

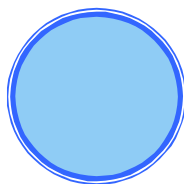
Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ



Москва

2012

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Выпуск

347

Гидрометеорологические прогнозы

Под редакцией

д-ра геогр. наук Е.С. Нестерова

Москва

2012

Адрес: 123242 Москва, Большой Предтеченский переулок, д.11-13
Телефон: (499) 252-34-48
Факс: (499) 255-15-82
e-mail: vilfand@mecom.ru
web site: <http://www.meteoinfo.ru>

Редакционная коллегия

д-р техн. наук Р.М. Вильфанд (главный редактор),
д-р геогр. наук А.А. ВАСИЛЬЕВ (редактор),
д-р физ.-мат. наук П.П. ВАСИЛЬЕВ; д-р физ.-мат. наук Л.Р. ДМИТРИЕВА,
д-р физ.-мат. наук А.В. МУРАВЬЕВ, д-р геогр. наук Е.С. НЕСТЕРОВ,
д-р физ.-мат. наук Ю.Д. РЕСНЯНСКИЙ, д-р физ.-мат. наук Г.С. РИВИН,
д-р физ.-мат. наук В.П. САДОКОВ, д-р физ.-мат. наук Н.П. ШАКИНА,
канд. геогр. наук С.В. БОРЦ, канд. геогр. наук И.Н. КУЗНЕЦОВА,
канд. геогр. наук А.И. СТРАШНАЯ,
канд. геогр. наук В.М. ХАН (секретарь редколлегии).

Излагаются результаты исследований в различных областях гидрометеорологии. Анализируется динамика арктической тропопаузы и ее связь с фронтогенезом, влияние обрушения планетарных волн на североатлантическое колебание, долгопериодная изменчивость облачности. Приводится описание технологии краткосрочного прогноза погоды на основе мезомасштабных моделей, обсуждаются проблемы параметризации турбулентности и усвоения данных в этих моделях. Излагаются методы краткосрочного прогноза сильного ветра, осадков, метелей, категорий опасности метеорологических явлений.

Исследуется влияние атмосферных процессов на содержание озона, а также на волнение в Северной Атлантике и ледовый режим морей европейской части России. Обсуждаются вопросы мониторинга атмосферно-почвенных засух, расчета индексов пожарной опасности, влияния погодных условий на организм человека. Описана технология информационного обеспечения подготовки прогнозов погоды для Олимпиады «Сочи-2014».

Сборник рассчитан на специалистов в области гидрометеорологии.

Proceedings of Hydrometcentre of Russia

Edited by E.S. Nesterov

The results of investigations in various fields of hydrometeorology are presented. The dynamics of the Arctic tropopause and the connection between it and the frontogenesis, the impact of the planetary waves breaking on the North Atlantic oscillation, the long-term variability of cloudiness are analyzed. The technology for short-term weather forecasts on the basis of mesoscale models is described; the problems of the turbulence parameterization and data assimilation in these models are discussed. Methods for the short-term forecast of strong wind, precipitation, snowstorms, categories of danger of meteorological hazards are set forth.

The influence of atmospheric processes on the ozone content as well as on the state of sea in the North Atlantic and the ice regime in the seas of the European part of Russia are studied. The problems of the monitoring of air-soil droughts, the calculation of fire danger indices, the effect that weather conditions has on the human health are discussed. The methods of the information support for preparing weather forecasts for the Olympic Games Sochi-2014 are described.

The collection of papers is intended for specialists in the hydrometeorology area.

СОДЕРЖАНИЕ

Общая циркуляция и характеристики атмосферы

- А.Р. Иванова, Н.Н. Богаевская.* Динамика арктической тропопаузы и ее связь с фронтогенезом в период 1990–2007 гг. 6
- Е.С. Нестеров.* О влиянии обрушения планетарных волн в атмосфере на североатлантическое колебание 23
- Н.С. Сидоренков, Ю.П. Переведенцев, Е.В. Горбаренко, А.И. Неушкин, К.А. Сумерова, М.М. Шарипова, Б.Г. Шерстюков.* Брикнеров цикл в изменении облачности и продолжительности солнечного сияния в Москве и Казани... 33
- Л.Б. Ананьев, А.М. Звягинцев, И.Н. Кузнецова, М.И. Нахаев.* Особенности общего содержания озона и циркуляции в нижней стратосфере в зимне-весенний период 2011 года 41

Краткосрочные метеорологические прогнозы

- Г.С. Ривин, И.А. Розинкина, Д.В. Блинов.* Технологическая линия системы краткосрочных мезомасштабных оперативных прогнозов погоды COSMO-RU с шагом сетки 7 км 56
- В.Л. Перов.* Расчет коэффициентов турбулентного перемешивания на основе спектрального алгоритма и его использование в модели COSMO-RU..... 74
- М.М. Смирнова, К.Г. Рубинштейн.* Анализ примеров усвоения данных в региональной модели WRF-ARW 86
- Э.В. Переходцева.* О гидродинамико-статистическом прогнозе до двух суток явлений сильного ветра и сильных осадков для территории Северного Кавказа 101
- В.И. Бычкова, К.Г. Рубинштейн.* Краткосрочный численный прогноз метелей..... 112
- М.В. Ширяев, К.Г. Рубинштейн.* Прогноз категорий опасности метеорологических явлений 128
- А.В. Смирнов, Д.Б. Киктев.* Технология информационного обеспечения подготовки прогнозов погоды для Олимпиады «Сочи-2014» с использованием возможностей Google Maps 141

