ними явлениями погоды. Информационный сборник. 1975. № 4. С. 62—68.
17. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320—91. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 360 с.
18. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 334 с.
19. Сальман Е.М., Гашина С.Б. Локализация осадков и грозоопасных зон по их радиолокационным характеристикам. Труды ГГО. 1967. Вып. 217. С. 33—39.
20. Сальман Е.М., Жупахин К.С. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз. Труды ГГО. 1964. Вып. 159. С. 59—64.
21. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 204 с.
22. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ. 1986. 328 с.

2.5. Определение водности и водозапаса кучево-дождевой облачности по информации метеорологического радиолокатора*

1. Введение

При оценке количества осадков, которые могут выпасть из облака, необходимо знать влагосодержание вертикального столба атмосферы единичного сечения, располагающегося над пунктом наблюдения. На практике расчет величины водозапаса осуществляется по значениям расчетной водности облака, проинтегрированной по всей его вертикальной протяженности. Полученное значение водозапаса уточняется введением поправок на конденсационный, коагуляционный и гравитационный рост облачных частиц, а также поправки на уменьшение влаги вследствие испарения. Исходными данными в расчетах служат значения точки росы у поверхности земли, дефицита влаги в вышележащих слоях, распределения температуры и характеристик влажности (давления насыщения, парциального давления водяного пара) в атмосфере. Расчет производится по уравнениям переноса тепла и влаги и уравнению неразрывности. Далее по величине критической водности в облаке определяется количество влаги, которое выпадет из облака в виде осадков [1, 17]. Так как исходной информацией для расчетов служат данные наблюдений на наземных метеорологических и аэрологических станциях, то локальные очаги влаги, связанные с конвективными явлениями мезомасштаба, расположенные между пунктами наблюдений, оказываются исключенными из схемы расчетов. Между тем, такие очаги являются источником интенсивных (иногда катастрофических) ливневых осадков. В связи с этим для повышения качества восстановления полей конвективных осадков нами предлагается использовать данные радиолокационного зондирования атмосферы, полученные с помощью метеорологического радиолокатора (МРЛ). В результате радиолокационного зондирования атмосферы пользователь получает информацию об отражаемости и высоте радиоэха облачности и зон осадков. Радиолокационная отражаемость Z , являясь микрофизической интегральной характеристикой облака, зависит лишь от размера рассеивающих излучение облачных частиц D в единице радиолокационного объема V , и не зависит от технических параметров МРЛ. Зная максимальную отражаемость в километровом слое облака и его высоту, можно осуществить переход от значений радиолокационной отражаемости в облачности и осадках к их водности Q . Работы подобного рода проводились в России [11]. Целью их исследования ставилось получение трехмерного поля влаги в атмосфере и согласование его с полями облачности и осадков для задач локального прогноза погоды. За рубежом микрофизические характеристики облачности, полученные с помощью информации МРЛ, используются при проведении различных натурных

* См. Метеорология и гидрология. 2011. № 2 (совместно с А.А. Смирновой).

экспериментов и исследований в сравнении с информацией микроволновых радиометров и самолетов-лабораторий [18—21]. Так, например, в работах [18, 19] представлена методика восстановления количества жидкой воды в облаке по данным о радиолокационном зондировании облачности и измерений микроволнового радиометра. При этом авторы делают вывод о независимости полученных значений водности облака от предположения о логнормальности распределения капель по размерам и от калибровки радиолокатора. Метод основан на том, что как концентрация капель, так и спектр распределения размеров облачных частиц постоянны по высоте, что дает возможность сделать вывод о существовании взаимосвязи между количеством жидкой воды в облаке и радиолокационной отражаемостью.

2. Методика расчетов

Абсолютной водностью облаков (или просто водностью), называют массу капель воды и кристаллов льда, содержащихся в единичном объеме воздуха (чаще всего в 1 м^3) [8]:

$$Q = \frac{4}{3} \pi \rho_w \sum_i r_i^3$$

где ρ_w — плотность частиц осадков, r_i — радиус i -й частицы. Здесь суммирование производится по всем частицам единицы объема облака.

Если распределение капель по размерам $f(r)$ в облаке известно [9, 10], то

$$Q = \frac{4}{3} \pi \rho_w N \int_0^\infty r^3 f(r) dr = \frac{4}{3} \pi \rho_w N r_3^3. \quad (1)$$

Здесь N — параметр спектра размеров капель.

Чтобы перейти от радиолокационной отражаемости к водности облаков, необходимо выразить зависимость отражаемости от размера частиц [4, 6, 13]:

$$Z = \sum_{i=1}^N \frac{D_i^6}{V_g} = \int_0^\infty D^6 N(D) dD$$

где $N(D)dD$ — число рассеивающих частиц в интервале диаметров dD в единице радиолокационного объема (для снега под величиной D подразумевается диаметр сферической капли воды, имеющий ту же массу, что и снежинка). Распределение частиц по размерам может быть задано экспоненциальным законом Маршалла–Пальмера, которое описывает только крупнокапельную часть спектра ($D \geq 1 \text{ мм}$) при интенсивности выпадения осадков менее 35 мм/ч , что соответствует в средних широтах ливням, крупе, граду [3, 14]:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D}, \quad (3)$$

где Λ — параметр распределения облачных элементов по размерам (м^{-1}), $N_0 = 3,8 \cdot 10^6 \text{ м}^{-4}$ для ледяных кристаллов ($T \leq -22^\circ\text{C}$), $N_0 = 8,0 \cdot 10^6 \text{ м}^{-4}$ для капель ($T > -22^\circ\text{C}$) [2], $N_0 = 12,0 \cdot 10^6 \text{ м}^{-4}$ для градин.

С учетом выражений (2) и (3) уравнение (1) примет вид

$$Q = \frac{4}{3} \pi \rho_w \int_0^{\infty} D^6 N_0 e^{-\Lambda D} dD . \quad (4)$$

Подынтегральная функция представляет собой гамма-распределение [12], поэтому уравнение (4) перепишем в виде

$$Q = \frac{4}{3} \pi \rho_w N_0 \frac{\tilde{\Lambda}(7)}{\Lambda^7} . \quad (5)$$

Согласно [2], Λ определяется так:

$$\Lambda = \left(\frac{\pi \rho_w N_0}{Q} \right)^{\frac{1}{4}} . \quad (6)$$

Тогда

$$Q = \frac{\pi \rho_w N_0}{\Lambda^4} . \quad (7)$$

С учетом выражений (2)—(5)

$$Z = \frac{N_0 \Gamma(7)}{\Lambda^7} . \quad (8)$$

Следовательно

$$\Lambda = \left(\frac{N_0 \Gamma(7)}{Z} \right)^{\frac{1}{7}} . \quad (9)$$

Зная, что $\Gamma(7) = 720$, подставим (9) в (7):

$$Q = \pi \rho_w N_0 \left(\frac{Z}{720 N_0} \right)^{\frac{4}{7}} ,$$

или

$$Q = 2,33 \cdot 10^{-2} \pi \rho_w N_0^{\frac{3}{7}} Z^{\frac{4}{7}} . \quad (10)$$

Здесь Z измеряется в $\text{мм}^6/\text{м}^3$. Так как облако содержит воду в жидком и твердом состоянии, то плотность частиц осадков (ρ_w) будет приниматься равной 10^5 г/м^3 для кристаллов льда, $0,8 \cdot 10^6 \text{ г/м}^3$ для градин и 10^6 г/м^3 для капель дождя. Для перехода от значений радиолокационной отражаемости Z в $\text{мм}^6/\text{м}^3$ к Z' в дБЗ необходимо воспользоваться формулой из [4, 6]:

$$Z' = 10^{\frac{Z}{10}} .$$

Чтобы получить количество воды во всем слое облака, необходимо проинтегрировать выражение (10) по всей вертикальной протяженности облака [8]:

$$Q^* = \int_{H_{\text{НГО}}}^{H_{\text{ВГО}}} Q(h) dh . \quad (11)$$

Шаг интегрирования по вертикали — 1 км. Интегрирование производится по всем уровням, где есть радиолокационная отражаемость: $H_{\text{нго}}$ — самый нижний уровень, на котором зафиксирована радиолокационная отражаемость, $H_{\text{вго}}$ — уровень, на котором выполняется условие $Z_i = 0$. Зная, что выше изотермы -22°C облака в основном кристаллические, необходимо производить отдельное интегрирование капельной и кристаллической частей облака с последующим их суммированием.

3. Характеристика исходных данных

Информация об облачности и явлениях погоды, обнаруженная МРЛ в результате проведения радиолокационного обзора, обрабатывается автоматизированным метеорологическим радиолокационным комплексом (АМРК) «Метеочейка» и записывается в архивный файл прямого доступа. В этом файле в двоичном коде содержится следующая информация: паспорт обзора (дата и срок наблюдения, технические параметры МРЛ, фамилия оператора, состояние атмосферы в данный срок наблюдения) и информация радиолокационных наблюдений за облачностью и явлениями погоды в виде матрицы наблюдений. Матрица наблюдений представляет собой первичные радиолокационные данные в радиусе обзора МРЛ (200 км), где в каждой записи содержится целое число строк. В каждой строке в побайтовой форме находится информация, относящаяся к одному элементу разрешения АМРК «Метеочейка» (4×4 км): прямоугольные координаты, максимальная высота радиоэха, код обнаруженного явления, отражаемость по одиннадцати километровым слоям [5].

Метеорологический радиолокатор, данные измерений которого использовались при проведении данного исследования, работает в автоматическом режиме, передавая информацию через 1 ч; при наличии грозо- и градоопасных ячеек в радиусе 100 км от МРЛ информация обновляется каждые 30 мин.

Синоптические данные представлены наблюдениями на метеорологических станциях территории исследования в основные синоптические сроки (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч ВСВ) в виде электронных файлов и журналов наблюдений, а также информацией, поступающей с метеостанций в режиме «Шторм». Данные о состоянии атмосферы приводятся по результатам зондирования аэрологической станции Пермь — Бахаревка за срок 0 ч ВСВ.

Для обработки, анализа и представления информации использовались программные продукты [5, 7].

4. Погода по данным наблюдений

Приводятся результаты восстановления водности и водозаписа грозо- и градоопасной кучево-дождевой облачности, отмечавшейся над территорией Пермского края 17 июля 2006 г. Исследование проводилось для района, огра-

ниченного радиусом действия МРЛ (200 км), расположенного в г. Пермь на станции Большое Савино.

Погода на территории исследования определялась влиянием гребня арктического антициклона, в котором происходило уменьшение геопотенциальных высот и отмечалась адвекция тепла по потоку. У земли ему соответствовало малоградиентное поле повышенного давления. На расстоянии 300–400 км к западу и северо-западу от территории исследования в зоне раздела воздушных масс умеренных и тропических широт проходила система полярного фронта. Таким образом, кучево-дождевая облачность, отмечавшаяся 17 июля 2006 г. имела внутримассовое происхождение.

По данным температурно-ветрового зондирования в атмосфере наблюдалась значительная вертикальная термическая неустойчивость, подтверждаемая расчетными величинами. Суммарный дефицит точки росы в слое 850—500 гПа составил 26°C, средняя скорость горизонтального переноса в слое 1000—500 гПа — 3 м/с, максимальная скорость вертикального потока — 20 м/с, разность максимальной температуры между поверхностями 1000 и 500 гПа — 41,8°C. Несмотря на большое значение дефицитов влаги и низкую относительную влажность воздуха в облакообразующем слое, запас энергии неустойчивости в пределах конвективно-неустойчивого слоя (свыше 3500 Дж/кг) обеспечил формирование и значительное развитие по вертикали кучево-дождевой облачности. Расчетные методы прогноза (Р.А. Ягудина, Института радарной метеорологии (ИРАМ), В.Д. Решетова, Б.Е. Пескова, Гидрометцентра СССР) показали возможность формирования гроз и града в радиусе 100 км от пункта зондирования при максимальной высоте развития облачности до 14 км.

По данным МРЛ конвективные процессы в атмосфере были зафиксированы в срок 7 ч ВСВ (13 ч местного времени). По информации радиолокационного обзора в секторе 270—307° на удалении 29 и 84 км от МРЛ были отмечены очаги радиоэха конвективных облаков (РКО). В 8 ч были зафиксированы первые конвективные ячейки с грозой. В грозоопасных ячейках максимальное значение радиолокационной отражаемости составило 39 dBZ, максимальная высота радиоэха — 9 км (рис. 1). К следующему сроку максимальное значение отражаемости достигло 50 dBZ при высоте радиоэха 9,3 км. В 9 ч ВСВ в поле РКО отмечаются градоопасные очаги. Высота радиоэха конвективной ячейки с градом составила 12,75 км, максимальная отражаемость — 53 dBZ. Развитие конвективной облачности происходит до 14 ч ВСВ. В этот период в радиусе действия МРЛ отмечалось до 7 очагов РКО и радиоэха конвективных и слоистообразных облаков (РКСО) с высотой радиоэха конвективных ячеек с грозой и градом 14 км, максимальной отражаемостью на уровне изотермы –22°C — 57 dBZ. Зона облачности и осадков занимала сектор 220—0—25° в пределах видимости МРЛ. В 14 ч 30 мин отмечалось ослабление конвективных процессов, зоны РКО и РКСО заметно сократились.

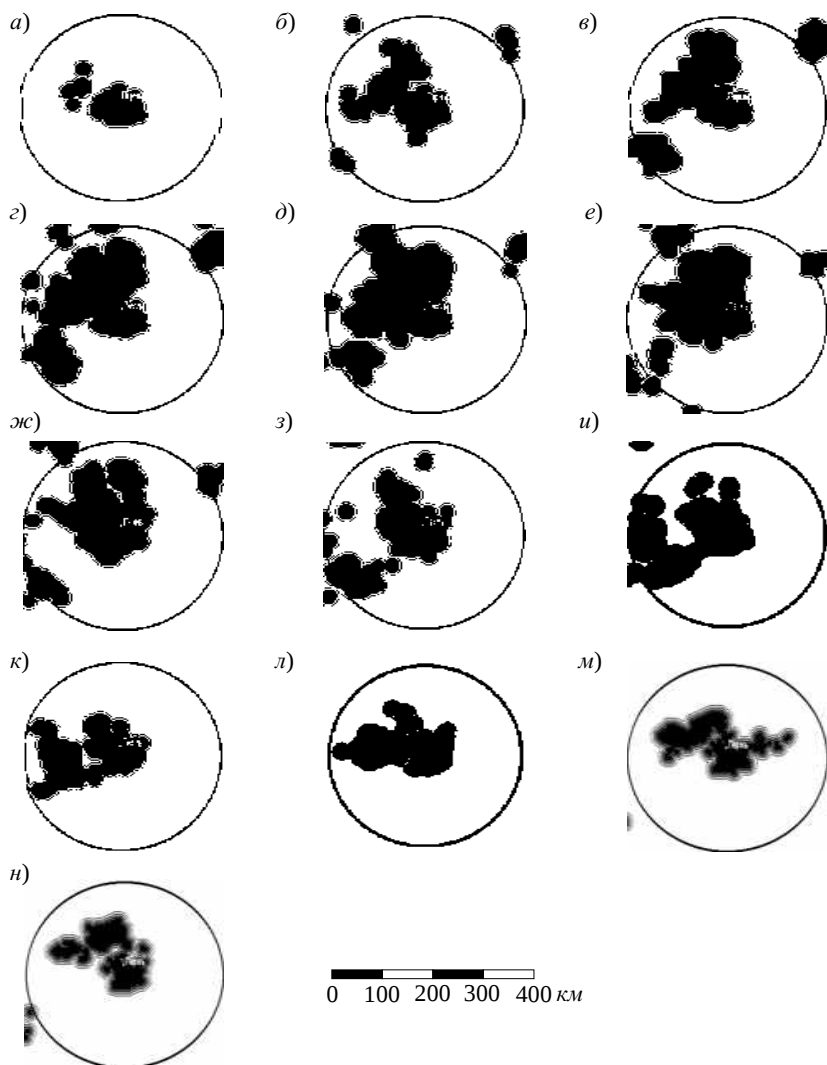


Рис. 1. Распределение зон радиоэха облачности и осадков по данным радиолокационного зондирования в радиусе действия МРЛ.

а) 8 ч; б) 9 ч; в) 10 ч; г) 11 ч; д) 12 ч; е) 13 ч; ж) 14 ч; з) 15 ч; и) 16 ч; к) 17 ч; л) 18 ч; м) 19 ч; н) 20 ч (здесь и на других рисунках указано Всемирное скоординированное время; сроки радиолокационных наблюдений приведены к моменту запуска МРЛ для зондирования).

С уменьшением влияния термического фактора неустойчивость в атмосфере ослабла, вертикальные движения стали менее интенсивными, высота

радиоэха кучево-дождевой облачности уменьшилась до 11 км, максимальная отражаемость — до 49 дВЗ. Грозовая деятельность, по данным радиолокационных наблюдений, закончилась в 20 ч 30 мин ВСВ, когда был зарегистрирован последний очаг РКО с грозами. Максимальная высота радиоэха в ячейке с грозой составила 8,5 км, максимальная отражаемость — 41 дВЗ.

Таким образом, в течение всего исследуемого периода происходит внутримассовое развитие конвекции за счет термических причин, а также распространение конвекции с запада, что позволяет сделать вывод о том, что происходил вынос влажной неустойчивой воздушной массы из района барической депрессии, расположенной над центральной Россией.

По информации метеорологических наблюдательных станций начало грозовой деятельности было зафиксировано в 10 ч ВСВ на метеостанции Чермоз (штормовое сообщение). В течение суток гроза отмечалась на метеостанциях Чайковский, Оханск, Верещагино, Пермь, Добрянка.