Морские прогнозы

- А.А. Лукин.* Циркуляция в средней тропосфере и прогноз опасного ветрового волнения в Северной Атлантике 149
- А.В. Федоренко.* Исследование связи между атмосферными процессами над Северной Атлантикой и ледовыми условиями в Финском заливе..... 159

Агрометеорологические прогнозы

- О.В. Чуб, А.И. Страшная.* О возможности использования нового агрометеорологического коэффициента увлажнения для мониторинга атмосферно-почвенных засух..... 167

Проблемы прикладной метеорологии

- И.М. Губенко, К.Г. Рубинштейн.* Сравнительный анализ методов расчета индексов пожарной опасности..... 180
- С.В. Ткачук.* Обзор индексов степени комфортности погодных условий и их связь с показателями смертности..... 194

CONTENTS

General circulation and characteristics of the atmosphere

- A.R. Ivanova, N.I. Bogaevskaya.* Arctic tropopause dynamics and its relationship with frontogenesis in 1990–2007 6
- E.S. Nesterov.* Influence of atmospheric planetary waves breaking on North Atlantic oscillation..... 23
- N.S. Sidorenkov, Yu. P. Perevedenzev, A.I. Neushkin, K.A. Sumerova, M.M. Sharipova, B.G. Sherstukov.* Brückner cycle in change of cloud amount and the amount of sunshine in Moscow and Kazan..... 33
- L.B. Ananiev, A.M. Zvyagintsev, I.N. Kuznetsova, M.I. Nakhaev.* Special features of total ozone content and circulations in low stratosphere during winter-spring 2011..... 41

Short-range weather forecasts

- G.S. Rivin, I.A. Rozinkina, D.V. Blinov.* The technological line of the short-term mesoscale operational weather forecast system COSMO-RU with 7 km grid step 56
- V.L. Perov.* Calculation of a coefficients of turbulent mixing on the basis of the spectral algorithm and its implementation in the model COSMO-RU..... 74
- M.M. Smirnova, K.G. Rubinshtein.* Analysis of examples of data assimilation in regional model WRF-ARW..... 86
- E.V. Perekhodtseva.* On the hydrodynamic-statistical forecast of strong wind and heavy precipitation phenomena for two days ahead over the North Caucasus territory.. 101
- V.I. Byichkova, K.G. Rubinshtein.* Short-term numerical forecast of snowstorms..... 112
- M.V. Shiryayev, K.G. Rubinshtein.* Forecast of meteorological hazard categories..... 128
- A.V. Smirnov, D.B. Kikteev.* Technology of information support of the preparation of weather forecasts for the Olympic Games "Sochi-2014" with use of possibilities of Google Maps..... 141

Marine forecasts

- A.A. Lukin.* Circulation in the middle troposphere and forecast of dangerous wind waves in the North Atlantic..... 149
- A.B. Fedorenko.* Study of the relation between the atmospheric processes over the North Atlantic and sea ice conditions in the Gulf of Finland 159

Agrometeorological forecasts

- O.V. Chub, A.I. Strashnaya.* About possible use of the new agrometeorological factor of moistening for monitoring of atmospheric and soil droughts 167

The applied meteorology issues

- I.M. Gubenko, K.G. Rubinstein.* Comparative analysis of methods of fire danger indexes evaluation 180
- S.V. Tkachuk.* The indexes of weather comfort conditions review and their relation to mortality..... 194

ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОЙ ТРОПОПАУЗЫ И ЕЕ СВЯЗЬ С ФРОНТОГЕНЕЗОМ В ПЕРИОД 1990–2007 ГГ.

А.Р. Иванова, Н.И. Богаевская

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
ivanova@metcom.ru*

Введение

Тропопауза, разделяющая стратосферу и тропосферу, является одним из важных объектов атмосферной динамики и химии. Динамическая, химическая и радиационная связи между стратосферой и тропосферой имеют огромное значение, так как даже слабые изменения в обмениваемом количестве влаги и химических составляющих могут привести к существенным изменениям в глобальном климате [8, 10]. Такой обмен влияет на содержание стратосферного озона, тропосферное загрязнение и глобальное потепление [14]. В свою очередь климатические изменения способны проявиться на высотах, в зоне раздела тропосферы и стратосферы.

В последнее время в связи с проблемой глобального потепления климата поднимается вопрос об изменении положения тропопаузы. Самым явным индикатором таких изменений должны стать полярные зоны [6]. Тренды изменения температуры по данным радиозондирования за последние десятилетия показали [19], что максимальный эффект глобального потепления в Северном полушарии наблюдается (помимо тропиков) в нижней тропосфере полярной области. Статистически значимые изменения декадного масштаба в арктическом стратосферном полярном вихре были обнаружены по данным 1977–1999 гг. в работе [12]. При этом предполагалось, что повышение высоты тропопаузы обусловлено не только нагреванием тропосферы, но и охлаждением стратосферы [19, 20].

Выводы об изменении высоты тропопаузы, сделанные разными исследователями, достаточно противоречивы. Так, авторы работ [15, 16], выполнив расчеты по данным реанализа NCEP, установили существование положительного тренда высоты тропопаузы за последние три десятилетия. В то же время исследования [9, 24] не обнаружили существенных изменений ни в высоте, ни в температуре тропопаузы полярной зоны по данным ERA-15 (1979–1993 гг.).

Прогнозы на будущее также неоднозначны. Одна из последних работ [7] утверждает, что ничего определенного о будущих трендах характеристик тропопаузы сказать нельзя.

Использование ансамблевых прогнозов 17 химико-климатических моделей каждый раз приводило к разным результатам для разных сценариев, описывающих сохранение и разрушение озона.

В настоящей работе исследуется изменчивость характеристик тропопаузы в период 1990–2007 гг. по данным радиозондирования на станциях, расположенных севернее 60° с.ш. Для случаев с экстремально низкой тропопаузой, зафиксированной аэрологическими наблюдениями, проведено исследование процессов эволюции атмосферных фронтов в толще тропосферы.

1. Характеристики полярной тропопаузы в 1990–2007 гг.

Для идентификации классической тропопаузы (трактуемой как уровень, на котором вертикальный градиент температуры убывает до 2 °С/км или ниже и остается столь же низким по крайней мере в вышележащем слое 2 км [23]) были использованы ряды аэрологических сводок с сайта университета Вайоминга (<http://weather.uwyo.edu>). Анализ материалов радиозондирования в данной работе позволил получить информацию о характеристиках атмосферы в полярной зоне на уровне тропопаузы, а также проверить свойство последней быть индикатором климатических изменений.

Для аэрологических станций, расположенных севернее 60° с. ш., был создан архив данных с 1 января 1990 г. по 31 декабря 2007 года. Таких станций оказалось всего 58, из них 33 расположены за полярным кругом. Общее количество аэрологических сводок составило 644064. Территория исследования была разделена на четыре региона (как это было сделано в [24]), условно названных атлантическим, евразийским, тихоокеанским и североамериканским (рис. 1).

Отметим значительные различия в качестве аэрологического материала. Для некоторых российских станций в 1990-х годах наблюдения отличались весьма низкой подробностью, нерегулярностью, зачастую продолжительными пропусками. Часто отсутствовали зондирования в течение месяцев и даже лет. Так, на восточносибирской станции Омолон в 1993 г. было выпущено пять зондов, в 1994 г. – два зонда, в период 1995–2003 гг. зонды не выпускались вообще. Эта станция имеет худшие показатели по количеству зондирований за 18 лет (всего 1624, из которых только в 1523 случаях удалось установить положение тропопаузы). Максимальное количество аэрологической информации было получено на станции Lerwick, расположенной на главном острове Шетландского архипелага Мейнленд в Норвежском море. В течение ряда лет там проводилось регулярное зондирование 4 раза в

сутки (а не 1-2, как на остальных станциях). Количество выпущенных зондов на этой станции составило 17723 за 18-летний период, тропопаузу по вертикальному градиенту температуры удалось установить в 17586 случаях.

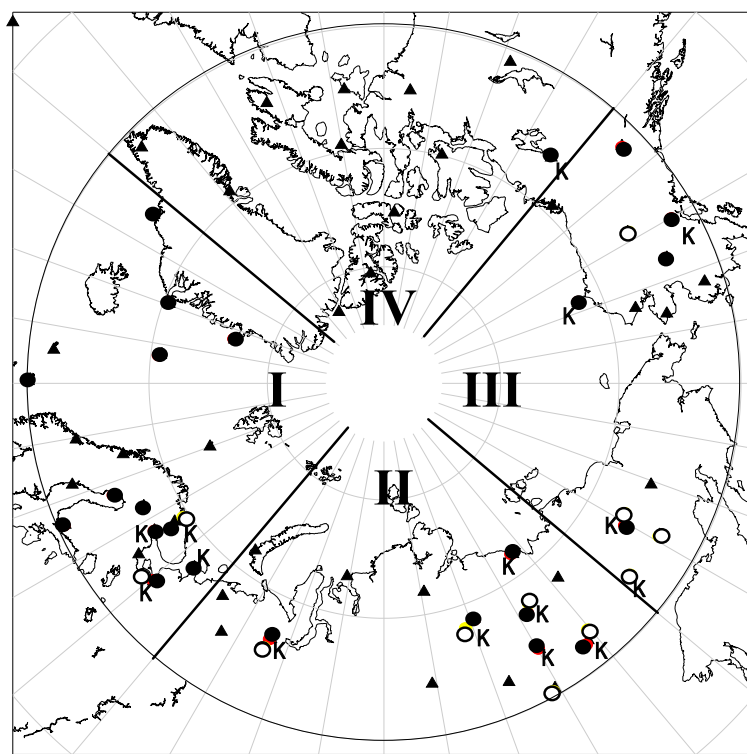


Рис. 1. Территория исследования, разделенная на 4 региона (I – атлантический, II – евразийский, III – тихоокеанский, IV – североамериканский), с указанием расположения станций.

Станции, по данным которых в период 1990–2007 г. был обнаружен тренд вертикального градиента температуры под тропопаузой, обозначены черным кругом, тренд вертикального градиента температуры над тропопаузой – белым кругом, тренд контрастности тропопаузы – буквой «К», станции с отсутствием какого-либо тренда – треугольником.