Рассмотрим изменение погодных условий на ряде метеостанций Пермского края при прохождении грозы. На метеостанции Чайковский грозы регистрировались в период с 13 до 18 ч ВСВ, при этом отмечался хорошо выраженный суточный ход всех метеовеличин. Так, в утренние часы происходило интенсивное повышение температуры воздуха с максимумом в 12 ч ВСВ. Прогрев приземного слоя воздуха при этом составил 12,6°C. Наибольшее значение дефицита точки росы (17,7°C) отмечалось в 12 ч ВСВ, наименьшее (5,3°C) — в 0 ч. Атмосферное давление, приведенное к уровню моря, в период 0—6 ч слабо повышалось, достигнув значения 1015,4 гПа. С 9 до 15 ч давление понижалось (в 15 ч ВСВ величина барической тенденции составила 1,1 гПа/3 ч), затем произошло незначительное его повышение.

На метеостанции Верещагино конвективные облака отмечались в течение всех суток, начиная с 0 ч ВСВ, за исключением 6 ч ВСВ, когда были отмечены лишь облака перистообразных форм. Грозы с ливнями на станции были зафиксированы в период с 12 до 18 ч, в 9 ч на станции выпадали ливневые осадки. Температура воздуха достигла максимума в 6 ч ВСВ, однако, при наличии 7—8-балльной облачности в околополуденные часы прогрев воздуха из-за суточного хода составил лишь 10,8°C. Дефицит точки росы в течение суток изменялся от 1,2°C в 21 ч ВСВ до 9,8°C в 6 ч. Атмосферное давление в период 0—9 ч испытывало слабые изменения. С началом грозовой деятельности ход давления стал неравномерен: в 12 ч $\Delta p = 1,0$, в 15 ч — 1,3, в 18 ч — 1,1, в 21 ч — 2,2 гПа/3 ч.

На метеостанции Пермь гроза была зафиксирована в 15 ч ВСВ, однако конвективная облачность отмечалась на станции в течение всех суток. Температура воздуха в результате суточного хода повысилась на 11,3°C и достигла максимума в 12 ч ВСВ (31,4°C). Дефицит точки росы в ночные часы соответствовал ходу температуры воздуха (минимальное значение 2,5 и 2,7°C в 21 и 0 ч соответственно). В околополуденные часы ход значений дефицита точки росы по отношению к температуре был обратным (максимальное значение 14,5°C в 12 ч ВСВ). Атмосферное давление в течение всего периода

изменялось незначительно, барическая тенденция была положительной в первую (0—6 ч) и отрицательной во вторую (9—21 ч) половину суток.

5. Обсуждение результатов

В соответствии с предложенной методикой на основании данных радиолокационного зондирования были рассчитаны значения водности и водозапаса в радиолокационных конвективных ячейках с ливнем, грозой и градом. В расчетах учитывались значения радиолокационной отражаемости и высоты радиоэха, извлеченные из элементов разрешения АМРК «Метеоячейка» (4×4 км), соответствующих зоне максимальной отражаемости (ядро радиоэха Сб), в которой зафиксировано конвективное явление, определенное в соответствии с критериями распознавания как ливень, гроза или град. По информации «Таблиц штормоповещения» АМРК «Метеоячейка» за исследуемый период было выделено 65 очагов ливней, 62 грозы и 15 явлений града.

Согласно полученным данным, значения водности (г/м^3) в очагах с Сб в течение всего исследуемого периода изменялись от 0,04 до 8,60 г/м^3 , составляя в среднем 3,48 г/м^3 :

Значение	Среднее	Медиана	Минимальное значение	Максимальное значение	Дисперсия
Ливень	0,24	0,14	0,04	2,48	0,08
Гроза	1,06	0,67	0,10	5,46	0,94
Град	3,61	2,86	1,14	8,60	3,37

Величина водности в Сб, определенная по данным МРЛ, существенно отличается в зависимости от состояния атмосферы, стадии жизни облака, его удаления от лоатора, наличия объектов и явлений, препятствующих распространению радиолуча (экранирующие осадки, рельеф, высокие здания и сооружения и т.п.). Кроме того, водность неравномерно распределяется в самом облаке. Коррелируя с радиолокационной отражаемостью, она увеличивается в слое 3—6 км в ядре радиоэха, и уменьшается к его периферии. Поскольку в расчетах были использованы значения отражаемости во всех Сб в пределах радиуса обзора МРЛ и на всех уровнях ядра конвективного облака, то амплитуда между максимальными и минимальными значениями водности достаточно большая: при ливнях — 2,44, при грозе — 5,36, при граде — 7,46 г/м^3 .

На рис. 2 представлены вертикальные профили водности в ячейках с ливнями и грозами. Видно, что для водности практически во все сроки измерений отмечается один максимум, коррелирующий с высотой изотерм 0, -10 и -22°C. На высоте расположения этих изотерм происходила смена фазового строения облака с чисто капельного на чисто ледяное. Здесь отмечалось разделение электрических зарядов в облаке и происходило формирование грозовых очагов. Ячейки с грозой характеризовались резким увеличением водности от нижней границы облака до высоты 4—6 км, где наблюдались макси-

мальные значения Q , и таким же резким ее уменьшением в слое от 6 км до H , км

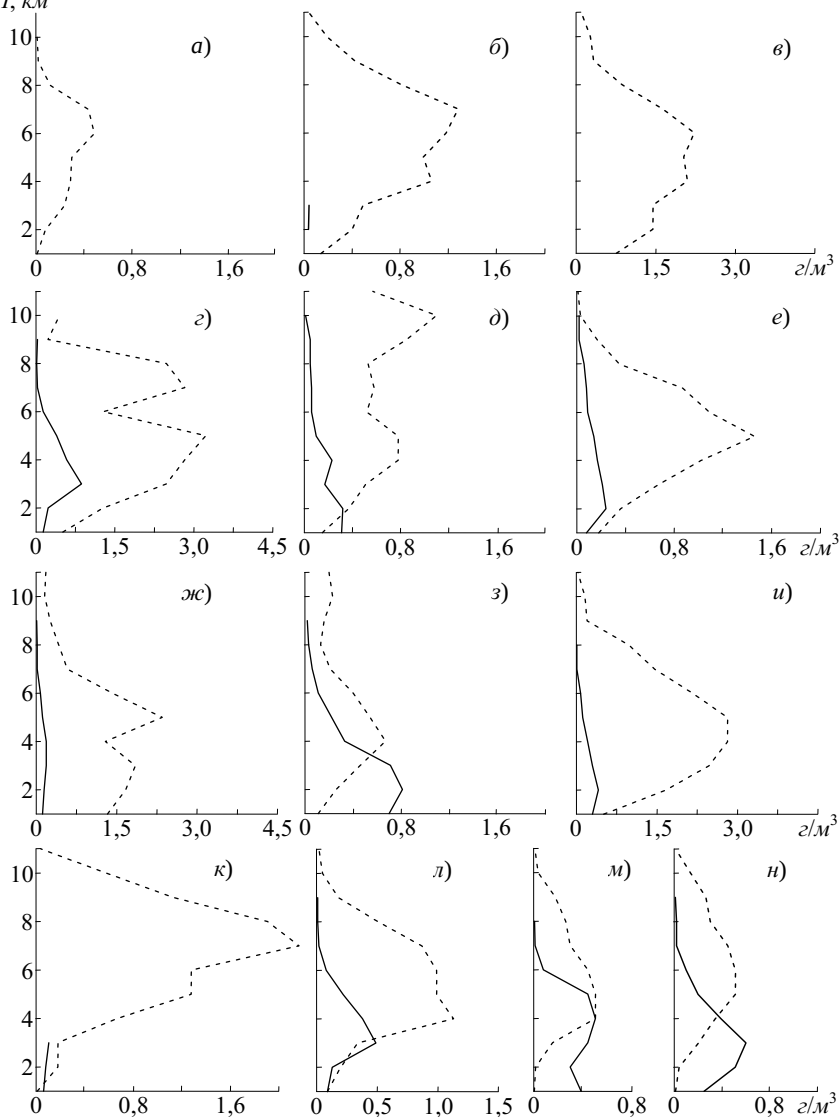


Рис. 2. Вертикальное распределение водности в конвективных ячейках с ливнями (сплошная линия) и грозой (пунктир).

а) 8 ч; б) 9 ч; в) 10 ч; г) 11 ч; д) 12 ч; е) 13 ч; ж) 14 ч; з) 15 ч; и) 16 ч; к) 17 ч; л) 18 ч; м) 19 ч; н) 20 ч.

верхней границы облака. В период 13 ч 30 мин — 14 ч такой максимум в

ячейках с грозой отмечался в нижнем слое облака (от земной поверхности до высоты 6 км) (рис. 3ж). В этот период вблизи МРЛ (сектор 210—300°, удаление 20—40 км) происходило развитие кучево-дождевой облачности: высота радиоэха 12,5 км, максимальная отражаемость в слое 0—5 км — 57 dBZ, влажность — 2,35 г/м³. Такой вид вертикального профиля распределения влажности в ячейке с грозой определялся выпадением ливневых осадков из облака. Факт выпадения осадков не подтвержден информацией с метеорологических станций вследствие их отсутствия в указанном районе, однако об этом свидетельствует радиолокационная обстановка, а также регистрация грозы с ливневыми осадками на метеорологической станции Верещагино (азимут 283°, удаление 82 км) в сроки 12—18 ч ВСВ. Этой же причиной обусловлен вертикальный ход влажности в Сб с грозой в 15 ч 30 мин, 18 ч 30 мин и 19 ч 30 мин (не показано).

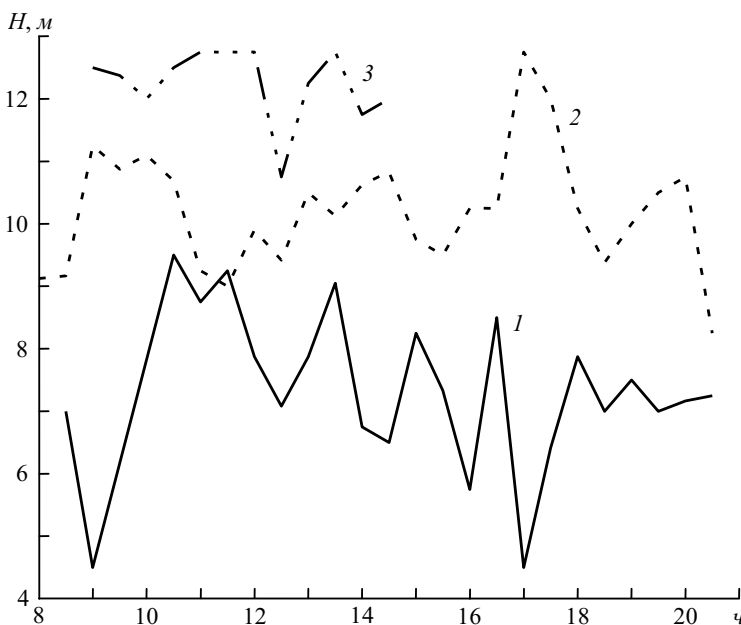


Рис. 3. Суточный ход высоты радиоэха конвективных ячеек с ливнями (1), грозой (2) и градом (3).

Радиолокационные конвективные ячейки со слабыми, умеренными и сильными ливневыми осадками по радиолокационной классификации отмечались за весь период наблюдений, а также в течение всех рассматриваемых суток, начиная с 7 ч ВСВ. Вертикальный профиль влажности в таких ячейках в общем случае также имеет один максимум в слое замедления облачных капель, однако, можно выделить ряд сроков, в которые максимальные значения влажности облака отмечались или вблизи нижней границы облака (уровень

конденсации), или земной поверхности (например, в сроки 8 ч 30 мин, 12 ч — 13 ч 30 мин, 14 ч 30 мин — 15 ч и 19 ч — 19 ч 30 мин; рис. 2).

В целом можно заметить, что водность изменялась от срока к сроку достаточно интенсивно в соответствии с суточным ходом высоты радиоэха конвективных ячеек и развитием конвективной облачности. По мере прогрева подстилающей поверхности происходило увеличение высоты радиоэха ячеек с явлениями (рис. 3), усиливались вертикальные движения, обострялась грозовая деятельность.

Поскольку известна зависимость высоты радиоэха конвективной ячейки от стадии развития кучево-дождевой облачности, то на рис. 3 можно выявить периоды развития и распада облака, как чередование максимумов и минимумов на графике хода высоты радиоэха. Напомним, что поскольку рис. 3 характеризует средние характеристики отражаемости, то здесь показана лишь общая тенденция эволюции конвективной облачности. Время жизни отдельных конвективных ячеек внутримассового происхождения составляет в среднем 15 мин, поэтому при 30-минутном интервале проведения радиолокационного обзора невозможно отследить все этапы эволюции кучево-дождевого облака.

Водность градовых облаков существенно выше, чем конвективных облаков с линиями и грозами. Это связано с наличием более мощного облачного слоя с интенсивными восходящими движениями, благодаря чему формируются облачные элементы в виде градин с диаметром до 30 мм. Град — явление локальное и кратковременное, его средняя продолжительность составляет 5 мин. В том случае, если град выпадает в районе, не освещенном данными метеостанции, информация о его выпадении в метеорологических сводках отсутствует. В период исследования, по информации МРЛ, отмечались радиолокационные конвективные ячейки с градом, который также прогнозировался на данный день методами В.Д. Решетова и ИРАМ. Однако ни одна из метеостанций выпадение града не зафиксировала. Считая в этой ситуации данные МРЛ наиболее объективной информацией, авторы произвели расчет значений водности в тех конвективных ячейках, где, согласно радиолокационным критериям распознавания, был зафиксирован град. Вертикальное распределение водности градоопасных кучево-дождевых облаков приведено на рис. 4.

Вертикальный ход водности в градоопасных конвективных ячейках очень неравномерен. Значения водности изменяются от $0,02 \text{ г/м}^3$ в нижней части облака и вблизи его вершины ($1,14 \text{ г/м}^3$ вблизи границ ядра радиоэха градоопасных Сб) до $8,60 \text{ г/м}^3$ на высоте 7 км, составляя в среднем в ядре $3,61 \text{ г/м}^3$. В ячейке может отмечаться несколько слоев с повышенными значениями водности (сроки 9, 11 ч), которые хорошо согласуются с высотой расположения изотерм $-10, -22^\circ\text{C}$. Наибольшие значения водности во всем слое конвективной ячейки с градом ($8,60 \text{ г/м}^3$) отмечались в 9 ч ВСВ (среднее значение $4,87 \text{ г/м}^3$), т. е. в период наиболее интенсивного развития конвекции, когда горизонтальные и вертикальные размеры облака увеличивались. Отражае-

мость в радиолокационном ядре составила в среднем 54 dBZ , высота радиозаха градоопасной облачности — $12,75 \text{ км}$. В остальные сроки с градоопасной кучево-дождевой облачностью максимальное значение водности составило $6,30 \text{ г/м}^3$. Для градоопасных радиолокационных конвективных ячеек, также как и для грозоопасных, отмечалось резкое увеличение значений водозапаса от нижней границы облака до высоты $4\text{—}7 \text{ км}$, а затем его уменьшение до вершины облака. Однако, в отличие от ячеек с грозой здесь отмечается большая мощность слоя с максимальными значениями водности.

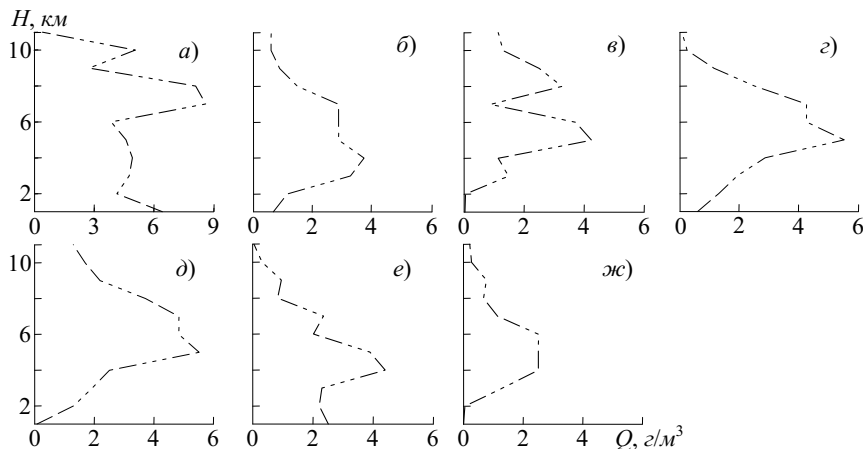


Рис. 4. Вертикальное распределение водности в конвективных ячейках с градом.

а) 9 ч; б) 10 ч; в) 11 ч; г) 12 ч; д) 13 ч; е) 13 ч 30 мин; ж) 14 ч 30 мин.

Полученные значения водности послужили основой для расчета значений водозапаса конвективной облачности с помощью уравнения (11) (рис. 5). Согласно расчетам, среднее значение водозапаса для конвективных ячеек с ливнями составило $2,62$, с грозами — $7,13$ и с градом — $29,24 \text{ кг/м}^2$. Для водозапаса конвективных ячеек с ливнями отмечалось несколько локальных максимумов и минимумов, само значение водозапаса изменялось в широких пределах: $0,04\text{—}2,62 \text{ кг/м}^2$. Ход водозапаса в грозо- и градоопасных кучево-дождевых облаках был очень неравномерен, и в зависимости от стадии развития облака он изменялся от $1,98$ до $17,35 \text{ кг/м}^2$ в ячейках с грозой и от $11,82$ до $29,24 \text{ кг/м}^2$ в ячейках с градом.

6. Заключение

Проведено исследование водности и водозапаса конвективной облачности без осадков, а также облачности, сопровождающейся ливнями, грозами и градом. Значения водности и водозапаса были получены расчетным путем на

основе радиолокационных характеристик кучево-дождевой облачности, а также ряда эмпирических зависимостей. Исследование проводилось для суток, когда отмечалась интенсивная грозовая деятельность, обусловленная внутримассовыми явлениями. В общей сложности были исследованы 142 очага РКО и РКСО с ливнями, грозами и градом за 26 сроков радиолокационных наблюдений. Процедура расчета водности и водозапаса была автоматизирована с помощью программного комплекса «Clouds liquid-water content» [7].