Алгоритм поиска термической тропопаузы был следующим:

- построчное считывание аэрологической информации и поиск всех уровней, соответствующих определению [23];
- проверка положения нижнего уровня (на некоторых станциях периодически проводилось высотное зондирование атмосферы, когда данные начинали поступать с высоты поверхности 100 гПа до уровня примерно 50 км; в таком случае тропопауза не определялась);

– исключение уровней, удовлетворяющих определению ВМО, но расположенных ниже 3 км (в связи с существованием в этих местах весьма мощных приземных инверсий, вызванных выхолаживанием воздуха от поверхности, покрытой снегом или льдом);

– выбор самого нижнего из оставшихся уровней (исследование множественности тропопауз не проводилось).

Чтобы охватить всю имеющуюся информацию радиозондирования, помимо обычно анализируемых высоты (давления) и температуры тропопаузы, были также изучены характеристики влажности и ветра на этом уровне.

Заранее была отработана методика исследований на данных станции Барроу, расположенной на северном побережье Аляски (71,30° с.ш., 156,78° з.д.) и работающей по программе высокоширотной обсерватории Глобальной службы атмосферы [3].

Особой задачей явился контроль аэрологической информации, проведенный с целью исключения грубых ошибок измерений и формирования сообщений (таких, например, как нереальные градиенты или значения метеорологических параметров). Была разработана технология проверки, примененная к 18-летнему ряду станции Барроу и далее используемая для анализа данных на всех станциях.

Отметим, что из анализа относительной влажности были исключены данные российских станций, расположенных в евразийском регионе, а также (частично) – в тихоокеанском и атлантическом. Это связано с использованием в прежние годы на отечественных станциях датчиков влажности другого типа (как правило МРЗ-3А) с более высокой погрешностью измерений, чем те, что применялись на зарубежных станциях. Исследования показали, что среднемесячные значения относительной влажности, измеренные в одном и том же секторе, для российских и зарубежных станций отличались на 20–30 %.

Распределение по градациям значений высоты и температуры тропопаузы, а также давления, относительной влажности и скорости ветра на уровне тропопаузы приведено в табл. 1. Для скорости ветра на уровне тропопаузы отдельно была исследована повторяемость скоростей выше 30 м/с, соответствующих струйным течениям. Таким образом, удалось обнаружить следующие региональные черты, связанные с особенностями циркуляции.

**Распределение по градациям характеристик тропопаузы для различных регионов Арктики
в среднем за период 1990–2007 гг.**

Высота, км								
Градации	3–5	5–7	7–8	8–9	9–10	10–11	>11	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								
% случаев	0,4	1,9	5,6	18,1	25,8	25,3	22,9	100
Среднее (м)	3841	6448	7611	8568	9532	10470	11737	9907
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	0,3	1,8	6,5	23,7	29,7	21,7	16,3	100
Среднее (м)	3901	6485	7640	8551	9511	10452	11734	9660
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	0,4	2,1	7,5	22,0	29,6	23,3	15,0	100
Среднее (м)	3902	6423	7622	8545	9498	10461	11668	9609
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	0,8	4,6	11,1	26,2	28,0	19,5	9,9	100
Среднее (м)	4039	6404	7598	8534	9486	10441	11622	9241
Температура, °С								
Градации	<-70	-70 - -60	-60 - -50	-50 - -40	-40 - -30	-30 - -20	-20 - -10	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								
% случаев	4,4	29,5	53,7	11,8	0,4	0,2	0,1	100
Среднее	-73,1	-63,8	-55,3	-47,2	-36,9	-25,3	-14,4	-57,5
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	2,7	33,0	53,0	10,8	0,4	0,1	0,1	100
Среднее	-72,7	-63,6	-55,6	-47,0	-37,1	-25,2	-11,6	-57,6
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	0,6	23,0	65,7	10,1	0,4	0,1	0,1	100
Среднее	-71,9	-63,0	-55,6	-47,4	-36,4	-25,3	-12,5	-56,4
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	0,9	20,4	64,0	13,8	0,6	0,2	0,1	100
Среднее	-72,4	-63,0	-55,3	-47,2	-36,9	-25,7	-15,0	-55,7
Относительная влажность, %								
Градации	<30	30 – 40	40 – 50	50 – 60	60 – 70	70 – 80	>80	Всего
<i>атлантический (без российских станций) (101788 случаев)</i>								
% случаев	50,5	21,9	14,2	7,5	4,6	1,2	0,3	100
Среднее	17,5	34,2	43,9	54,4	63,7	72,6	85,0	30,6
<i>тихоокеанский (без российских станций) (69631 случаев)</i>								
% случаев	25,6	21,0	20,2	15,7	13,8	3,4	0,3	100
Среднее	18,9	34,8	44,0	54,7	64,1	72,7	84,1	41,2
<i>североамериканский (158178 случаев)</i>								
% случаев	28,8	23,1	20,6	16,1	9,7	1,5	0,2	100
Среднее	18,5	34,7	44,0	54,6	63,6	72,3	83,9	38,7
Скорость ветра, м/с								
Градации	<3	3 – 5	5 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 50	>50	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								

% случаев	3,4	3,1	15,2	30,8	25,1	19,5	2,9	100
Среднее	0,7	3,8	7,7	14,8	24,6	38,0	57,2	21,1
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	3,1	3,9	18,9	34,6	25,0	13,7	0,9	100
Среднее	1,0	3,7	7,7	14,7	24,4	37,0	56,3	18,4
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	3,8	4,5	20,4	36,6	22,2	11,6	0,9	100
Среднее	1,1	3,8	7,6	14,6	24,3	36,8	57,3	17,3
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	4,0	3,9	17,1	35,2	23,8	14,3	1,7	100
Среднее	0,8	3,9	7,7	14,7	24,3	37,3	57,9	18,8

В атлантическом регионе наблюдается в среднем самая высокая тропопауза в Арктике, которая чаще, чем в других районах, соседствует со струйными течениями. Относительная влажность на уровне тропопаузы обнаружила здесь, в сравнении с другими секторами Арктики, минимум.