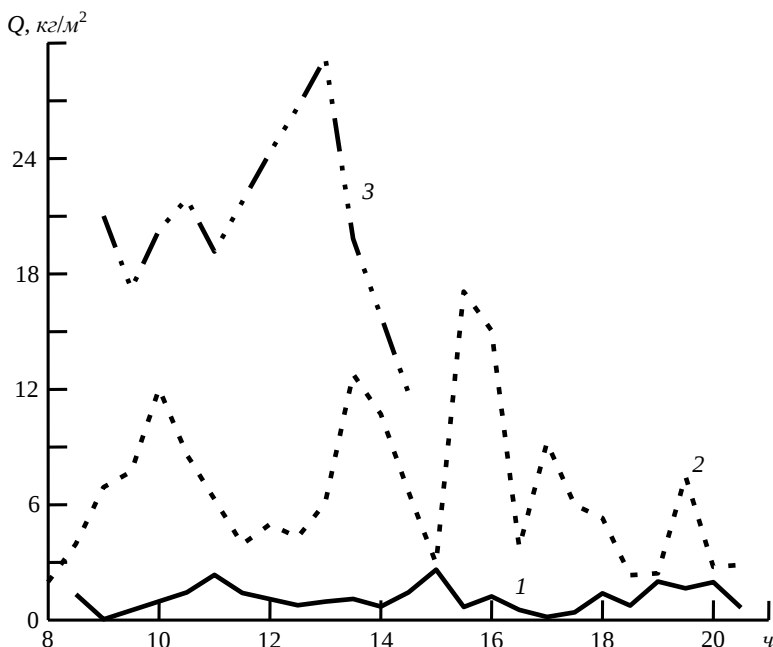


Рис. 5. Суточный ход осредненных значений водозапаса конвективных ячеек с ливнями (1), грозой (2) и градом (3).

Значения водности и водозапаса кучево-дождевой облачности, восстановленные с использованием информации метеорологического радиолокатора, близки по значениям к характеристикам, получаемым традиционными методами, в том числе при самолетном зондировании [8, 15—17]. Рассчитанные значения могут содержать некоторую погрешность, связанную с особенностью проведения радиолокационных наблюдений. Так, необходимо помнить о таких фактах, как наличие вблизи МРЛ зоны «местников», о возможности экранирования отраженного сигнала выпадающими осадками, об ослаблении радиолокационного сигнала с удалением от МРЛ. В статье не приводится количественная оценка погрешности предлагаемого метода определения водности и водозапаса облаков и осадков по данным МРЛ, поскольку нет

возможности провести сравнение полученных результатов с данными pluviометрических или дисдрометрических измерений, которые в районе исследования не проводятся.

Таким образом, использование информации МРЛ для расчета микрофизических характеристик облака, таких как водность и водозапас, позволяет дополнять и уточнять данные наземных метеорологических и аэрологических наблюдений.

Работа выполнена при поддержке Ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (2.1.1/4984).

Литература

1. Акимов И.В. Метод расчета количества осадков, выпавших из облачности капельного и смешанного фазового состояния, основанный на параметризации микрофизических процессов. Труды Гидрометцентра России. 2001. Вып. 336. С. 149—163.
2. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 230 с.
3. Базлова Т.А., Бочарников Н.В., Брылев Г.Б. и др. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 332 с.
4. Баттан Л.Дж. Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1962. 196 с.
5. Заморин И.С., Пенский О.Г., Смирнова А.А. Recod (программа преобразования и извлечения данных радиолокационных наблюдений АМРК МРЛ-5 «Метеоячейка»). М.: НТВИЦ. 2005. № 4287.
6. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2000. 104 с.
7. Калинин Н.А., Русаков В.С., Смирнова А.А. Программа восстановления количества жидкой воды в облаке (Clouds liquid-water content). М.: НТВИЦ. 2006. № 5577.
8. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 280 с.
9. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 2000. 780 с.
10. Облака и облачная атмосфера. Справочник. / Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 648 с.
11. Полежаев А.А. Восстановление полей облачности и осадков в задаче локального прогноза погоды с помощью радиолокационного зондирования атмосферы. Труды Гидрометцентра СССР. 1991. Вып. 310. С. 52—58.
12. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеиздат. 2001. Кн. 1. 340 с.
13. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320-91. СПб.: Гидрометеиздат. 1993. 360 с.
14. Рыжков А.В. Метеорологические объекты и их радиолокационные характеристики. Зарубежная электроника. 1993. № 4. С. 6—17.
15. Смирнова А.А. Объективный анализ облачности и опасных явлений погоды по данным радиолокационных и станционных наблюдений. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2005. 124 с.
16. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Л.: Гидрометеиздат. 1967. 412 с.

17. Тлисов М.И. Физические характеристики града и механизмы его образования. СПб.: Гидрометеониздат. 2002. 387 с.

18. Frisch A.S., Fairall C.W., and Snider J.B. Measurement of Stratus Cloud and Drizzle Parameters in ASTEX with a K_a -Band Doppler Radar and a Microwave Radiometer. *J. Atm. Sci.* 1995. Vol. 52. No 16. PP. 2788—2799.

19. Frisch A.S., Feingold G., Fairall C.W., et al. On cloud radar and microwave radiometer measurements of stratus cloud liquid water profiles. *J. Geophys. Res.* Vol. 103. 1998. PP. 23195—23197.

20. Frisch A.S., Martner B.E., Djalalova I., and Poellot M.R. Comparison of radar/radiometer retrievals of stratus cloud liquid-water content profiles with in situ measurements by aircraft. *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. PP. 15361—15364.

21. Shupe M.D., Uttal T., Matrosov S.Y., and Frisch A.S. Cloud Water Contents and Hydrometeor Sizes During the FIRE Arctic Clouds Experiment. *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. PP. 15015—15028.

2.6. Влияние орографии на поля облаков и осадков в Пермском крае*

Формирование и эволюция полей облаков и осадков в атмосфере зависит от большого числа факторов, среди которых одно из первых мест занимает орография. Влияние рельефа, поверхностей с различными термическими и влажностными свойствами с разной степенью шероховатости приводит к росту или уменьшению влагосодержания атмосферы, и, следовательно, к изменению водности облаков и количества осадков. Цель данной статьи состоит в изучении влияния основных элементов орографии — рельефа и водохранилищ, дающих наибольший вклад в процессы изменения влагосодержания атмосферы и эволюции полей облаков и осадков на территории Пермского края.

Пространственно-временное распределение осадков под влиянием рельефа

Зависимость выпадающих осадков от рельефа местности определяется высотой и изрезанностью склонов, их ориентацией и открытостью по отношению к влагонесущему потоку, горизонтальными размерами возвышенностей.

В умеренных широтах на распределение осадков даже на равнинной местности могут влиять элементы рельефа с относительными высотами более 50 м. Их основное влияние на осадки заключается в том, что на наветренной стороне возвышенностей и гор за счет вынужденного подъема воздуха по склонам возникают орографические восходящие вертикальные движения, увеличивающие облачность и количество осадков, а на подветренной — нис-

* См. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2014. № 37 (совместно с А.А. Поморцевой).

ходящие движения, способствующие размыванию облачности и уменьшению количества выпадающих осадков.

Уральские горы образуют протяженный природный барьер на пути движения западных влажных воздушных потоков и вызывают их трансформацию при переваливании. Отмечено, что влияние Уральских гор на поля осадков может проявляться уже на расстоянии 100 км от подножия склона [16, 17]. Для оценки влияния рельефа Предуралья на поля осадков определим меру тесноты связи между количеством выпадающих осадков и рельефом местности. Исходными данными для исследования послужила информация о среднемесячном количестве осадков на 77 метеостанциях и постах Пермского края за период с 1991 по 2013 гг., приведенная в метеорологических ежемесячниках, и цифровая модель рельефа. Обработка информации производилась в пакетах ArcGIS 8.3 и Microsoft Excel. Значения сумм осадков и высота над уровнем моря были проинтерполированы в узлы регулярной сетки 5×5 км (14824 узла). Теснота связи между рельефом и количеством осадков оценивалась с помощью линейного коэффициента корреляции r при уровне значимости 0,95 [14].

Среднемесячные значения коэффициента корреляции между рельефом и осадками за многолетний период по месяцам представлены в табл. 1, из которой следует, что среднемесячные значения коэффициента корреляции между рельефом местности и количеством выпавших осадков изменяются от 0,06 (май) до 0,63 (февраль). В целом значения r положительны и превышают уровень значимости, что свидетельствует о существовании прямой связи между рельефом и осадками. Колебания r связаны с особенностями синоптических процессов в тот или иной месяц и год в целом. Наибольшие значения r наблюдаются в месяцы холодного периода: январе и феврале, наименьшие — в месяцы теплого периода: мае и июне. При этом минимальные значения осредненных по годам среднемесячных r связаны с вкладом близких к нулю значений r в отдельные годы, что свидетельствуют не столько об уменьшении тесноты связи, сколько об ее усложнении, нелинейности.

Таблица 1

Среднемесячные значения линейного коэффициента корреляции r между рельефом и осадками

Месяц											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,60	0,63	0,41	0,47	0,06	0,28	0,53	0,49	0,42	0,54	0,47	0,41

Наглядным примером сложной нелинейной связи является май с минимальным средним за весь период значением r и с небольшими, близкими к нулю или отрицательными значениями r в отдельные годы. На территории Прикамья май — типичный переходный месяц, который отличается нестабильностью макромасштабных синоптических процессов, проявляющейся в изменчивости погоды (например, характерный для мая «возврат холодов»),

нарушением западного переноса воздушных масс с Атлантики, вторжением арктических воздушных масс. Изменение направления влагонесущего потока изменяет вклад орографии в процесс осадкообразования. Все это обуславливает сложную нелинейную связь между рельефом и количеством осадков.

Сезонное распределение r аналогично среднемесячным значениям. Наиболее устойчивая положительная связь между рельефом и осадками наблюдается зимой (0,55) и осенью (0,57). В летний период $r = 0,43$. Наибольший разброс значений r наблюдается весной, когда в отдельные годы отмечается как сильная положительная, так и значимая отрицательная связь, поэтому при осреднении по годам значение r весной минимально (0,25).

В осенне-зимний период года, характеризующийся усиленной циклонической деятельностью и более низким уровнем конденсации, роль рельефа выражена чётче, особенно на наветренных склонах [1, 4—6, 12]. На европейской территории России зимой осадки в основном образуются на окклюдируемых фронтах, где атлантический воздух отрезан от земли холодным континентальным. При этом количество осадков по территории зависит от общего направления потока атлантического воздуха в средней тропосфере и в целом уменьшается в направлении движения атлантического воздуха. На эту особенность распределения осадков накладывается орографический эффект, более четко проявляющийся в холодный период года, в результате чего и получаются устойчивые высокие значения r зимой почти во все годы. Более низкие значения r зимой в отдельные годы могут быть связаны с ослаблением западного переноса, усилением восточной формы циркуляции по классификации А.Л. Каца (увеличение ультраполярных вторжений и выходов южных циклонов) [3]. При этом эти пониженные значения r все равно существенно выше уровня значимости коэффициента корреляции, а, следовательно, даже при таких предполагаемых синоптических условиях наблюдается тесная положительная связь между рельефом и осадками.

Высокое значение r осенью можно объяснить выпадением фронтальных осадков, зачастую на малоподвижных фронтах, что приводит к равномерному распределению осадков по территории в целом и более четкому на этом фоне проявлению орографического эффекта.

Минимальное из всех сезонных значений r весной (0,25) можно связать с тем фактом, что с середины весны циклоническая деятельность ослабевает вследствие выравнивания температурного контраста между атлантическим и континентальным воздухом. Большой разброс значений r весной связан, скорее всего, с сильной изменчивостью весенней погоды, зависящей от траекторий перемещения циклонов.

Летом значения r превышают весенние, но меньше зимних и осенних величин коэффициентов. При этом наблюдается большой разброс по месяцам и годам вследствие того, что связь между рельефом и осадками летом более сложная и неоднозначная. Поскольку циклоническая деятельность в летний период ослаблена, доля фронтальных осадков уменьшается, увеличивается

доля внутримассовых осадков, в распределении которых также проявляется орографический эффект.

При осреднении по полугодиям все значения коэффициента r положительные и существенно выше уровня значимости, т.е. и в теплое, и в холодное полугодия в течение всего периода исследования наблюдалась устойчивая положительная связь между рельефом и количеством выпадающих осадков. Осреднение r за все годы выявило, что значение коэффициента корреляции в теплый период несколько меньше, чем в холодный (0,43 и 0,53 соответственно), что связано с большим разбросом значений r в месяцы теплого полугодия, а также с тем, что в теплое полугодие входят апрель и май — месяцы с наиболее сложной нелинейной связью осадков с рельефом.

Таким образом, связь между рельефом и осадками является положительной и весьма устойчивой, т.е. мало изменяющейся год от года. Среднее за весь исследуемый период значение коэффициента корреляции составило 0,49.

Пространственное распределение конвективных явлений погоды в зависимости от рельефа местности по данным МРЛ

При исследовании пространственного распределения осадков и влияния подстилающей поверхности на поля облачности и осадков по данным метеорологических станций возникает следующая погрешность: значение количества осадков является точечной величиной, зафиксированной на данной станции, облачность — процентом покрытия неба облаками в ограниченной окрестности в районе станции. Поскольку метеостанции располагаются в типичной местности, а не в местах с особенностями орографии, то полученные метеорологические характеристики отражают общий характер подстилающей поверхности. Кроме того, метеостанции расположены на большом расстоянии друг от друга, поэтому лишь на основании информации метеостанций сделать однозначный вывод о влиянии подстилающей поверхности на поля облачности и осадков затруднительно. Интерполирование осадков по площади позволяет избежать прерывистости данной величины в пространстве, но не может быть применено при оценке распределения срочных или суточных осадков вследствие их дискретности. Для оценки распределения облачности и осадков по площади воспользуемся информацией, поступающей с площадного прибора — метеорологического радиолокатора (МРЛ). Поскольку МРЛ предназначен для штормооповещения, то наиболее адекватно и качественно он фиксирует и отображает поля конвективных явлений — ливней, гроз, града [13]. Данные явления в умеренных широтах фиксируются в теплый период года, поэтому далее будем рассматривать лишь конвективные явления (КЯ) теплого полугодия за 2005—2013 гг.

Элемент разрешения МРЛ-5 АМРК «Метеоячейка» (г. Пермь) представляет собой прямоугольник со сторонами 4×4 км. При анализе повторяемости будем оценивать частоту фиксации конвективного явления в каждом таком

прямоугольнике, входящем в радиус обзора МРЛ (200 км) с конкретными координатами.

Проведенное исследование показало, что пространственное распределение КЯ по территории Пермского края достаточно равномерное. В центральной низменной части края отсутствуют зоны с максимальными значениями повторяемости КЯ; по данным МРЛ по всей центральной части Пермского края (от Верещагино до Лысьвы), а также областям вдоль Воткинского (Чайковский) и Камского водохранилищ (Березники) повторяемость КЯ не превышает 18 случаев (за 1 случай принят 1 день, в течение которого в данном элементе разращения МРЛ было зафиксировано конвективное явление). При этом изолинии с минимальным числом случаев (10—25) проходят через всю территорию Пермского края, охватывая юго-западные и часть южных районов края, склоны Уральских гор, всю западную часть территории, т.е. прослеживается повсеместно. Локальные в пространстве очаги с повторяемостью 45—55 случаев преобладают в центральной возвышенной части края, в районе Лысьвы. Также зоны повышенной повторяемости КЯ встречаются в горных районах (Бисер), охватывая большую территорию; несколько отдельных очагов расположено в западной части края. Все эти очаги находятся на возвышенных участках местности. Зоны с максимальными значениями повторяемости — более 60 случаев — в целом небольшие по горизонтальным размерам и большинство из них также располагаются на возвышенностях (Губаха, Лысьва), однако достаточно крупный очаг — 63 случая — наблюдается в северо-западной низменной части края (Кудымкар).

В целом можно отметить, что абсолютные высоты точек, в которых наблюдались КЯ, изменяются от 90 до 1570 м с преобладанием высот от 200 до 380 м. Так в течение всего периода исследования ливни фиксировались на высотах 90–925 м (распределение является одновершинным, с левосторонней асимметрией, модальное значение — 230 м), грозы — 90–860 м (одновершинное распределение с левосторонней асимметрией, мода — 235 м), град — 95–450 м (распределение двухвершинное с модами 200 и 380 м).

Пространственное распределение водности и водозапада конвективных явлений погоды по данным МРЛ

Радиолокационная классификация явлений отличается от общепринятой синоптической, поскольку МРЛ определяет не вид, а вероятность явления в зонах повышенной радиолокационной отражаемости и высоты радиоэха. Обнаружение и распознавание явлений по радиолокационным характеристикам осуществляется тем точнее, чем больше величина отраженного от гидрометеоров сигнала [13]. При радиолокационном зондировании с интервалом не более 10 мин возможно от радиолокационной отражаемости перейти к накопленному за определенный отрезок времени количеству осадков. Но поскольку авторы при проведении исследования использовали данные МРЛ-5 АМРК «Метеоячейка» (г. Пермь), технические ресурсы которого не позво-

ляют получать радиолокационные обзоры чаще, чем 1 раз в полчаса, то для оценки влияния рельефа были выбраны такие характеристики влажности, как влажность и водозапас облака [4, 7—10].

Рассмотрим изменение водности (δ) и водозапаса (Q) конвективной облачности 17 июля 2006 г. В соответствии с предложенной авторами методикой [10] на основании данных радиолокационного зондирования были рассчитаны значения водности и водозапаса в радиолокационных конвективных ячейках с ливнем, грозой и градом. В расчетах участвовали значения радиолокационной отражаемости и высоты радиоэха, извлеченные из элементов разрешения АМРК «Метеоячейка», соответствующих зоне максимальной отражаемости (ядро радиоэха Сб), в которой в результате зондирования зафиксировано конвективное явление. По информации «Таблиц штормооповещения» АМРК «Метеоячейка» за исследуемый период было выделено 65 очагов ливней, 62 грозы и 15 града.