Для евразийского региона характерна в среднем довольно высокая и самая холодная тропопауза в Арктике.

Особенностью тихоокеанского региона является максимальная относительная влажность на уровне тропопаузы и минимальная повторяемость струйных течений в этой области.

В североамериканском регионе наблюдается самая низкая и самая теплая тропопауза в Арктике.

Временной ход высоты и температуры тропопаузы для всех секторов Арктической области в период 1990–2007 гг. представлен на рис. 2а, 2б. Анализ временного хода с использованием «критерия серий» [1] для определения наличия трендов позволил сделать вывод об отсутствии какого-либо устойчивого изменения за исследуемый период для всех перечисленных выше характеристик тропопаузы. Это справедливо как в среднем для секторов, так и для отдельных станций. Однако это не означает абсолютную неизменность всех свойств тропопаузы в течение 18 лет. Значимый тренд был обнаружен при анализе временных рядов контрастности тропопаузы (термин, предложенный в [3]) и ее компонентов (рис. 2в, 2г).

Для вычисления значений контрастности тропопаузы разными авторами предлагается несколько подходов. Например, в [13] определены три категории, соответствующие толщине слоя h , отсчитываемой от уровня тропопаузы, в котором вертикальный градиент температуры $-\partial T/\partial z$ равен 6 К/км: неопределенная тропопауза ($h \geq 1,2$ км); промежуточная ($0,5 \leq h < 1,2$ км); и четкая, определенная тропопауза, когда $h < 0,5$ км. Таким образом,

контрастность тропопаузы определяется через глубину инверсии в вышележащем слое. В [5] вертикальный градиент температуры при определении контрастности тропопаузы принимался равным 5 К/км. Кроме того, контрастность тропопаузы иногда определяют по профилям статической устойчивости или концентрации озона [11].

В данной работе для расчета контрастности был использован подход, предложенный в [22] и реализованный также в [24]. Контрастность тропопаузы в этом случае рассчитывается по формуле

$$S_{TP} = \frac{T_{TP+\Delta Z} - T_{TP}}{\Delta z} - \frac{T_{TP} - T_{TP-\Delta Z}}{\Delta z}, \quad (1)$$

где Δz – толщина слоя (в данной работе, как и в [24], полагалась равной 1 км); $T_{TP+\Delta Z}$ – температура на уровне, превышающем тропопаузу на Δz , $T_{TP-\Delta Z}$ – температура на уровне, отстоящем на Δz вниз от тропопаузы. Эта характеристика отражает крутизну излома профиля температуры вблизи тропопаузы и учитывает не только степень нагрева нижней стратосферы, но и скорость охлаждения верхней тропосферы при приближении к тропопаузе. Оба слагаемых, связанных с температурным режимом разделяемых тропопаузой сфер, имеют свой годовой и сезонный ход, а также свои региональные особенности даже в полярной зоне [24].

Контрастность тропопаузы демонстрирует способность последней выполнять разделительную функцию между тропосферой и стратосферой. Чем меньше вертикальные градиенты в слое над и под тропопаузой, тем более размыта граница между тропосферой и стратосферой, чем больше – тем эта граница отчетливее и тем более затруднен обмен через нее. Анализ значений контрастности за каждый срок на всех станциях позволил определить повторяемость случаев с размытой и резкой тропопаузой. В табл. 2 приведены результаты расчетов для четырех секторов Арктики. Отметим, что большой процент случаев размытой тропопаузы в евразийском регионе отчасти объясняется низким разрешением радиозондовых сообщений с отечественных станций. В остальных регионах примерно в 5 % случаев значения контрастности превышают 15 К/км (максимальные достигали 23 К/км). Резкая, контрастная тропопауза во всех секторах Арктики оказалась выше и холоднее средней для соответствующего региона. Годовой ход контрастности тропопаузы для всех секторов обнаружил максимум в летние месяцы (4–5 К/км) и минимум в зимние (1–2 К/км).

**Повторяемость (%) случаев с резкой и размытой тропопаузой для различных секторов
Арктики**

Регион	Размытая тропопауза ($S_{TP} < 5 \text{ К/км}$)	Резкая тропопауза ($S_{TP} > 15 \text{ К/км}$)
Атлантический	16,25	4,54
Евразийский	25,57	2,51
Тихоокеанский	20,61	5,77
Североамериканский	17,56	5,74

Поиск наличия трендов контрастности тропопаузы и ее составляющих проводился для каждой станции с ненарушенным временным рядом (в итоге их осталось 53). В ходе исследования для половины станций (27) было обнаружено наличие тренда хотя бы одной из трех величин (контрастность, вертикальный градиент температуры в километровом слое над тропопаузой и вертикальный градиент температуры в километровом слое под тропопаузой). Все эти тренды оказались положительными, указывающими на увеличение модуля значений градиентов температуры в километровом слое вблизи тропопаузы за период 1990–2007 гг. Тренд самой контрастности тропопаузы проявлялся только в случае наличия тренда одной из ее составляющих. Этот вывод свидетельствует о том, что климатические изменения в данном районе проявляются не в повышении тропопаузы, а в формировании более резкой, устойчивой границы между тропосферой и стратосферой. Такая тенденция выражена во всей Арктике, за исключением ее североамериканского сектора. В наибольшей степени увеличение контрастности тропопаузы прослеживается над территорией Евразии – за счет уменьшения устойчивости верхней тропосферы и увеличения устойчивости нижней стратосферы. Над Атлантикой это происходит главным образом за счет тропосферного компонента контрастности, обусловленного, очевидно, распространением по вертикали сигнала глобального потепления. Однако для многих станций, расположенных на территории Евразии, отчетливое увеличение вертикального градиента температуры отмечается в нижнем километровом слое стратосферы. Это может быть следствием увеличения парциального давления озона в нижней стратосфере, которое зафиксировано с середины 1990-х гг. [2]. Заметим также, что период исследования совпадает с фазой отрицательного тренда Арктического колебания и, возможно, в дальнейшем тенденция к увеличению контрастности исчезнет.

2. Фронтотенез в полярных широтах

Классическое определение тропопаузы, приведенное в начале предыдущего раздела, не позволяет идентифицировать ее однозначно. В реальности часто обнаруживаются несколько слоев, соответствующих данному определению. Для аппроксимации тропопаузы поверхностью раздела и исследования особенностей ее топографии используют понятие динамической тропопаузы, трактуемое через пороговое значение вертикальной составляющей потенциального вихря Эртеля (ПВЭ):

$$\bar{Q} = \frac{1}{\rho} (f\bar{k} + \nabla \times \bar{v}) \nabla \theta, \quad (2)$$

где ρ – плотность воздуха; f – параметр Кориолиса; \bar{k} – единичный вектор по вертикальной оси; \bar{v} – скорость ветра; θ – потенциальная температура; ∇ – оператор трехмерного градиента. Единицей измерения ПВЭ является величина 1 pvu (potential vorticity unit), равная $10^{-6} \text{ Км}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$. Применение ПВЭ, являющегося инвариантом системы полных уравнений в адиабатическом приближении и различающегося на порядок в тропосфере и стратосфере, позволяет представить тропопаузу как квазиматериальную поверхность и однозначно определить ее в любой точке.

Отмечено, что наибольшую деформацию поверхность тропопаузы испытывает в зонах атмосферных фронтов умеренных широт, образуя при опускании «складку» на холодной стороне фронтальной зоны и поднимаясь в виде купола на теплой [4]. Это является следствием развивающихся поперечных циркуляций по обе стороны фронтального раздела, которые, согласно теореме Сойера-Элиассена, в квазигеострофическом приближении являются компенсационными по отношению к фронтотенетическому и фронтолитическому эффекту горизонтального поля ветра.

В полярных широтах, так же как и в умеренных, тропопауза подвержена деформации. Классическая работа [18] посвящена формированию глубокой складки тропопаузы над канадской Арктикой. Из более поздних работ, описывающих деформацию тропопаузы в полярной зоне, можно упомянуть [17, 21].

До сих пор подход к изучению фронтотенеза базировался на анализе ситуации на отдельных уровнях (будь то векторная или скалярная фронтотенетическая функции). В настоящей работе предпринята попытка проанализировать особенности фронтотенеза в слое 700–200 гПа. Известно, что экстремально низкие значения высоты тропопаузы могут быть обусловлены либо процессами эволюции (как в случае стратосферных вторжений), либо адвекцией более низкой тропопаузы, характерной для более холодных воздушных масс.

Для оценки эффектов фронтогенеза была рассчитана скалярная фронтогенетическая функция F_g , которая характеризует неоднородную горизонтальную адвекцию температуры. При $F_g > 0$ имеет место фронтогенез (контрасты температуры возрастают со временем), при $F_g < 0$ – фронтолиз (контрасты размываются).

$$F_g = \frac{T_x}{T_n} [-u_x T_x - v_x T_y] + \frac{T_y}{T_n} [-u_y T_x - v_y T_y], \quad (3)$$

где T – температура воздуха; u, v – составляющие скорости движения воздуха по осям x, y ; $T_n = \sqrt{T_x^2 + T_y^2}$; буквенные индексы означают дифференцирование; n – нормаль к изотерме. Расчет производится на плоскости в предположении адиабатичности процесса. Для удобства представления значения F_g приводятся ниже в единицах $K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$. Фронтогенетическая функция применяется для оценки эволюции атмосферных фронтов [4].

Напомним, что приповерхностный слой толщиной примерно 3 км (ниже 700 гПа) был исключен из рассмотрения из-за возможного существования мощных приземных инверсий, поэтому расчеты по формуле (3) производились на стандартных изобарических поверхностях 700, 600, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа по данным реанализа 2 NCEP/NCAR с разрешением $2,5^\circ$ по широте и долготе.