Согласно полученным данным (табл. 2), значения водности в очагах с Сб в течение всего исследуемого периода изменялись от 0,04 до 8,60 г/м³, составляя в среднем 3,48 г/м³.

Таблица 2

Значения водности δ (г/м³) радиолокационных конвективных ячеек с ливнями, грозой и градом

Вид явления в ячейке	Среднее	Минимальное	Максимальное
Ливень	0,24	0,04	2,48
Гроза	1,06	0,10	5,46
Град	3,61	1,14	8,60

Величина водности в Сб, определенная по данным МРЛ, существенно изменяется в зависимости от состояния атмосферы, стадии жизни облака, его удаления от локатора, наличия объектов и явлений, препятствующих распространению радиолуча (экранирующие осадки, рельеф, высокие здания и сооружения и т.п.). Кроме того, водность неравномерно распределяется в самом облаке. Коррелируя с радиолокационной отражаемостью, она увеличивается в слое 3—6 км в ядре радиоэха, и уменьшается к его периферии. Поскольку в расчетах были использованы значения отражаемости во всех Сб в пределах радиуса обзора МРЛ и на всех уровнях ядра конвективного облака, то амплитуда между максимальными и минимальными значениями водности достаточно высока. Так, в ливнях она составляет 2,44, в грозе — 5,36, в граде — 7,46 г/м³.

Вертикальный ход водности в градоопасных конвективных ячейках очень неравномерен. Значения водности изменяются от 0,02 г/м³ в нижней части облака и вблизи его вершины (1,14 г/м³ вблизи границ ядра радиоэха градоопасных Сб) до 8,60 г/м³ на высоте 7 км, составляя в среднем в ядре 3,61 г/м³. В ячейке может отмечаться несколько слоев с повышенными значениями

водности, которые хорошо согласуются с высотами расположения изотерм – 10 и –22°C. Наибольшие значения водности во всем слое конвективной ячейки с градом (8,60 г/м³) отмечались в срок 9 ч (среднее значение $\delta = 4,87 \text{ г/м}^3$), т. е. в период наиболее интенсивного развития конвекции, когда увеличиваются горизонтальные и вертикальные размеры облака. Отражаемость в радиолокационном ядре составила в среднем 54 dBZ, высота радиоэха градоопасной облачности — 12,75 км. В остальные сроки с градоопасной кучево-дождевой облачностью максимальное значение водности составило 6,30 г/м³. Для градоопасных, также как и для грозоопасных радиолокационных конвективных ячеек, отмечается резкое увеличение значений водности от нижней границы облака до уровня 4—7 км, а затем их уменьшение до вершины облака. Однако, в отличие от ячеек с грозой здесь больше мощность слоя с максимальными значениями водности. Полученные значения водности послужили основой для расчета значений водозапаса конвективной облачности [10].

Согласно расчетным данным во временном ходе водозапаса конвективных ячеек с ливнями отмечается несколько локальных максимумов и минимумов. При этом значения водозапаса изменяются в широких пределах: от 0,04 до 2,62 кг/м². Временной ход водозапаса в грозо- и градоопасных кучево-дождевых облаках очень неравномерен, и в зависимости от стадии развития облака изменяется от 1,98 до 17,35 кг/м² в ячейках с грозой и от 11,82 до 29,24 кг/м² в ячейках с градом.

Пространственное распределение водности и водозапаса облачности под влиянием водохранилищ по данным МРЛ

Оценим теперь, как изменяются значения водозапаса облачности и конвективных явлений при их прохождении через крупные водные объекты. Будем рассматривать водохранилища, расположенные на территории Пермского края, — Камское, Воткинское, Широковское, и соединяющую их р. Каму в широкой ее части. В районе водохранилищ и береговой зоны создается свой мезоклимат. Особенно заметны различия в тепловом режиме в сравнении с климатом остальной части региона. Наличие водного объекта оказывает влияние на величину водозапаса облачности. Считается, что влияние водохранилища распространяется до 4 км от береговой зоны — это зона водохранилища, где отмечается его непосредственное влияние на распределение всех метеовеличин [15].

Также будет рассмотрена территория, ограниченная, с одной стороны, зоной водохранилища, с другой — линией, удаленной от зоны на 8 км. Считается, что эта зона не испытывает влияния водохранилищ и реки, но при этом находится с ними в одной физико-географической и климатической зоне. Будем рассматривать водозапас облачности и явлений, зафиксированных над зоной водохранилищ и за ее пределами.

Сравнение двух зон за теплый период 2005—2013 гг. позволяет сделать следующие выводы (табл. 3). Наибольшие средние величины водозапаса об-

лачности в мае преобладают над водохранилищем — $0,064 \text{ кг/м}^2$. Наибольшие средние величины водозапаса облачности в июне, июле и августе наблюдаются за пределами водохранилища — $0,126$, $0,201$ и $0,158 \text{ кг/м}^2$ соответственно. Максимальные значения водозапаса облаков в мае и августе отмечаются над зоной водохранилища — соответственно $1,340$ и $2,942 \text{ кг/м}^2$, а в июне ($Q = 3,565 \text{ кг/м}^2$) и июле ($Q = 5,183 \text{ кг/м}^2$) — за его пределами. Минимумы Q над зоной водохранилища и за ее пределами практически не различаются во все исследуемые месяцы, кроме июля ($0,009$ и $0,003 \text{ кг/м}^2$ соответственно).

Таблица 3

Осредненные значения водозапаса $Q \text{ (кг/м}^2\text{)}$ над зоной водохранилища (числитель) и за ее пределами (знаменатель)

Месяц	Среднее	Минимальное	Максимальное
Май	0,064/0,053	0,005/0,004	1,340/0,461
Июнь	0,112/0,126	0,003/0,003	3,045/3,565
Июль	0,185/0,201	0,009/0,003	4,792/5,183
Август	0,154/0,158	0,005/0,004	2,942/2,089
Среднее	0,129/0,134	0,005/0,004	3,029/2,825

Полученная картина распределения Q над зоной водохранилища и за ее пределами объясняется особенностями прогрева подстилающей поверхности и, соответственно, распределения температуры воздуха и воды. Отметим, что в мае температура воздуха выше температуры воды, в остальные месяцы — наоборот. Это объясняется тем, что вода по своим теплофизическим свойствам более инерционна, чем воздух, температура которого быстрее изменяется под действием как внешних, так и внутренних факторов. Также важно отметить своеобразие мезоклимата Камских водохранилищ и береговой полосы. При резких кратковременных похолоданиях в конце лета и осенью на побережьях водохранилищ, особенно на наветренных берегах, температура воздуха на $4\text{—}5^\circ\text{C}$ выше, чем в пунктах, удаленных от водохранилищ. Обратный эффект наблюдается в конце весны, после вскрытия льда.

В целом, максимальные значения Q за теплый период приходятся на июль, поскольку в этот месяц отмечаются наиболее высокие значения температуры воды и воздуха, а также наблюдаются активные процессы облакообразования и развития грозовой деятельности за счет двух факторов — динамической и термической конвекции [2, 5].

Пространственное распределение водности и водозапаса конвективной облачности под влиянием водохранилищ по данным МРЛ

Оценим эволюционные изменения водности и водозапаса конвективной облачности с явлениями под влиянием водохранилищ. Для этого отберем за период исследования случаи с Сб, в которые в течение последовательных

радиолокационных сроков отмечалось прохождение конвективного облака над зоной водохранилища и оценим изменение значения Q до выхода на зону водохранилища, над водохранилищем и после выхода с зоны водохранилища.

Согласно полученным данным, значения водозапаса S_b с КЯ изменяются в пределах от 2,04 до 6,01 $кз/м^2$, и в среднем составляют 4,12 $кз/м^2$.

В табл. 4 представлены среднемесячные значения водозапаса ячеек с грозами, его минимальные и максимальные значения по мере прохождения облачности над водохранилищем. Из этих данных следует, что мере прохождения S_b с КЯ над водохранилищем в целом происходит их усиление, т.е. значения водозапаса в большинстве случаев увеличиваются. Так, среднее значение водозапаса кучевой облачности до водохранилища составило 3,70 $кз/м^2$, над водохранилищем — 4,15 $кз/м^2$, а после водохранилища — 4,52 $кз/м^2$, что объясняется дополнительным притоком влаги от испаряющейся воды водохранилища. Такое же соотношение водозапаса сохраняется и в случае максимальных значений Q (соответственно 4,86; 5,34 и 5,77 $кз/м^2$).

Средняя картина распределения Q по минимальным значениям, формируемая преимущественно за счет данных мая, другая, когда по мере прохождения облака над водохранилищем, значения отражаемости сначала увеличиваются, а затем уменьшаются. Так, в мае за период исследования отмечается ряд случаев, когда значения отражаемости после водохранилища были меньше, чем ее значения над водохранилищем (например, 30.05.2011 г., 21.05.2012 г.). Уменьшение значений отражаемости после водохранилища объясняется тем, что в эти дни температура воздуха была значительно выше или не отличалась от температуры воды, т.е. за счет охлаждения воздуха водной поверхностью происходило уменьшение значений водозапаса после водохранилища. Аналогичные ситуации наблюдались и в другие месяцы, когда значения водозапаса уменьшались по мере прохождения зоны водохранилища, поскольку температура воздуха была выше, чем температура воды, и, следовательно, грозовое облако постепенно разрушалось (например, 06.06.2011 г., 10.07.2013 г.).

Таблица 4

Осредненные значения водозапаса Q ($кз/м^2$) грозовых ячеек до зоны водохранилища (первое значение), над водохранилищем (второе значение) и после выхода из зоны водохранилища (третье значение)

Месяц	Среднее	Минимальное	Максимальное
Май	3,23/3,99/4,31	2,04/2,93/2,47	4,08/4,94/6,01
Июнь	3,79/4,31/4,61	2,58/3,01/3,54	5,15/5,91/5,69
Июль	3,94/4,19/4,68	2,47/3,25/3,08	5,37/5,51/5,80
Август	3,85/4,11/4,49	3,29/3,44/3,44	4,83/5,05/5,58
Среднее	3,70/4,15/4,52	2,60/3,16/3,13	4,86/5,34/5,77

Подводя итог необходимо отметить, что в результате проведенного исследования выявлено влияние объектов подстилающей поверхности на поля

облачности и осадков. Такое влияние неоднозначно проявляется в различные сезоны года, и, несомненно, должно учитываться при региональном прогнозе осадков [11].

Литература

1. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 228 с.
2. Калинин Н.А. Динамическая метеорология: учеб. для вузов. Перм. гос. ун-т. Пермь. РГГМУ. СПб. Изд. 2-е, испр. 2009. 256 с.
3. Калинин Н.А. Связь аномалий среднесуточной температуры воздуха в г.Перми с формами атмосферной циркуляции Каца. Ученые записки Казанского государственного университета. Серия Естественные науки. 2012. Том 154, книга 1. С. 224—231.
4. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт. Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 17—27.
5. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Свизов Е.М., Попова Е.В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF. Метеорология и гидрология. 2013. № 9. С. 21—30.
6. Калинин Н.А., Попова Е.В. Численный прогноз опасных и неблагоприятных снегопадов в Пермском крае 15–16 марта 2013 года. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 32. С. 7—16.
7. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
8. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 31—39.
9. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Исследование радиолокационных характеристик для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью. Метеорология и гидрология. 2005. № 1. С. 84—95.
10. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Определение водности и водозаписа кучево-дождевой облачности по информации метеорологического радиолокатора. Метеорология и гидрология. 2011. № 2. С. 30—43.
11. Калинин Н.А., Смирнова А.А., Ветров А.Л. Мезомасштабный анализ и сверхкраткосрочный прогноз погоды. Ученые записки Казанского государственного университета. Серия Естественные науки. 2009. Том 151, книга 4. С. 209—216.
12. Калинин Н.А., Смородин Б.Л. Редкое явление замерзающего дождя в Пермском крае. Метеорология и гидрология. 2012. № 8. С. 27—35.
13. Калинин Н.А., Толмачева Н.И. Комплексное использование дистанционных средств наземного и космического базирования для анализа условий погоды. Пермь. 2003. 260 с.
14. Коновалова Н.В., Коробов В.Б., Васильев Л.Ю. Интерполирование климатических данных при помощи ГИС-технологий. Метеорология и гидрология. 2006. № 5. С. 46—53.
15. Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ: учеб. для вузов. Пермь: Перм. ун-т, 2003. 296 с.

16. Стулов Е.А. Оценка орографического увеличения жидких осадков над мезомасштабными неоднородностями рельефа. Метеорология и гидрология. 1997. № 5. С. 27—35.

17. Хргиан А.Х. О Влиянии Уральского хребта на облачность и осадки. Метеорология и гидрология. 1961. № 3. С. 10—17.

2.7. Условия возникновения облаков St—Sc над северо-западом территории России*

Исследование механизма образования и эволюции облаков St—Sc необходимо с двух точек зрения. Во-первых, это процесс познания еще недостаточно изученного объекта, позволяющий расширить наши представления об этом интереснейшем явлении природы, во-вторых, особенности и характер проявления этой облачности являются важнейшими в практической деятельности человека. Для авиации они опаснее, чем ограниченные по размерам и легче предсказуемые кучевые облака [2].

Изучению облаков St—Sc посвящен ряд работ [1—10]. В исследованиях Гоголевой Е.И. и Абрамович К.Г. [1, 3] на основании хода температуры и влажности в нижнем слое атмосферы были получены практические признаки возникновения облаков St—Sc и туманов. Работы [4, 9] посвящены исследованию приводящих к образованию облаков St—Sc синоптических процессов и изучению метеорологических условий их появления над Украиной и районом Ленинграда. В статье [10] анализируются экспериментальные данные о низких слоистообразных облаках, а также производится качественное сравнение полученных результатов с теоретическими представлениями. В [2, 5—8] дан обзор современных теорий и экспериментальных данных о слоистообразных и волнистообразных облаках.

В данной статье рассматриваются условия возникновения облаков St—Sc над Северо-Западом Европейской территории России. Работа выполнена на основании данных 8-срочных наблюдений на метеорологических станциях с использованием результатов температурно-ветрового зондирования и кольцевых синоптических карт за период 1977—1980 гг. Были отобраны 284 случая различных синоптических положений с 10-балльными слоистыми и слоисто-кучевыми облаками, сохраняющимися не менее 6 ч.

Повторяемость синоптических положений, при которых появляется сплошная облачность, приводится в табл. 1, из которой следует, что в 42,3% случаев слоистая и слоисто-кучевая облачность развивается в антициклонах, либо в малоградиентных барических полях (21,0%). Гораздо реже она образуется в теплом секторе и в тыловой части циклонов (11,2 и 7,8%). Северная окраина антициклона непосредственно связана с теплым сектором соседнего циклона, поэтому здесь в холодное полугодие часто наблюдается сплошная

* См. Анализ и прогноз метеорологических элементов и речного стока. Вопросы охраны атмосферы. Межвуз. сб. науч. тр. 1993.

облачность St—Sc (17,1%). Западная окраина антициклона примыкает к передней части области низкого давления, и здесь часто отмечается St—Sc (15,7%), если вдоль изобар с юга на север перемещается достаточно влажный непрерывно охлаждающийся воздух. На южной и восточной окраинах антициклона, граничащих с северной и тыловой частью циклона, St—Sc образуются редко (соответственно в 4,0 и 5,5% случаев).

Для понимания динамики возникновения облаков St—Sc определенный интерес представляет анализ условий погоды, предшествующих их появлению.

Таблица 1

**Повторяемость (%) синоптических положений, при которых
появляется сплошная облачность St—Sc**

Синоптическое положение	Повторяемость	Число случаев
Антициклон:		
северная периферия	17,1	50
восточная периферия	5,5	16
южная периферия	4,0	14
западная периферия	15,7	46
Циклон:		
теплый сектор	11,2	28
тыловая часть	7,8	20
Малоградиентное поле (горизонтальный барический градиент 1 гПа/100 км)	21,0	59
Переходное поле от циклона к антициклону	17,7	51

Повторяемость этих условий за 6 ч до появления облаков представлена в табл. 2, из которой следует, что на северной и западной перифериях антициклона St—Sc облака соответственно в 47,1 и 41,6% случаев возникают после ясной погоды. В области циклона облака после ясной погоды наблюдаются реже (3,8—14,1%). В подавляющем большинстве случаев появлению St—Sc предшествуют облака Ns—As, Cb и As. Например, в антициклоне это происходит в 80% на южной и в 85% случаев на восточной перифериях.

В области циклона после вышеназванных облаков слоистые и слоисто-кучевые облака возникают в 80,2—88,6% случаев, а в малоградиентном и переходном от циклона к антициклону полях соответственно в 63,8 и 71,3% случаев.

Не очень часто St—Sc возникают после тумана (в антициклонах в 8,8—12,5% случаев, в циклонах в 5,7—7,6 %). В малоградиентных барических полях St—Sc после тумана возникают в 10% случаев.

Появление облаков St—Sc после ясной погоды обусловлено или образованием их в рассматриваемом районе, или переносом из другой области. Последний осуществляется в направлении, близком к направлению ветра в слое

облаков. Скорость и направление переноса облаков определялись по данным температурно-ветрового зондирования. Сопоставляя приземные синоптические карты за последовательные сроки и зная скорость и направление переноса облаков, можно достаточно точно определить характер появления облачности в данном районе.

Таблица 2

Повторяемость (%) условий погоды, предшествующих появлению St—Sc при различных синоптических положениях

Синоптическое положение	Условия погоды				
	ясно (0—2 балла)	5—10 баллов Ac	10 баллов Ns—As	Cb	Туман
Антициклон:					
северная периферия	47,1	14,7	11,8	17,6	8,8
восточная периферия	15,0	47,0	3,0	35,0	—
южная периферия	20,0	20,0	40,0	20,0	—
западная периферия	41,6	12,5	16,7	16,7	12,5
Циклон:					
теплый сектор	3,8	28,3	41,3	19,0	7,6
тыловая часть	14,1	14,1	30,7	35,4	5,7
Малоградиентное поле	26,2	25,9	16,2	21,7	10,0
Переходное поле от циклона к антициклону	25,7	28,1	29,2	14,0	3,0

В табл. 3 представлена повторяемость синоптических положений в случае переноса и одновременного образования облаков после ясной погоды.