Для формирования выборки случаев низкой тропопаузы (ниже 6 км) были выбраны станции для каждого из четырех секторов. Для атлантического сектора Арктики это Lerwick ($60,13^\circ$ с. ш., $1,18^\circ$ з. д.) и Мурманск ($68,98^\circ$ с. ш., $33,12^\circ$ в. д.), евразийского – Салехард ($66,53^\circ$ с. ш., $66,67^\circ$ в. д.) и Якутск ($62,02^\circ$ с. ш., $129,72^\circ$ в. д.), тихоокеанского – Bethel ($60,77^\circ$ с. ш., $161,83^\circ$ з. д.) и североамериканского – Norman Wells Ua ($65,28^\circ$ с. ш., $126,75^\circ$ з. д.). Число случаев с тропопаузой ниже 6 км для этих станций изменяется от 27 (Салехард) до 99 (Lerwick). Подавляющая часть (около 80) таких эпизодов имеет место в холодный период – с октября по март.

Кроме зон фронтогенеза (фронтолиза), выделялись также области «интенсивных» процессов там, где значения F_g по модулю превышали $6 K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$, т. е. обострение или размывание температурных контрастов особенно активно. Это было обусловлено использованием заведомо сглаженной информации реанализа и интерполяцией в узлы сетки, не совпадающие с точным расположением станции. Оказалось, что процессы активной эволюции фронтальной зоны в толще тропосферы ($|F_g| > 6 K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$) наблюдались примерно в 3 раза чаще для низкой тропопаузы, чем для общей выборки.

Напомним, что понижение тропопаузы является следствием совокупного действия процессов ее адвекции и эволюции. Эволюция, вызванная поперечными циркуляциями в зонах атмосферных фронтов (фронтотенез), как правило, приводит в более глубокому опусканию тропопаузы, чем то, которое наблюдается при адвекции низкой тропопаузы в ложбинах холода (фронтотиз). Это подтверждается данными табл. 3, где представлена средняя высота тропопаузы для случаев ее опускания ниже 6 км при наличии интенсивного фронтотенеза и фронтотиза.

Таблица 3

Повторяемость П (%) случаев интенсивного фронтотенеза (фронтотиза) на станциях в слое 700-200 гПа и средняя высота (Н, м) низкой тропопаузы (ниже 6 км) для таких случаев

Станция	Фронтотенез		Фронтотиз	
	П	Н	П	Н
Lerwick	30	4405	18	4980
Мурманск	30	4094	9	5244
Салехард	20	4283	9	4830
Якутск	5	3702	5	4154
Bethel	25	4218	16	4875
Norman Wells Ua	43	4461	15	4606

В ходе исследования были выявлены различные типы фронтотенетической активности при опускании тропопаузы, представленные на высотнo-временных разрезах (рис. 3). Это фронтотиз и фронтотенез во всей толще тропосферы (рис. 3а и 3д соответственно), фронтотенез в нижней половине тропосферы при фронтотизе в верхней (рис. 3б), фронтотенез в нижней тропосфере (рис. 3г), фронтотенез в верхней тропосфере (рис. 3в), фронтотенез в средней тропосфере с чередованием выше слоев фронтотенеза и фронтотиза (рис. 3е). Наибольшее разнообразие ситуаций наблюдается на станциях атлантического сектора, что связано с активным формированием циклонов в этом районе. Отметим, что для станции Якутск картина оказалась маловыразительной, так как господство в холодное время года обширного азиатского антициклона препятствует фронтальной деятельности. Повторяемость низкой тропопаузы наблюдается здесь реже, чем на других станциях (в 2–8 раз), при этом деформация тропопаузы, как правило, неглубока – опускание не происходит ниже 500 гПа. При этом активно выраженный фронтотенез или фронтотиз отмечаются всего в 5 % случаев.

В данной работе ограничимся анализом двух диаметрально противоположных случаев опускания тропопаузы, сопровождающихся наличием либо фронтотиза, либо фронтотенеза (представленных на рис. 3а и 3д соответственно) во всей толще тропосферы и в нижней

стратосфере. Для этого были построены карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью значений 2 rvu . Эта изэртелическая поверхность оказалась наиболее близко расположенной к классической тропопаузе, полученной по данным радиозондирования (для случаев 3 (а) и (д) это 5507 м и 3352 м соответственно). Для оценки вклада процессов адвекции и эволюции в изменение высоты тропопаузы была осуществлена процедура построения обратных траекторий частиц вдоль изэртелической (а значит квазиматериальной) поверхности 2 rvu . Частица, пришедшая на станцию, переносится вместе с изэртелической поверхностью, которая при этом меняет свою высоту.

Исследование процессов на основании карт, построенных по данным за предыдущие сутки и текущий срок (рис. 4а, 4б), показало, что интенсивный фронтолиз сопровождался смещением на восток зоны больших градиентов высоты тропопаузы. На смену гребню высоких значений над станцией с запада пришла ложбина с более низкими значениями высоты тропопаузы (6 км) (рис. 4б).

Случай, связанный с понижением тропопаузы при фронтогенезе, отражает иную картину. Здесь происходит углубление воронки тропопаузы, расположившейся над станцией. В течение суток высота изэртелической поверхности 2 rvu понижается над станцией примерно с 5,5 до 3,5 км (рис. 4в и 4г соответственно).

Таким образом, получено качественное согласие понижения тропопаузы при различных картинах распределения фронтогенетической функции в толще тропосферы и нижней стратосфере.