Таблица 3

Повторяемость (%) характера появлений сплошной облачности St—Sc при данном синоптическом положении

Синоптическое положение	Перенос	Одновременное образование
Антициклон:		
северная периферия	40,0	14,4
восточная периферия	2,0	3,6
южная периферия	4,0	3,6
западная периферия	28,0	14,4
Циклон:		
теплый сектор	2,0	—
тыловая часть	4,0	3,6
Малоградиентное поле	6,0	42,4
Переходное поле от циклона к антициклону	14,0	18,0
Число случаев	50	28

Из табл. 3 следует, что роль переноса облачности наиболее велика в северной и западной частях антициклона, а также в переходном поле от циклона к антициклону. В целом по антициклону на долю облаков St—Sc, принесенных сюда из областей с более низким давлением, приходится $50 \cdot 0,74 = 37$ случаев, а на долю облаков, одновременно образовавшихся над рассматриваемым районом — $28 \cdot 0,36 = 10$ случаев. При этом на долю St—Sc в циклонах и переходном поле от циклона к антициклону приходится сравнительно небольшая часть общего количества облаков, поэтому можно сделать вывод о том, что при переносе из циклона в антициклон происходит трансформация облачности Ns—As в St—Sc.

Однако табл. 3 не позволяет составить четкого представления о вероятности появления облаков, как в результате переноса, так и при одновременном ее образовании над рассматриваемой территорией. Используя данные табл. 2 и 3, мы составили табл. 4, в которой к вновь образующимся St—Sc отнесены облака, одновременно появляющиеся после ясной погоды. Все другие St—Sc, появляющиеся над данной территорией, можно отнести к одной группе (перенос и трансформации). В эту группу вошли St—Sc, которые поступают после ясной погоды под влиянием переноса, и те St—Sc, которым предшествуют облака других форм и туман. Можно предположить, что в этом последнем случае облака St—Sc появляются как вследствие переноса облаков этой же формы из других областей, так и переноса облаков Ns—As, Ac, Cb и тумана, которые в процессе движения трансформируются в облака St—Sc.

Таблица 4

Вероятность (%) появления облаков St—Sc вследствие одновременного образования и переноса из других областей

Синоптическое положение	Перенос и трансформация	Одновременное образование
Антициклон:		
северная периферия	92,0	8,0
восточная периферия	93,7	6,3
южная периферия	92,3	7,7
западная периферия	91,3	8,7
Циклон:		
теплый сектор	100,0	—
тыловая часть	95,0	5,0
Малоградиентное поле	79,7	20,3
Переходное поле от циклона к антициклону	90,2	9,8

Результаты анализа синоптико-аэрологического материала, представленные в табл. 1—4, получены автором в работе [4]. Данные табл. 4 впервые были опубликованы в учебнике Л.Т. Матвеева [7] в сравнении с более ранними исследованиями, проведенными В.Н. Подгурской для Украины [9], где были сделаны аналогичные данной работе выводы. Таким образом, в рассматрива-

емой статье еще раз подтверждается развиваемый Л.Т. Матвеевым взгляд на механизм образования и эволюции облаков, согласно которому в подавляющем большинстве случаев облака St—Sc появляются на данной территории вследствие переноса облаков из других областей.

Поскольку на долю процесса одновременного образования облачности St—Sc приходится от 5,0 до 20,3% (в теплом секторе циклона вероятность новообразования просто исключена), то на основании табл. 4 можно сделать вывод о том, что в большинстве случаев облака St—Sc возникают под влиянием преобразования других форм облаков (Ns—As, Ac, Cb) и трансформации тумана.

Литература

1. Абрамович К.Г. Условия образования и прогноз низких облаков. Труды Гидрометцентра СССР. 1973. Вып. 78. 118 с.
2. Баранов А.М., Солонин С.В. Авиационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 383 с.
3. Гоголева Е.И. Условия возникновения низкой облачности над Европейской территорией СССР и возможности ее прогноза. М.: Гидрометеиздат. 1956. 86 с.
4. Калинин Н.А. Условия возникновения облаков St—Sc над ограниченной территории. Деп. в ВИНТИ. 1981. № 4699-81ДЕП. 13с.
5. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 279 с.
6. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 311 с.
7. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 751 с.
8. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 647 с.
9. Подгурская В.Н. Исследование условий, предшествующих возникновению облаков St—Sc в холодный период года над Украиной. Труды УкрНИГМИ. 1972. Вып. 118. С. 106—116.
10. Хргиан А.Х. О некоторых свойствах низких слоистообразных облаков. Труды ЦАО. 1965. Вып. 64. С. 11—27.

2.8. Особенности формирования высокой температуры воздуха в сентябре—октябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале*

Циркуляция атмосферы оказывает исключительно большое влияние на формирование поля температуры воздуха. В данной статье рассмотрены особенности циркуляции атмосферы сентября—октября 2003 г., которые способствовали формированию аномально высокой температуры воздуха на Среднем и Южном Урале.

* См. Метеорология и гидрология. 2005, № 5 (совместно с И.Я. Аликиной и Л.Н. Ермаковой).

Исследованию режима атмосферной циркуляции на Урале посвящен ряд работ [1, 5, 6, 8, 9]. В работах К.Ф. Строгиной, А.Д. Уласевич [6] по материалам за десятилетний период дано описание основных синоптических процессов по сезонам года на Урале, в другой работе этих же авторов [5] проведена типизация барических образований, перемещающихся из Арктики в весеннее время. Аликиной И.Я. [1] по ежедневным синоптическим картам проанализированы особенности циркуляции атмосферы в районе Урала. А.С. Шкляев [8] и Л.С. Шкляева [9] исследовали повторяемость циклонов и антициклонов на Среднем Урале. Ими установлено, что в теплый период года преобладают циклоны, в холодный — антициклоны.

Ввиду большой протяженности исследуемой территории отдельные ее районы попадают под влияние разных барико–циркуляционных форм. Поэтому в данной работе анализ проведен отдельно для Предуралья и Зауралья, севернее (Средний и Северный Урал) и южнее (Южный Урал) 56° с.ш. в пределах Пермской области, Башкортостана, Свердловской, Челябинской и Курганской областей. Такое деление вполне закономерно, так как, с одной стороны, по схеме общей циркуляции атмосферы Б.П. Алисова, Южный Урал зимой находится под влиянием отрога сибирского антициклона, распространяющегося вдоль 50-й параллели, а на Среднем и Северном Урале преобладают процессы, обусловленные циклонической деятельностью на арктическом фронте. В летний период южные районы Урала обычно подвержены влиянию отрога азорского антициклона, а северные — исландского минимума. С другой стороны, Уральские горы ослабляют западный перенос, подтверждением чего является меридиональность изотерм в поле температуры в холодный период с понижением температуры к востоку.

Термический режим в Уральском районе формируется в результате сложного взаимодействия основных климатообразующих факторов. Влияние радиационных и орографических условий наиболее ярко проявляется в теплый период года, на что указывают зональное распределение температуры, как в равнинных, так и в горных районах и высотная поясность в горных районах [7]. Влияние циркуляционных условий более выражено в холодный период, что проявляется в нарушениях зональности распределения температуры воздуха и уменьшении ее с запада на восток.

В сентябре и октябре поля среднемесячной и среднесуточной температур соответствуют характеру распределения их в теплый период, т. е. преобладает влияние радиационного и орографического факторов. Среднемесячная температура изменяется с севера на юг в сентябре от 7 до 11°C, в октябре в Предуралье от 0 до 3°C, в Зауралье от –1 до 2°C (рис. 1 а, б). Переход температуры воздуха через 10°C в сторону понижения на севере и в горах происходит в первой декаде сентября, на остальной территории — во второй декаде сентября. В первой декаде октября повсеместно осуществляется переход среднесуточной температуры воздуха через 5°C, а во второй и третьей декадах — через 0°C. Абсолютная минимальная и максимальная температуры воздуха могут достигать в сентябре соответственно –8...–10°C и 30–35°C, а в

октябре $-25...-30^{\circ}\text{C}$ и $20-25^{\circ}\text{C}$. Естественно, такие экстремумы могут быть обусловлены только особенностями атмосферной циркуляции. По многолетним данным, в сентябре—октябре преобладает циклоническая деятельность, когда отмечается до 19—22 дней с циклонической погодой в каждом месяце. В сентябре равновероятны траектории циклонов всех направлений, а для антициклонов (22%) характерно их распространение из районов Средиземного моря. В октябре увеличивается повторяемость северных и северо-западных траекторий циклонов (26%), западных и северо-западных антициклонов (13%).

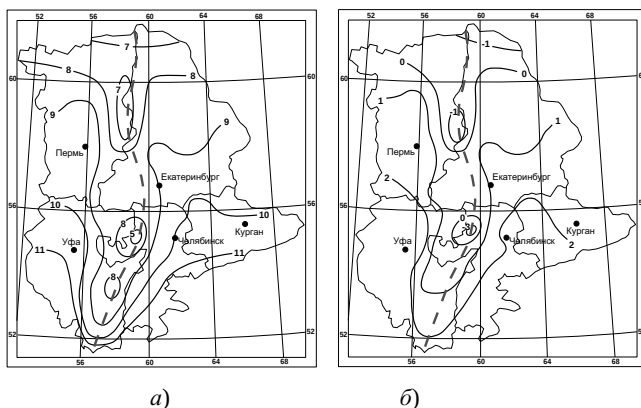


Рис. 1. Поле среднемесячной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в сентябре (а) и октябре (б) 2003 г.

Пунктиром обозначен горный хребет.

В 2003 г. преобладала антициклональная погода, продолжительность которой в сентябре и октябре составила 36 дней. Наблюдавшаяся в эти дни интенсивная адвекция тепла привела к формированию значительных положительных аномалий среднемесячной температуры воздуха (таблица). За 100-летний период, по данным метеостанции Пермь—опытная, аномально теплая погода в сентябре наблюдалась в 10%, а в октябре — в 23% лет. Однако аномалии температуры воздуха в октябре $\geq 4,3^{\circ}\text{C}$ отмечались лишь в 8% случаев.

Условия погоды в сентябре 2003 г. характеризовались повышенным температурным фоном и недостаточным увлажнением. Так, средняя месячная температура воздуха в Перми составила $10,6^{\circ}\text{C}$, превышая климатическую норму на $0,9^{\circ}\text{C}$. Средняя максимальная температура воздуха в сентябре была выше многолетнего значения на $0,8^{\circ}\text{C}$. Среднесуточная температура воздуха изменялась от $9-12^{\circ}\text{C}$ на севере до $15-21^{\circ}\text{C}$ на юге Пермской области. В отдельные дни воздух прогревался до $25-27^{\circ}\text{C}$. Минимальная температура

составила 8—13°C. В целом за месяц в Перми выпало 79 мм осадков при средней многолетней норме 63 мм. Следует отметить, что из этого количества почти 50 мм выпало при ливневых дождях 8 и 9 сентября, что дает возможность утверждать, что в сентябре преобладал засушливый режим погоды, сохранившийся до середины октября.

Аномалии температуры воздуха (ΔT , °C) в сентябре и октябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале

Станция	Месяц	
	сентябрь	октябрь
Предуралье		
1. Чердынь	0,9	4,5
2. Верещагино	0,7	4,2
3. Пермь	0,9	4,3
4. Ножовка	1,1	4,3
5. Уфа	1,9	3,2
Зауралье		
1. Ивдель	1,5	3,6
2. Верхотурье	1,4	5,6
3. Тавда	1,3	5,6
4. Екатеринбург	2,1	5,7
5. Челябинск	2,4	3,0
6. Карталы	2,5	1,0

Исследуемый период является важным для сельского хозяйства рассматриваемого региона, в частности, для роста и развития плодово-ягодных культур. Именно в сентябре и первой половине октября проходит фаза послеростовой вегетации. В тканях растений происходит накопление крахмала, жиров и других пластических веществ. К концу периода активность жизненных процессов у растений постепенно затухает, но наблюдается активизация роста корней. Лучше всего корневая система развивается при влажности почвы 65—85% полной влагоемкости. Рост корней подавляется как при избыточном, так и при недостаточном увлажнении. С этой точки зрения условия погоды в сентябре—октябре 2003 г. для прохождения фазы послеростовой вегетации были не вполне благоприятны [4].

Формированию подобных условий погоды способствовали устойчивые меридиональные процессы. Формы меридиональной циркуляции определялись по знакам зональных градиентов геопотенциала H_{500} на участках Лондон—Киев, Киев—Оренбург, а также по положению средних изогипс [2].

На изобарической поверхности 500 гПа в первой декаде сентября располагалась обширная циклоническая область над Арктикой с глубокими ложбинами, направленными на Атлантику и Европейскую территорию России. Согласно классификации А.Л. Каца отмечалась смешанная форма циркуляции С. Над Атлантикой наблюдалась высотная фронтальная зона (ВФЗ), образованная путем слияния арктической и полярной ветвей. Барические гра-

диенты достигали 4 *дам/100 км*. Раздвоение ВФЗ на арктическую, направленную вдоль арктического побережья, и полярную, ориентированную от Скандинавии на районы Турции и далее на северо-восток, привело к уменьшению интенсивности ВФЗ на севере до 1,5 *дам/100 км*, а на полярной ветви до 2,5—3 *дам/100 км*. Таким образом, барическое поле обусловило циклогенез на арктической ветви над Атлантикой, а на полярной ветви — над южными районами Европейской России — расположения передних частей высотных ложбин.

В начале сентября высотная ложбина со скоростью 20 *км/ч* сместилась из Атлантики к востоку, что привело к смене макропроцесса — смешанной формы циркуляции на западную, а южных потоков на Урале на северо-западные. Данной перестройке одновременно способствовали условия, благоприятные антициклогенезу в передней части высотного гребня над Прибалтикой. Наличие области холода и динамические причины привели к образованию антициклона у поверхности земли. Вследствие слабой интенсивности ВФЗ эволюционные изменения в центре антициклона в первые три дня первой декады сентября привели к изменению давления в нем от 1023 до 1027 *гПа*. В последующие дни антициклон, смещаясь к юго-востоку со скоростью 10 *км/ч*, слился с азорским. На 50—60° с.ш. от Атлантики до юга Западной Сибири у поверхности земли сформировалась вытянутая зона высокого давления с самостоятельными центрами над Европой, Европейской Россией и Западной Сибирью. Сохранение антициклонов до конца месяца при колебаниях давления в пределах 1030—1035 *гПа* было обусловлено их регенерацией при вхождениях холодных воздушных масс.

Во второй декаде сентября над востоком Атлантики горизонтальные барические градиенты вновь увеличились до 4—7 *дам/100 км*. Обострились арктическая и северная полярная ветви ВФЗ с формированием целого ряда циклонов. Выходы циклонов из Исландии отмечались 14, 17 и 20 сентября со смещением их траекторий к северо-востоку до северной оконечности Скандинавии (рис. 2). В районе Баренцева и Карского морей циклоны углублялись до 980—985 *гПа*. Их фронтальные системы оказывали влияние на Пермскую и Свердловскую области. Однако, проходя на фоне повышенного давления, они вызывали слабые осадки и колебания среднесуточной температуры от 6°С на севере до 15°С на юге этих областей, а максимальной температуры от 8 до 19°С. Поэтому среднemesячные аномалии температуры воздуха на Южном Урале в западной части Уральских гор (Уфа) почти в 2 раза превышали среднemesячные аномалии температуры на Среднем Урале (станции Чердынь, Пермь, Верещагино, Ножовка), а в Зауралье они увеличивались с севера на юг с 1,5 (станция Ивдель) до 2,5°С (станция Карталы) (таблица).

Большее число дней в сентябре 2003 г. рассматриваемая территория находилась под влиянием северо-западной периферии антициклонов, расположенных южнее, и одновременно теплого сектора полярно-фронтальной депрессии. Характерное барическое поле у поверхности земли приведено на рис. 3.

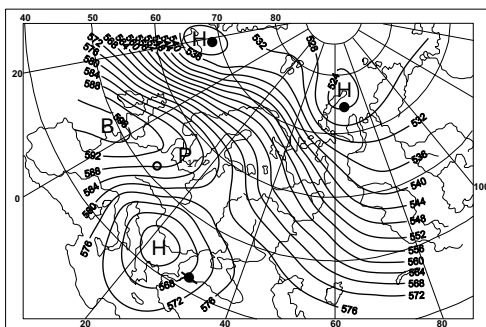


Рис. 2. Поле AT_{500} 14 сентября 2003 г.

● — приземный центр циклона; ○ — приземный центр антициклона; ◆ — волна на фронте.

Таким образом, аномальные условия погоды в сентябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале были обусловлены следующими процессами:

- преобладанием смешанной и западной форм циркуляции по классификации А.Л. Каца с арктической ВФЗ вдоль побережья Арктики;
- интенсивным циклогенезом над Атлантикой при горизонтальных барических градиентах $4\text{--}7 \text{ дам}/100 \text{ км}$ на изобарической поверхности 500 гПа , что обусловило выходы циклонов из Исландии и перемещение их по более северным траекториям;
- наличием у поверхности земли в широтной зоне $50\text{--}60^\circ \text{ с.ш.}$ области высокого давления, обусловленной азорским антициклоном и его регенерацией в результате циклогенеза на арктическом фронте;
- размыванием фронтальных систем, связанных с северной ветвью полярного фронта вследствие антициклогенеза у земли;
- влиянием теплых секторов циклонов, перемещавшихся из Исландии, а также северной и северо-западной периферий азорского максимума.

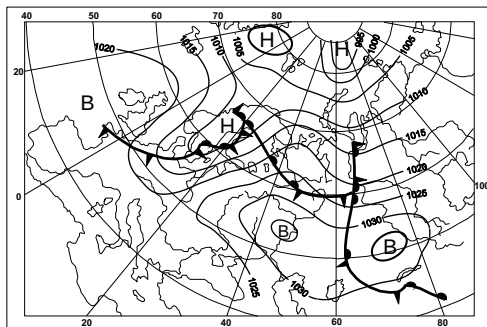


Рис. 3. Приземная карта погоды 27 сентября 2003 г.

Аномально теплые условия погоды сохранились до середины октября (таблица). Например, 1 октября максимальная температура в Перми ($20,0^{\circ}\text{C}$) превысила абсолютный максимум для этого дня ($19,3^{\circ}\text{C}$). Преобладала погода без осадков, лишь в отдельные дни, в основном, на Среднем Урале, наблюдался слабый дождь. Например, в Перми в первую декаду октября осадков не наблюдалось, а во вторую декаду выпало всего 16 мм.

Таким условиям погоды способствовала устойчивость меридиональных форм атмосферной циркуляции. Активное развитие циклонов над Атлантикой привело в конце сентября к углублению высотной ложбины, ее смещению к востоку и развитию циклонов вдоль побережья Европы. Наряду с этим при наличии высотной ложбины на северной ветви полярного фронта при горизонтальных барических градиентах до 5 дам/100 км над Исландией возник глубокий циклон с давлением в центре 980 гПа. Смещаясь на восток со скоростью 60 км/ч, циклон достиг Скандинавии и объединился с циклоном, возникшим на южной ветви полярного фронта. Образовалась обширная область низкого давления над Западной Европой с высотной ложбиной вдоль нулевого меридиана. Положение ВФЗ и термические условия на ней были близки к средним многолетним значениям, приведенным в [3].

Углубление высотной ложбины привело к интенсивной адвекции холода из районов Гренландии в Западной Европе и выносу теплых воздушных масс в передней части высотной ложбины на территорию Европейской России. Произошла меридиональная перестройка ВФЗ. Сформировались смешанная и восточная формы циркуляции по классификации А.Л. Каца.

В соответствии с термическим полем ось высотной холодной ложбины была ориентирована от Гренландии на Черноморье, а ось теплого гребня — от Средиземноморья на Новую Землю. Термобарическое поле было благоприятно для циклогенеза на западе Европейской России и для антициклогенеза в Сибири и смещению высотной ложбины к востоку (рис.4). Полярный фронт обострялся в результате двухсторонней адвекции. Величина адвекции геопотенциала над Западной Европой составляла 15—20 дам/24 ч, а над Европейской Россией — 8 дам/24 ч. При этом контрасты температуры в слое от поверхности земли до 5 км возросли до 10—15°C/1000 км. В области резкого уменьшения циклонической кривизны изогипс и их расходимости величина динамического уменьшения геопотенциальных высот в дни возникновения циклона превышала 20 дам/24 ч на изобарических поверхностях 700 и 500 гПа. В результате указанных причин на полярных (северном и южном) фронтах формировались циклоны, смещавшиеся в соответствии с ведущим потоком в северном и северо-восточном направлениях. Один из них, с давлением в центре 1000 гПа, возник на вершине волны северного полярного фронта при вхождении ее в циклон над Австрией. Смещаясь со скоростью 25—40 км/ч и интенсивно углубляясь, циклон 9 октября достиг Кольского п-ова. Давление в центре составило 979 гПа. Пермская и Свердловская области оказались в теплом секторе этого циклона. Развитие южного циклона по высоте, усиление двухсторонней адвекции привели к дальнейшему углублению вы-

сотной ложбины и выходу следующего циклона. В последующие дни в связи с уменьшением адвекции и барических градиентов интенсивного углубления циклонов не наблюдалось. Следующий циклон, смещаясь по более восточной траектории, 20 октября достиг Полярного Урала при давлении в центре 995 гПа. Это привело к смене на Среднем Урале антициклональной погоды на циклоническую с дождями и похолоданием. Через Пермскую и Свердловскую области прошли два холодных фронта, связанные с южной и северной ветвями полярного фронта.

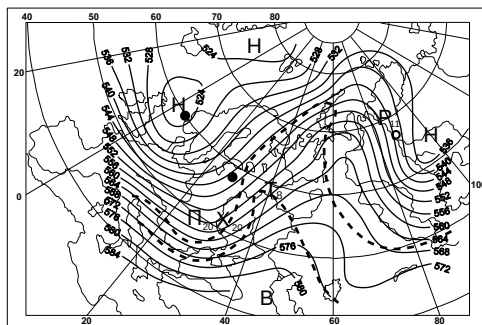


Рис. 4. Поле AT_{500} 7 октября 2003 г.

Пунктир — изогипсы OT_{1000}^{500} . Буквами П и Р обозначены очаги падения и роста давления в поле AT_{500} , а Т и Х — очаги тепла и холода в поле OT_{1000}^{500} . Остальные обозначения как на рис. 2.

Сохранению высокой температуры в первой половине октября, кроме указанных выше условий, способствовало влияние гребня азорского антициклона. Величина адвекции тепла по западной периферии гребня в слое от поверхности земли до 3 км с 6 по 9 октября увеличилась с 5 до 10—12°C. Влияние теплого гребня на погоду Среднего и Южного Урала сохранялось с начала месяца до 14 октября. Это объяснялось регенерацией азорского антициклона за счет арктического антициклона, возникшего в районе Карского моря при давлении 1020 гПа. Дальнейшему усилению антициклона и смещению его к юго-востоку способствовало наличие над Восточной Сибирью восточной периферии высотного гребня с горизонтальными барическими градиентами на поверхности 500 гПа 3 дам/100 км и величиной динамического роста давления 10 дам/24 ч. Контрасты температуры на карте OT_{1000}^{500} достигали 10—12°/1000 км, а величина адвекции геопотенциала — 15 дам/24 ч. Под действием указанных причин давление в центре антициклона выросло до 1041 гПа, и произошло слияние его на широте 50° с.ш. с гребнем азорского антициклона.

Описанное развитие процессов с 1 по 14 октября обусловило жаркую погоду без осадков с дневной температурой 15—20°C и ночной до 10°C. В по-

следующем началось постепенное понижение температуры в ночные часы до 3°C, в дневные до 5°C. С 17 октября начались дожди, перешедшие с 23 октября в мокрый снег, снег. Установился временный снежный покров при ночной температуре до –10°C, сохранившийся до 29 октября. В последние три дня месяца температура вновь поднялась до положительных значений. Снег растаял. В целом в октябре на Среднем и Южном Урале отмечались более аномально теплые погодные условия, чем в сентябре (таблица), чему способствовало углубление и смещение высотной холодной ложбины на Европу, а высотного гребня — на европейскую территорию России и Западную Сибирь.

Таким образом, аномально теплый октябрь 2003 г. на Среднем и Южном Урале был обусловлен следующими циркуляционными условиями:

- развитием глубокой высотной ложбины над Западной Европой и высотным гребнем над Европейской Россией и Западной Сибирью;
- интенсивным циклогенезом над восточными районами Западной Европы и антициклогенезом над Западной Сибирью;
- аномально северным положением всех фронтальных систем, особенно южного полярного фронта;
- северным положением гребня азорского антициклона на европейской территории России (на широтах 50—55° с.ш.);
- регенерацией азорского антициклона в результате вторжений холодных арктических воздушных масс в Сибирь.

Литература

1. Аликина И.Я. Циркуляционные условия на Среднем и Южном Урале. Гидрология и метеорология. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1971. Вып. 6. С. 115—122.
2. Бауман И.А., Кондратович К.В., Савичев А.И. Практикум по долгосрочным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1979. 104 с.
3. Воробьев В.И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. Л.: Гидрометеиздат. 1968. 231 с.
4. Гречиха А.П., Кириенко Л.В., Найшуллер М.Г. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2003 г. Метеорология и гидрология. 2004. № 1. С. 116—120.
5. Строгина К.Ф., Уласевич А.Д., Федоров Л.А. Краткая характеристика основных синоптических процессов и их особенностей на Урале. Информационное письмо № 5 (31). Свердловск. 1962. С. 5—11.
6. Строгина К.Ф., Уласевич А.Д. Перемещение барических образований из Арктического бассейна через Урал в весеннее время. Гидрология и метеорология. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1969. Вып. 4. С. 20—35.
7. Шкляев А.С., Балков В.А. Климат Пермской области. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1963. 189 с.
8. Шкляев А.С., Аликина И.Я. Географические факторы термического режима на Среднем и Южном Урале. Гидрология и метеорология. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1968. Вып. 3. С. 120—144.

9. Шкляева Л.С. Перемещение циклонов и антициклонов над территорией Урала. В сб.: Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы: межвуз. сб. науч. трудов. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1991. С. 3—9.

2.9. Редкое явление замерзающего дождя в Пермском крае*

1. Введение

Замерзающие осадки, вызывающие обледенение дорог, линий электропередач, летательных аппаратов и, тем самым, влияющие на условия безопасности воздушных судов и функционирование аэропортов, представляют собой опасное метеорологическое явление [9]. Особенно опасны крупнокапельные переохлажденные осадки (замерзающий дождь), с которыми связаны авиационные катастрофы, анализ которых привел к необходимости повышения уровня защищенности воздушных судов от обледенения [12]. В 1990-е годы под эгидой ВМО были начаты работы по исследованию условий погоды и климатических характеристик замерзающих осадков, актуальные и для России [7—9, 11]. Подробное и систематическое исследование условий выпадения замерзающих осадков в аэропортах России и СНГ проведено в работах [10—13], где проанализирован большой массив данных по пяти аэропортам Московского аэроузла и по аэропортам Минеральных Вод, Одессы и Нижнего Новгорода. Показано, что региональные различия повторяемости замерзающих осадков, стратификации атмосферы и синоптических ситуаций, при которых наблюдалось это явление, довольно значительны. В половине случаев образование замерзающих дождей соответствует интервалу приземной температуры от $-0,1$ до -2°C . При температуре ниже -10°C замерзающие осадки практически не наблюдались, потому что синоптическая ситуация, связанная с выносом теплого воздуха вдоль фронтальной поверхности на высоте около 1 км, в сочетании с большим скачком температуры при наличии приземной инверсии наблюдается крайне редко [3—5, 10—13].

В настоящей статье представлены результаты моделирования процесса охлаждения падающих капель на фоне синоптической ситуации, сложившейся в Пермском крае 14 декабря 2010 г.

2. Условия погоды при выпадении замерзающих осадков на территории Пермского края

Вечером 14 декабря 2010 г. в южных и центральных районах Пермского края начались дожди, и почти повсеместно образовался гололед. Дождь, соприкасаясь с холодной подстилающей поверхностью и предметами, сразу замерзал, образуя наст на снегу, тонкую ледяную пленку на предметах, вызвал транспортные проблемы: стекла мгновенно покрывались льдом, с кото-

* См. Метеорология и гидрология. 2012, № 8 (совместно с Б.Л. Смородиным).

рым не справлялись «дворники». На отдельных станциях Пермского края гололед сохранялся до 17 декабря, а на станции Губаха гололедные отложения разрушились только днем 21 декабря (табл. 1).

Таблица 1

**Условия погоды при выпадении замерзающих осадков
на территории Пермского края 14 декабря 2010 г.**

Метео- станция	Температура воздуха, °С		Сумма осадков за 12 ч (время местное), мм		Начало гололе- да, ч,мин ВСВ 14 XII	Окончание гололеда, ч,мин ВСВ, дата	Диаметр отложе- ния, мм
	мини- мальная	макси- мальная	8—20 ч 14 XII	20 ч 14 XII— 8 ч 15 XII			
Гайны	–8	–7	—	7	—	—	—
Ныроб	–15	–13	—	4	—	—	—
Чердынь	–12	–10	—	6	—	—	—
Коса	–8	–8	—	11	—	—	—
Кочево	–9	–9	—	8	—	—	—
Кудымкар	–14	–12	—	6	19:30	18:00 16 XII	4
Губаха	–13	–8	—	2	17:30	6:00 21 XII	3
Бисер	–17	–12	—	0,2	—	—	—
Добрянка	–14	–9	—	3	15:45	8:45 17 XII	3
Верещагино	–12	–12	—	2	17:00	6:30 16 XII	—
Пермь	–14	–9	0,0	2	12:05	10:00 16 XII	1
Лысьва	–15	–7	—	0,3	15:25	23:25 14 XII	2
Кын	–24	–13	0,6	—	—	—	—
Большая	–20	–11	0,0	1	14:40	12:05 17 XII	1
Соснова							
Ножовка	–17	–7	0,0	1	14:50	19:30 17 XII	4
Кунгур	–19	–7	0,4	0,0	13:55	7:15 15 XII	2
Чайковский	–16	–7	—	2	17:48	16:30 16 XII	1
Чернушка	–17	–6	0,1	—	11:00	18:15 14 XII	2
Октябрьский	–15	–2	2	—	9:25	0:15 17 XII	3

Необычность явления заключалась в низкой температуре воздуха у поверхности земли. В Перми в 12 ч ВСВ 14 декабря (17 ч местного времени) было –10,9°С. По территории края температура воздуха составляла от –3 до –16°С. Необходимо отметить, что явление замерзающего дождя при такой низкой температуре наблюдается довольно редко. Например, только в двух из 268 случаев замерзающего дождя, зафиксированных в аэропортах Московского аэроузла и проанализированных в работе [11], температура у поверхности земли была ниже –10°С. В аэропортах Минеральных Вод, Одессы и Нижнего Новгорода, согласно данным [10, 12, 13], явления замерзающего дождя при такой низкой температуре вообще не наблюдались. Ночью 15 декабря на севере Пермского края дожди перешли в снег, достигнув критерия

неблагоприятного явления [7]. На метеостанциях Кудымкар, Гайны, Кочево, Коса суммы осадков составили соответственно 6, 7, 8 и 11 мм (табл. 1).

3. Синоптические условия

Днем 14 декабря в средней и нижней тропосфере циркуляцию обуславливали два высотных циклона с центрами над Западной Украиной и п-овом Таймыр. Между циклонами располагался слабо выраженный гребень, ориентированный с Северного Казахстана на Средний Урал. Ведущий поток имел южное направление. Скорость ветра на высоте 5 км составляла 19 м/с. Высотная фронтальная зона наблюдалась над Гренландией и Скандинавским п-овом, а далее к востоку делилась на две ветви, одна из которых располагалась вдоль северных морей, другая — поворачивала вдоль западного побережья Европы на Средиземное море и выходила к Уральским горам.

У поверхности земли погоду Пермского края определял каспийский циклон с центром восточнее Самары. Циклон двигался согласно высотной фронтальной зоне, ориентированной с юга на север. Днем 14 декабря, находясь в стадии заполнения и будучи высоким барическим образованием, он смещался со скоростью 15 км/ч. По сравнению с предшествующими полусутками скорость циклона уменьшилась в два раза. Давление в центре циклона увеличивалось следующим образом: в 12 ч ВСВ 13 декабря оно составляло 1001 гПа, 14 декабря в 0 ч — 1005 гПа, в 12 ч ВСВ — 1010 гПа. Теплый участок арктического фронта располагался значительно севернее территории Пермского края и проходил через Сыктывкар и Вологду, теплая ветвь полярного фронта проходила через Челябинск и Казань. Фронт смещался со скоростью 15 км/ч. Контраст температуры воздуха у поверхности земли составил 4,5°C/100 км, на высоте 1,5 км — 5°C/100 км. Фронт в поле осадков выражен не был. Осадки отмечались лишь вблизи центра циклона. Барические тенденции перед фронтом были слабо отрицательные с максимальным значением — 1,3 гПа/3ч над западными районами Пермского края. Ночью 14 декабря в нижних слоях атмосферы над территорией края располагалась теплая, но очень сухая воздушная масса. Температура воздуха на высоте 1,5 км составляла 1°C. Слабые северные потоки и отсутствие облачности в ночные часы при наличии снежного покрова способствовали сильному радиационному выхолаживанию подстилающей поверхности и формированию мощной приземной инверсии от поверхности земли до высоты 970 м с вертикальным градиентом температуры 1,3°C/100 м, которая сохранялась и днем. Смена потоков на южные и юго-западные днем 14 декабря способствовала поступлению влаги в слое 850—500 гПа. Дефицит точки росы уменьшился до 0—1,4°C. По данным радиозондирования за 12 ч ВСВ 14 декабря, высота нулевой изотермы составила 390 м, толщина слоя с положительной температурой воздуха — около 1,3 км (табл. 2). Осадки, сформировавшиеся в теплой воздушной массе, не успевали перейти в твердую фазу и достигали поверхности земли в виде слабого дождя.

Таблица 2

Данные радиозондирования в г. Пермь 13 и 14 декабря 2010 г.

Уровень, изобарическая поверхность, <i>гПа</i>	Температура воздуха, °С	Дефицит точки росы, °С	Направление ветра, <i>град</i>	Скорость ветра, <i>м/с</i>
0 ч 13 декабря				
Земля	–6,5	1,4	90	1
950	5,4	12	169	7
925	4,4	17	180	9
850	0,0	9	180	9
700	–6,1	16	195	11
500	–23,9	11	205	8
12 ч 13 декабря				
Земля	–5,5	4,6	45	1
936	3,3	25	143	12
925	3,2	25	145	13
850	1,4	8	115	11
700	–6,9	7	140	9
500	–25,3	6	105	8
0 ч 14 декабря				
Земля	–11,3	3,6	90	3
925	–1,7	13	115	3
871	1,5	26	74	2
850	0,6	23	60	2
700	–7,5	13	315	4
500	–26,7	12	350	8
12 ч 14 декабря				
Земля	–10,9	3,8	45	2
925	3,0	4,5	150	10
895	5,4	3,1	196	14
850	2,0	1,4	190	14
700	–6,5	0,0	160	11
500	–22,9	0,5	220	19

4. Результаты численного моделирования процесса охлаждения падающих капель

Рассмотрим условия, способствующие изменению температуры капли, падающей из облака, в случае, когда в пограничном слое атмосферы наблюдалась приземная инверсия, выявленная по данным радиозондирования в г. Пермь 14 декабря 2010 г. (табл. 2, рис. 1). В результате интенсивного горизонтального переноса теплого воздуха с юга (направление ветра 190—150°, скорость 10—14 м/с (табл. 2)) в 12 ч ВСВ в интервале высот 390—1700 м отмечалась положительная температура. Положение нижней границы облака можно оценить с помощью графиков зависимости температуры и дефицита

точки росы от высоты (рис. 1) [1, 2]. Нижняя граница облака находится вблизи уровня, на котором дефицит точки росы уменьшается до 2°C , что в данном случае соответствует высоте 1200 м. Другой способ оценки этой границы, используемый в работах [10—13] и заключающийся в определении уровня, на котором относительная влажность достигает 90—95%, дает такой же результат.

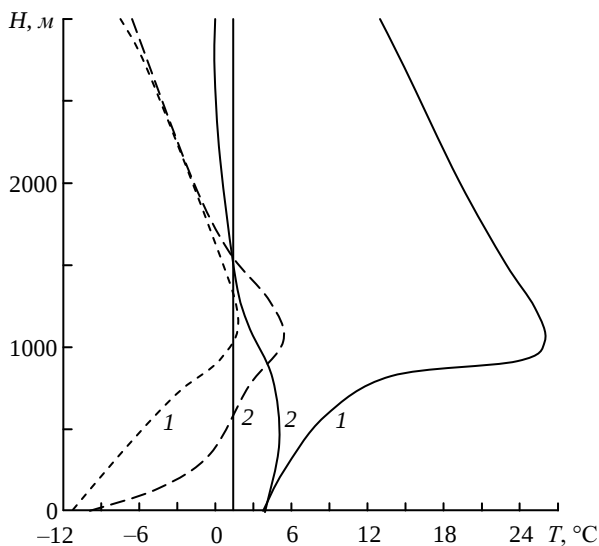


Рис. 1. Вертикальное распределение температуры воздуха (штриховые линии) и дефицита точки росы (сплошные линии). Пермь, 14 декабря 2010 г.

1) 0 ч ВСВ; 2) 12 ч ВСВ.

Распределение температуры воздуха с высотой, сложившееся к 12 ч ВСВ 14 декабря 2010 г., называется стратификацией типа «теплый нос» [10]. Оно соответствует классическому механизму образования замерзающего дождя: снежинки из верхней части облака попадают в область с положительной температурой и тают, образуя капли. Капли, проходя слой с температурой воздуха ниже 0°C , переохлаждаются и замерзают от соприкосновения с подстилающей поверхностью, также имеющей отрицательную температуру.

Рассмотрим изменения температуры внутри капель радиуса a на их поверхности. Запишем уравнение теплопроводности в сферической системе координат, считая, что температура воды в капле T зависит только от радиальной переменной r :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \chi_{\text{в}} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right), \quad (1)$$

где $\chi_b = 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ — коэффициент температуропроводности воды.

Для уравнения (1) поставим граничные условия в центре капли:

$$\frac{\partial T}{\partial r} = 0 \quad \text{при } r = 0. \quad (2)$$

На поверхности капли ($r = a$) считается выполненным линейный закон теплоотдачи

$$\chi_b \frac{\partial T}{\partial r} = -\alpha(T - T_{\text{возд}}(H(t))), \quad (3)$$

где α — коэффициент теплоотдачи на границе вода — воздух, $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$.

Температура окружающего воздуха $T_{\text{возд}}$, определяемая по данным радиозондирования (табл. 2, рис. 1), зависит от положения падающей капли в атмосфере, а следовательно, и от времени. Поскольку время падения капли до соударения с землей не превышает нескольких минут, то пространственное распределение температуры в атмосфере можно считать не зависящим от времени. Капли падают на землю с постоянной скоростью, величина которой зависит от их размера [6].

Чтобы рассчитать температуру капли, решали следующую задачу. В каждый момент времени рассчитывались координаты капли радиуса a над поверхностью земли, в соответствии с которыми задавалась температура на ее поверхности, и решалось уравнение теплопроводности. Можно предположить, что начальная температура капли $5,4^\circ\text{C}$ (табл. 2), при которой происходит интенсивное формирование капель дождя в нижней части облака под действием процесса коагуляции в области «теплого носа» [10].

Используем в качестве масштабов длины $[r] = a$, времени $[t] = a^2/\chi_b$, скорости $[v] = \chi_b/a$ и запишем уравнение теплопроводности и соответствующие граничные условия в безразмерном виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right), \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial r} = -Bi(T - T_{\text{возд}}(H(t))) \quad \text{при } r = 1, \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial r} = 0 \quad \text{при } r = 0. \quad (6)$$

В уравнение (5) входит безразмерный параметр — число $Bi = \alpha a / \chi_b$, который характеризует теплообмен на поверхности капли: чем больше число Bi , тем сильнее охлаждение капли при ее падении в окружающем холодном воздухе. Поскольку невозможно указать точное значение коэффициента теплоотдачи α , который существенно зависит от окружающих условий и находится в интервале $20\text{—}50 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$, то в дальнейшем будем рассматривать температуру капель при различных значениях Bi .

Вертикальное распределение температуры поверхности капли представлено на рис. 2 для разных наборов числа Bi и размера капель. Температура

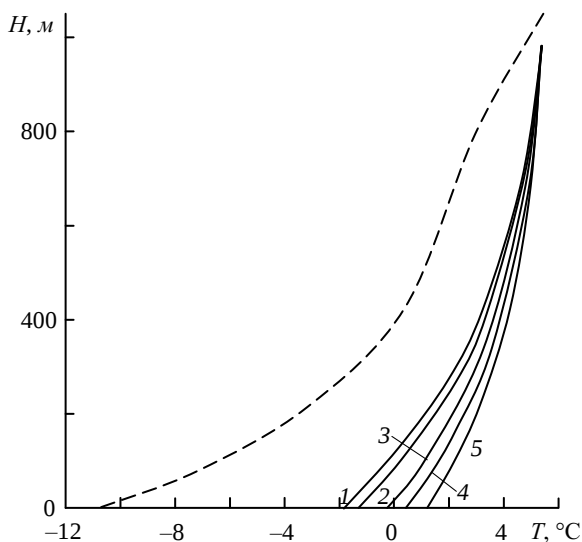


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры воздуха (штриховая линия) и температуры поверхности капель (сплошные линии).
Пермь, 12 ч ВСВ 14 декабря 2010 г.

- 1) $a = 1 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$; 2) $a = 1 \text{ мм}$, $Bi = 0,035$; 3) $a = 1,5 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$ ($a = 2 \text{ мм}$, $Bi = 0,06$);
4) $a = 2 \text{ мм}$, $Bi = 0,05$; 5) $a = 2 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$.

поверхности капли уменьшается по мере приближения к поверхности земли, однако она выше, чем температура окружающего воздуха. Это связано с тем, что тепло отводится от внутренней части капли с конечной скоростью молекулярного теплопереноса. Температура капель радиусом 1—1,5 мм вблизи поверхности земли ниже 0°C , и жидкость находится в переохлажденном состоянии (линии 1—3 на рис. 2) даже при относительно низкой степени теплообмена с окружающей средой ($Bi = 0,035—0,04$). Это связано с тем, что скорость падения мелких капель — меньше, а время движения их в атмосфере — больше, поэтому они сильнее охлаждаются. Крупные капли (линии 4 и 5 на рис. 2) при тех же значениях числа Bi до самой земли имеют положительную температуру. Однако, при больших значениях теплообмена ($Bi = 0,06$) даже крупные капли ($a = 2 \text{ мм}$) успевают охладиться до отрицательной температуры (линия 3 на рис. 2). На рис. 2 видно, что уменьшение размера капли и увеличение ее теплообмена с окружающей средой ведут к более быстрому понижению температуры поверхности капли.

На рис. 3 представлено распределение температуры в капле в момент достижения ею подстилающей поверхности для двух размеров капель в случае, когда их поверхность находится в переохлажденном состоянии. Для более крупных капель (линия 1, рис. 3) внутренняя область (примерно 70% по радиусу капли) имеет положительную температуру, тогда как внешняя их часть переохлаждена. Мелкие капли полностью переохлаждены (линия 2, рис. 3).

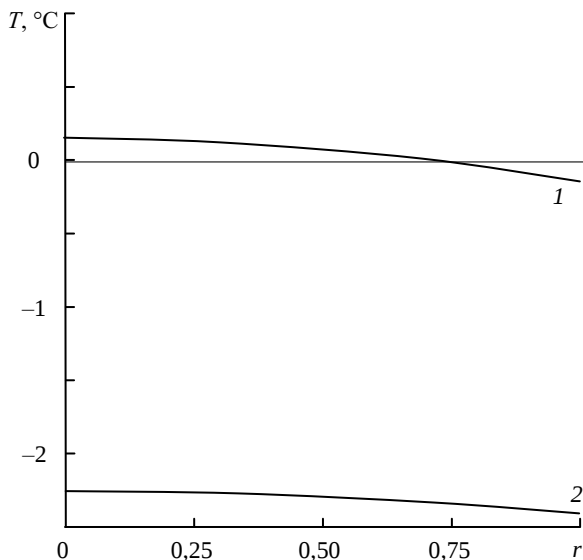


Рис. 3. Распределение температуры внутри капель без учета фазового перехода.

1) $a = 1,5 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$; 2) $a = 1 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$.

Исходя из условия теплового баланса, оценим, какая часть капли может превратиться в лед при кристаллизации переохлажденной воды в капле:

$$mc \Delta T = \Delta m L, \quad (7)$$

где $c = 4200 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ — удельная теплоемкость воды; m — масса капли, кг; $L = 3,3 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{кг}$ — удельная теплота плавления льда; ΔT — разность температуры плавления льда и температуры капли у поверхности земли.

Тогда в мелких каплях, охлаждающихся до температуры -2°C (рис. 2, линия 1), максимальная доля капли, превратившаяся при ее падении в лед, составляет

$$\frac{\Delta m}{m} = \frac{c \Delta T}{L} \cdot 100\% = \frac{4200 \cdot 2}{3,3 \cdot 10^5} \approx 2,5\%. \quad (8)$$

Считая, что капля промерзает равномерно с поверхности и что в переохлажденной капле произошел фазовый переход, например, из-за столкнове-

ния с центром кристаллизации, можно оценить толщину ледяной корочки следующим образом:

$$\frac{4\pi}{3}(a^3 - r^3) / \frac{4\pi}{3}a^3 = 1 - \frac{r^3}{a^3} = 2,5 \cdot 10^{-2}, \quad (7)$$

$$\frac{r}{a} = (1 - 2,5 \cdot 10^{-2})^{1/3} \approx 0,992.$$

Таким образом, доля ледяной корочки не превышает 0,8% радиуса капли даже при наиболее благоприятных условиях охлаждения.

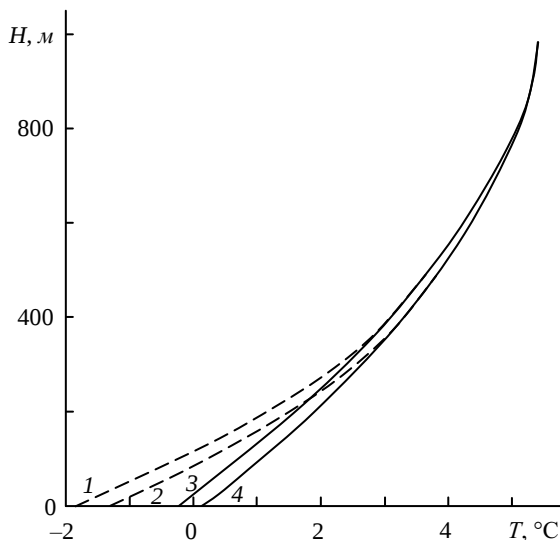


Рис. 4. Изменение с высотой температуры поверхности капель.

1,3) $a = 1 \text{ мм}$, $Bi = 0,035$; 2,4) $a = 1 \text{ мм}$, $Bi = 0,04$. Штриховые линии соответствуют температуре воздуха у поверхности земли $T = -10,9^\circ\text{C}$, сплошные $T = -5^\circ\text{C}$.

Как уже отмечалось выше, вероятность образования замерзающих осадков при температуре ниже -10°C мала, поэтому для сравнения с реальным (наблюдаемым) распределением температуры воздуха была смоделирована ситуация эволюции температуры падающих капель для случая температуры воздуха у поверхности земли -5°C . Предполагается, что расположение нулевой изотермы и распределение температуры воздуха выше нее в обоих случаях одинаковы, а вертикальные градиенты температуры в интервале высот 0—390 м различаются в два раза (рис. 4). В случае температуры воздуха у поверхности земли -5°C теплообмен капель с атмосферой происходит менее интенсивно, чем в случае с $T = -10,9^\circ\text{C}$, поэтому температура капель у по-

верхности земли выше. При этом она либо положительна, либо имеет небольшие отрицательные значения.

5. Заключение

В средних широтах Северного полушария замерзающие осадки (дождь и морось) — явление редкое. Чаще всего они наблюдаются в интервале приземной температуры от $-0,1$ до -2°C и очень редко — при температуре ниже -10°C . Здесь рассмотрены метеорологические и синоптические условия выпадения замерзающих осадков на территории Пермского края 14 декабря 2010 г., когда приземная температура была $-10,9^{\circ}\text{C}$. На основе данных радиозондирования атмосферы численно смоделирован процесс охлаждения падающих капель и рассчитана их температура. Показано, что капли крупного размера не успевают достичь состояния переохлаждения и при падении на землю имеют положительную температуру. Более мелкие капли охлаждаются до отрицательной температуры. Выполненная оценка процесса превращения в лед падающих капель при кристаллизации переохлажденной воды показала, что при фазовом переходе объемная доля ледяной оболочки капель не превышает 3% даже при наиболее благоприятных условиях охлаждения.

Авторы благодарят начальника отдела метеорологических прогнозов Пермского ЦГМС Л.Н. Кузьмину за предоставленные данные об условиях погоды и за синоптические материалы за 13—15 декабря 2010 г. по территории Пермского края.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 гг. (проект 2011–1.2.1–220–010/86).

Литература

1. Арабей Е.Н. Данные радиозондирования как средство выявления облачных слоев. Метеорология и гидрология. 1975. № 6. С. 32—37.
2. Дмитриева-Арраго Л.Р., Колоскова Л.Ф. О приближенном способе определения границ облачности. Метеорология и гидрология. 1969. № 6. С. 47—51.
3. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Исследование радиолокационных характеристик для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью. Метеорология и гидрология. 2005. № 1. С. 84—95.
4. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
5. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 31—39.
6. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 2000. 780 с.
7. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. РД 52.88.629-2002. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 42 с.

8. Облака и облачная атмосфера. Справочник. / Под. ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 648 с.

9. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. РД 52.88.699-2008. М.: 2008. 34 с.

10. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков некоторых аэропортах России и СНГ. I. Аэропорты московского аэроузла. Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 40—58.

11. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков некоторых аэропортах России и СНГ. II. Аэропорт Минеральные Воды. Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 27—42.

12. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Хоменко И.А., Хоменко Г.В. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. III. Аэропорт Одесса. Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 5—18.

13. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Завьялова А.А. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. IV. Аэропорт Нижний Новгород. Метеорология и гидрология. 2007. № 7. С. 25—39.

2.10. Моделирование процесса изменения температуры капель при выпадении замерзающих осадков*

Введение

Замерзающие осадки наблюдаются зимой и в переходные сезоны года в средних и высоких широтах, а также в горных районах более низких широт и приводят к негативным последствиям для населения, энергетики, автомобильного, железнодорожного и авиационного транспорта [2—4, 10—14]. В работе [14] рассматривается современное представление о климатических характеристиках, механизмах образования и способах прогнозирования замерзающих осадков. Авторами данного обзора показано, что климатология замерзающих осадков хорошо изучена в условиях континента Северная Америка, а также в условиях Западной и Центральной Европы. На территории России распределение повторяемости и условия выпадения замерзающих осадков исследованы недостаточно [14].

В основе способов прогнозирования замерзающих осадков лежат представления о формирующих их процессах. Основной механизм образования переохлажденных (замерзающих) осадков предполагает наличие в облаке ограниченного слоя с положительной температурой (слой инверсии температуры, имеющий на кривой температурной стратификации вид «теплого носа»). Твердые осадки, выпадающие из верхней части облака с отрицательной температурой, частично или полностью тают в этом теплом слое, превращаясь в капли. Затем в холодном воздухе, прилегающем к поверхности земли,

* См. Метеорология и гидрология. 2014, № 9 (совместно с Б.Л. Смородиным и Д.В. Давыдовым).

капли охлаждаются, нередко покрываются ледяной коркой и приобретают вид своеобразных ледяных шариков, зачастую содержащих внутри незамерзшую воду. При падении на поверхность земли и предметов шарики разбиваются, и вытекающая вода, замерзая при отрицательной температуре, образует гололед [2—4, 14]. Такой механизм реализуется в случаях наиболее интенсивных и опасных замерзающих дождей. Другой механизм образования замерзающих осадков, который реализуется в отсутствие теплых слоев, предполагает укрупнение облачных переохлажденных капель при слабо отрицательной температуре. Таким путем чаще всего образуется переохлажденная морось [14]. Кроме этих двух механизмов образования замерзающих осадков, в работе [14] предложена модификация первого (классического) механизма с учетом трехмерности процесса (а не только стратификации в облаке над пунктом зондирования), когда возможность образования переохлажденных капель во фронтальной облачной системе реализуется путем их переноса в потоке надфронтального воздуха, который по мере подъема и трансформации приобретает отрицательную температуру, оставаясь более теплым, чем выше- и нижележащие слои.

В целом следует отметить, что хотя образование замерзающих осадков — это процесс микрофизический, реализация того или иного механизма зависит от свойств воздушных масс и прежде всего от профиля температуры и вертикальной мощности облаков [14].

Авторами данной статьи ранее [4] была предложена оценка процесса превращения в лед падающих капель при кристаллизации переохлажденной воды без учета особенностей фазового перехода на границе вода — лед и распространения фронта кристаллизации от поверхности капли в ее внутренние слои на примере синоптической ситуации, сложившейся в Пермском крае 14 декабря 2010 г. и характеризующейся выпадением ледяного дождя при наличии инверсии температуры в пограничном слое атмосферы [4].

Отметим, что процесс движения границы фазового перехода вода — лед пытались учесть разные исследователи, рассматривая модели замерзания капли дождя [5, 6] или образования града [9, 15]. Важной характеристикой процесса, необходимой для получения решения, является время полного замерзания капли. Авторы указанных работ использовали разные упрощающие предположения, например, что температура в капле подчиняется закону стационарного распределения [5, 6], а на поверхности сферы температура постоянна или уменьшается с небольшой скоростью [5, 6, 15]. Кроме того, используется предположение о том, что температура жидкой части капли равна температуре фазового перехода, что позволяет пренебречь потоком тепла от границы фазового перехода внутрь капли в течение всего процесса затвердевания. Фактически температура воды в капле считается постоянной и равной температуре фазового перехода, поэтому рассчитывается только температура растущей ледяной оболочки. Как следует из результатов точного расчета, представленных ниже, в случае ледяного дождя, когда капли не промерзают

полностью, а ледяная оболочка капле имеет небольшую толщину, эти предположения не работают.

Моделирование процессов, приводящих к изменению температуры в капле и в возможно возникающей ледяной оболочке для случая реальной синоптической ситуации, сложившейся в Пермском крае 14 декабря 2010 г., авторами данной статьи проведено на основе численного решения уравнения теплопроводности в капле и ледяной оболочке методом конечных разностей с учетом следующих условий: фазового перехода на движущейся границе раздела вода — лед; кривизны границы фазового перехода; изменения условий теплообмена на границе ледяной оболочки и окружающей ее атмосферы вследствие изменения температуры воздуха с высотой путем формирования типа стратификации с теплым слоем в облаке («теплый нос»), который располагается над сильно охлажденной подстилающей поверхностью [10, 14]. Такое моделирование температуры капель для реальной синоптической ситуации проведено впервые.

Результаты моделирования и обсуждение

Предположим, что температура воды T_g в жидком ядре и льда в оболочке T_l (в случае ее образования) зависит только от радиальной переменной r . Запишем уравнение теплопроводности в сферической системе координат в следующем виде:

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = \chi_i \left(\frac{\partial^2 T_i}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial T_i}{\partial r} \right), \quad (1)$$

где индекс i характеризует разные среды (воду или лед); χ_i — коэффициент температуропроводности среды (воды или льда).

В центре капли симметрия задачи требует обращения в ноль производной

$$\partial T_i / \partial r = 0 \quad \text{при} \quad r = 0. \quad (2)$$

Поток тепла на поверхности капли (или ледяной оболочки при ее образовании) подчиняется линейному закону теплоотдачи Ньютона

$$\kappa_i \frac{\partial T}{\partial r} = -\alpha_i (T - T_{\text{возд}}(H(t))) \quad \text{при} \quad r = 1, \quad (3)$$

где κ_i, α_i — коэффициенты теплопроводности воды ($0,569 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$) или льда ($2,24 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$) при $T = 0^\circ\text{C}$ и теплоотдачи на границе вода — воздух (или лед — воздух), $T_{\text{возд}}(H(t))$ — температура окружающего воздуха в том месте, где находится капля.

Температура $T_{\text{возд}}(H(t))$ зависит от высоты нахождения капли над поверхностью земли H и, следовательно, от времени ее падения. При моделировании процесса изменения температуры капель предполагалось, что их начальная температура равна $5,4^\circ\text{C}$, что соответствовало реально наблюдаемой ситуации интенсивного формирования капель в нижней части облака в

области «теплого носа» на высоте около 1000 м в г. Перми 14 декабря 2010 г. в 12 ч ВСВ [4].

Используем в качестве масштабов длины $[r] = a$ (a — радиус капли), времени $[t] = a^2/\chi_a$, скорости $[v] = \chi_a/a$ и запишем уравнение теплопроводности и соответствующие граничные условия в безразмерном виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right), \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial r} = -Bi_a(T - T_{\infty}(H(t))) \quad \text{при } r = 1, \quad (5)$$

$$\partial T / \partial r = 0 \quad \text{при } r = 0, \quad (6)$$

где $Bi_a = \alpha_a a / \chi_a$ — безразмерный параметр, который характеризует теплообмен на поверхности капли.

После охлаждения поверхности капли до 0°C и превращения воды на ее поверхности в лед уравнение (4) решается только для области внутри капли при $0 < r < \xi(t)$, где $\xi(t)$ координата границы фазового перехода. Для области ледяной оболочки $\xi(t) < r < 1$ решается уравнение теплопроводности для льда

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\chi_l}{\chi_a} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right). \quad (7)$$

В зависимости от температуры поверхности капли T_n численное решение находится по-разному: 1) при $T_n > 0^\circ\text{C}$ решаются уравнения (4)–(6); 2) в случае, когда внешняя граница капли охладится до $T_n = 0^\circ\text{C}$, начинается фазовый переход на границе вода — лед с образованием ледяной оболочки. При этом расчет температуры ведется отдельно для области воды и для области льда. На внешней границе ледяной оболочки граничное условие (3) содержит характеристики льда κ_l, α_l . На движущейся границе фронта фазового перехода вода — лед $r_{a-l} = \xi(t)$ граничные условия следующие:

$$T_{\phi n} = T_a - T_l = 0, \quad \kappa_l \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_l - \kappa_a \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_a = \frac{\rho_l L_l}{\sqrt{1 + (\nabla \xi)^2}} \frac{\partial \xi}{\partial t}, \quad (8)$$

что соответствует равенству температуры в точке плавления и балансу потоков тепла на границе фазового перехода [7]. В уравнении (8) ρ_l и L_l — соответственно плотность (920 кг/м^3) и удельная теплота плавления ($3,3 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$) льда.

Таким образом, для анализа процессов в предлагаемой модели используется классический подход, при котором не рассматривается возможное влияние скорости образования и распространения зародышей льда на скорость фазового перехода [1, 6].

Как видно на рис. 1а, крупные капли ($a = 2 \text{ мм}$) достигают земли, не успевая охладиться до температуры точки замерзания; при этом температура поверхности капль на всем протяжении движения (с высоты 900 м до поверхности земли) положительна. Это объясняется двумя факторами: крупные, и следовательно более массивные, капли падают с большей скоростью [8]; изначально в них запасено больше тепла, которое вследствие молекулярной теплопроводности переносится из внутренних частей капли к ее поверхности и в результате теплообмена передается в окружающую атмосферу. Мелкие капли (например, $a = 1 \text{ мм}$) большую часть пути от «теплого носа» до поверхности земли (с высоты 900 м до уровня 100 м) имеют положительную температуру. Лишь вблизи поверхности земли ($H \sim 100 \text{ м}$, рис. 1а) температура их поверхности достигает 0°C .

После этого часть капль до падения на землю продолжает находиться в жидком переохлажденном состоянии. В другой части капль дождя, захвативших во время падения ядра кристаллизации, начинается гетерогенный фазовый переход на границе вода — лед. Согласно данным работы [8], в приземном слое имеется достаточное число ядер кристаллизации, их концентрация может изменяться в пределах $3200 < n < 8800 \text{ см}^{-3}$.

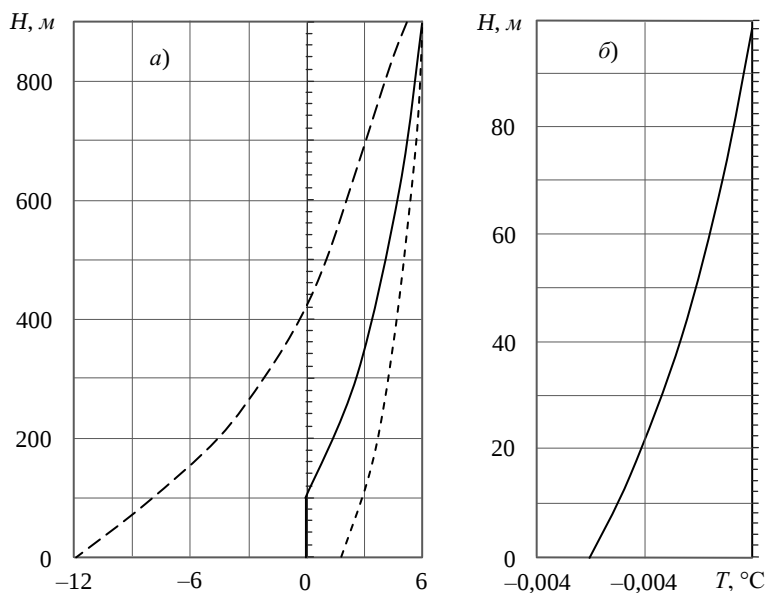


Рис. 1. Вертикальное распределение температуры воздуха в слое 0—900 м (штриховая линия) и изменение температуры поверхности капль радиусом 2 мм (пунктирная линия) и 1 мм (сплошная линия) при их падении с высоты 900 (а) и 100 м (б).

Рассмотрим эволюцию температуры капель, в которых происходит фазовый переход. Расчет, учитывающий кривизну капли, показывает (рис. 1б), что температура ледяной оболочки таких капель отрицательна, но близка к 0°C . Это связано с тем, что при фазовом переходе выделяется тепло, которое компенсирует теплоотдачу в атмосферу.

Распределение температуры в капле в момент удара о поверхность земли представлено на рис. 2а для крупной капли ($a = 2 \text{ мм}$) и на рис. 2б для мелкой ($a = 1 \text{ мм}$). Поскольку скорость падения крупной капли больше, то время ее падения меньше. На рис. 2б видно, что температура внутренней части мелкой капли равна 0°C . Положение фронта кристаллизации, определяемое по излому на кривой зависимости $T(r/a)$, дает значение $\xi = 0,98$ (или для капли $a = 1 \text{ мм}$ в размерном виде $0,98 \text{ мм}$). Внешняя часть капли покрыта ледяной оболочкой толщиной $0,02 \text{ мм}$, температура которой немного ниже 0°C .

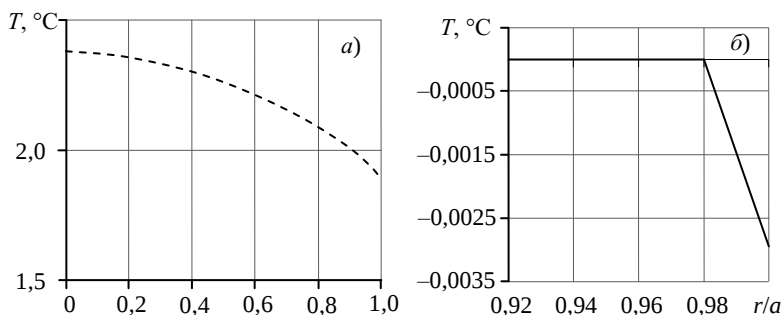


Рис. 2. Распределение температуры внутри капель радиусом 2 (а) и 1 мм (б) в момент удара о поверхность земли.

Время падения 110 (а) и 147 с (б).

Рассмотрим зависимость скорости распространения фронта кристаллизации ($\partial\xi/\partial t$) капли размером 1 мм, а также градиентов температуры на фронте со стороны ледяной оболочки $(\partial T/\partial r)_л$ и воды $(\partial T/\partial r)_в$ от времени, начиная с момента образования ледяной оболочки до момента удара капли о поверхность земли ($132,2 \text{ с} < t < 147 \text{ с}$). Фронт кристаллизации появляется в момент времени $t = 132,2 \text{ с}$, а его скорость при этом составляет $(\partial\xi/\partial t) \approx -8,5 \cdot 10^{-4} \text{ мм/с}$. Модуль скорости фронта монотонно увеличивается со временем. Отрицательные значения скорости распространения фронта кристаллизации свидетельствуют о том, что он движется от поверхности внутрь капли: $\xi(132,4) = 1$, $\xi(147) = 0,98$. В некоторый момент времени ($t = 137,4 \text{ с}$) градиент температуры на фронте со стороны воды практически равен нулю $((\partial T/\partial r)_в < 10^{-50} \text{ C/мм})$. Это свидетельствует о том, что внутренняя жидкая

часть капли охладилась до 0°C. Отметим, что только с этого момента (а не в течение всего периода падения капли, как предполагалось в работах [5, 6]) скорость фронта кристаллизации целиком определяется градиентом температуры на нем со стороны льда

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{\sqrt{2}}{\rho_{\text{л}} L_{\text{л}}} \kappa_{\text{л}} \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_{\text{л}}. \quad (9)$$

Отметим, что в работе [9] в отличие от предшествующих работ предлагается учитывать влияние кривизны поверхности фазового перехода. После того, как жидкость в капле охлаждается до 0°C, модуль скорости фронта кристаллизации линейно увеличивается со временем. В момент времени $t = 147$ с его скорость достигает значения $(\partial \xi / \partial t) \approx -1,69 \cdot 10^{-3}$ мм/с. Среднее значение модуля скорости фронта кристаллизации в интервале времени $132,2 \text{ с} < t < 147 \text{ с}$ можно рассчитать путем деления толщины образовавшейся ледяной оболочки 0,02 мм на время его существования кристаллизации 14,8 (147—132,2) с: $(\partial \xi / \partial t) \approx 0,02 \text{ мм} / 14,8 \text{ с} \approx 1,35 \cdot 10^{-3}$ мм/с. Сопоставим это значение скорости фронта кристаллизации с данными, которые можно получить по времени замерзания капли

$$\tau = \frac{\rho_{\text{л}} L_{\text{л}}}{6 \kappa_{\text{л}}} \left(\frac{a^2}{T_{\text{фн}} - T_{\text{атм}}} \right)$$

[5]. Для капли радиусом 1 мм при условии $T_{\text{фн}} - T_{\text{атм}} = 10^\circ\text{C}$ получим

$$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right) = \frac{a}{\tau} = \frac{6 \kappa_{\text{л}}}{\rho_{\text{л}} L_{\text{л}}} \left(\frac{T_{\text{фн}} - T_{\text{атм}}}{a} \right) \approx \frac{6 \cdot 2,24 \cdot 10}{920 \cdot 3,3 \cdot 10^5 \cdot 10^{-3}} = 0,44 \text{ мм/с}.$$

Таким образом, скорость движения фронта кристаллизации, рассчитанная по упрощенной модели [5], предполагающей постоянство температуры окружающего каплю воздуха и пренебрегающей потоком тепла внутрь капли, оказывается завышенной более чем в 300 раз.

Увеличение абсолютного значения градиента температуры на фронте кристаллизации со стороны льда напрямую связано с увеличением разности значений температуры поверхности капли и окружающего воздуха, которое влечет за собой увеличение теплоотдачи с поверхности капли и понижение ее температуры. Отметим, что оценка градиента температуры $(\partial T / \partial r)_{\text{л}}$ на фронте кристаллизации со стороны ледяной оболочки в момент удара капли о поверхность земли ($t = 147$ с) с помощью среднего значения этого градиента в оболочке (рис. 2б) дает немного неточное значение. В ледяной оболочке толщиной $\Delta r = 0,02$ мм падение температуры равно $\Delta T = -0,003^\circ\text{C}$ (рис. 2б), при этом $(\partial T / \partial r)_{\text{л}} \approx \Delta T / \Delta r = -0,003^\circ\text{C} / 0,02 \text{ мм} = -0,15^\circ\text{C} / \text{мм}$, что по модулю

несколько меньше результата, при получении которого учитывалось фактическое распределение температуры внутри льда, которое отличается от линейного.

Таким образом, с использованием предложенного метода рассчитана толщина корки льда, образующейся на мелких каплях в условиях, обеспечивающих образование замерзающих осадков, а также определена и объяснена эволюция скорости распространения фронта кристаллизации воды на поверхности капель.

Работа выполнена в рамках государственного задания на научные исследования на 2012—2014 гг. (проект 5.3425.2011).

Литература

1. Бекряев В.И., Крюкова С.В. Квазистатическая модель нуклеации. 1. Гомогенная нуклеация. Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 37—46.
2. Вильфанд Р.М., Голубев А.Д. Метеорологические условия выпадения ледяных дождей 25—26 декабря 2010 г. над центром Европейской части России. Лед и снег. 2011. № 4 (115). С. 119—124.
3. Голубев А.Д., Кабак А.М., Никольская Н.А. и др. Ледяной дождь в Москве, Московский области и прилегающих областях центра Европейской территории России 25—26 декабря 2010 года. Труды Гидрометцентра России. 2013. Вып. 348. С. 214—230.
4. Калинин Н.А., Смородин Б.Л. Редкое явление замерзающего дождя в Пермском крае. Метеорология и гидрология. 2012. № 8. С. 27—35.
5. Качурин Л.Г., Морачевский В.Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. Изд-во Ленинградского ун-та, 1965. 144 с.
6. Лыков А.В. Теория теплопроводности. М.: ГИТТЛ. 1952. 391 с.
7. Любимова Т.П., Файзрахманова И.С. Численное моделирование влияния магнитного поля на процесс выращивания кристаллов. Вычислительная механика сплошных сред. 2008. Т. 1. № 3. С. 85—95.
8. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 2000. 780 с.
9. Тлисов М. И. Физические характеристики града и механизм его образования. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 347 с.
10. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Завьялова А.А. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. IV. Аэропорт Нижний Новгород. Метеорология и гидрология. 2007. № 7. С. 25—39.
11. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков некоторых аэропортах России и СНГ. I. Аэропорты московского аэроузла. Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 40—58.
12. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающих осадков некоторых аэропортах России и СНГ. II. Аэропорт Минеральные Воды. Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 27—42.
13. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. и др. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. III. Аэропорт Одесса. Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 5—18.

14. Шакина Н.П., Хоменко И.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Образование и прогнозирование замерзающих осадков: обзор литературы и некоторые новые результаты. Труды Гидрометцентра России. 2012. Вып.348. С. 130—161.
15. Tliso M.I., Filatkin V.N., Pilip I.I. Heat and mass transfer of drops and growth and melting of freely floating hailstones. Atmospheric research. 1992. No. 28. PP. 21—39.