Заключение

Анализ данных аэрологического зондирования на станциях, расположенных севернее 60° с.ш., за период 1990-2007 гг. (более 640 тысяч аэрологических сводок) позволил получить информацию об особенностях распределения метеорологических параметров на уровне тропопаузы в различных регионах Арктики. Для половины станций обнаружен положительный тренд контрастности тропопаузы, указывающий на то, что граница между тропосферой и стратосферой за прошедшие 18 лет стала более отчетливой. По данным реанализа 2 NCEP/NCAR изучено распределение скалярной фронтогенетической функции, отражающей неоднородную горизонтальную адвекцию температуры, в слое 700-200 гПа для случаев с экстремально низкой тропопаузой, обнаруженной в ходе зондирования. Установлено, что интенсивный фронтогенез или фронтолиз в ситуациях с тропопаузой ниже 6 км имеет место в 3 раза чаще, чем в среднем по выборке. Показано, что процессу фронтолиза, распространяющемуся на всю тропосферу и нижнюю стратосферу,

соответствует ситуация с адвекцией низкой тропопаузы, в то время как столь же обширный фронтогенез приводит к эволюции (углублению складок) тропопаузы.

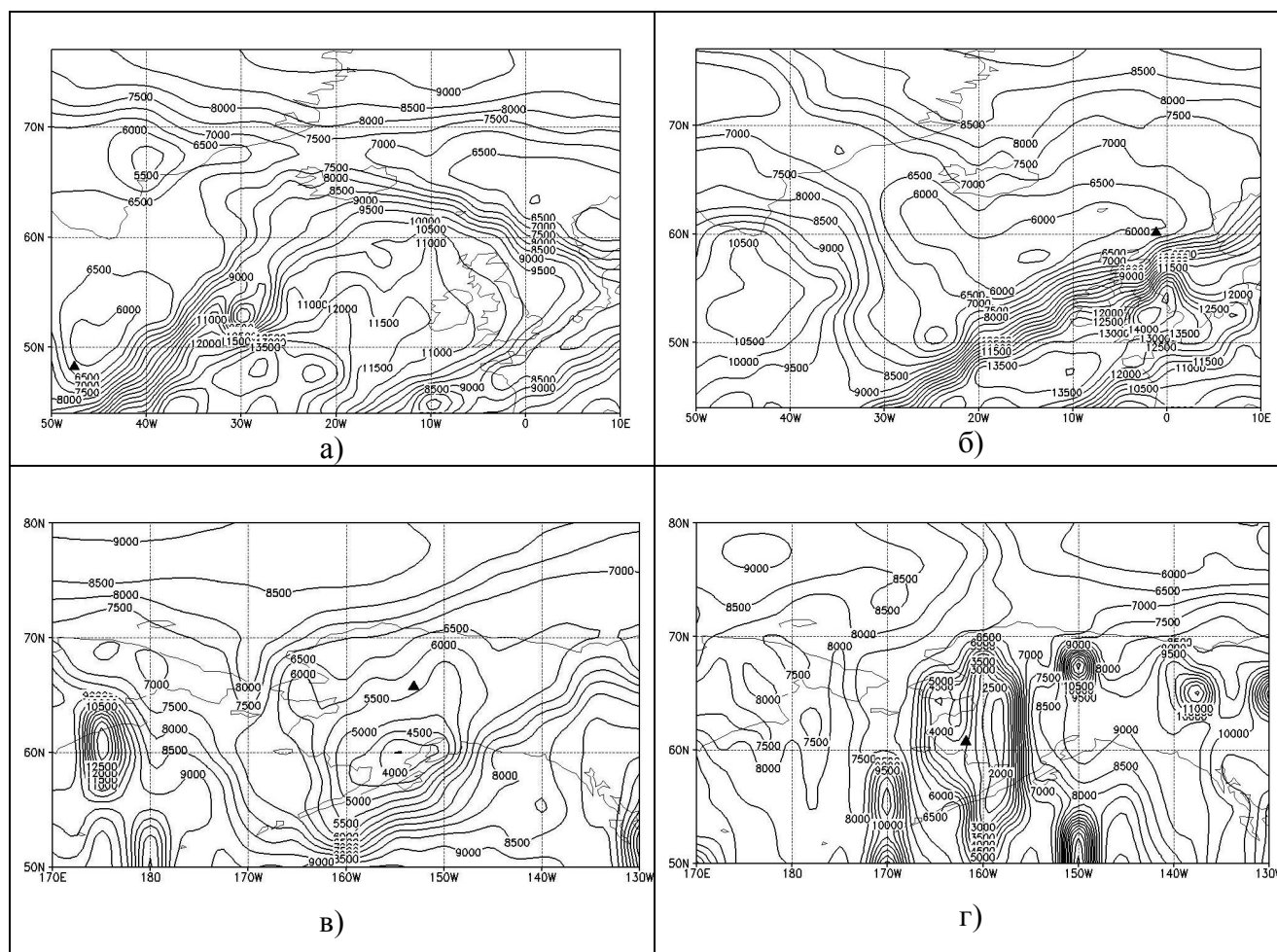


Рис. 4. Карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью 2 рвч, для сроков 23.03.90 00 ч ВСВ (а), 24.03.90 00 ч ВСВ (б), 16.03.95 00 ч ВСВ (в), 17.03.95 00 ч ВСВ (г).

Ситуации справа соответствуют сроку с низкой тропопаузой на станциях, ситуации слева – сроку за сутки до этого момента.

Треугольниками обозначены начальное (слева) и конечное (справа) положение частицы, двигавшейся к станции в течение суток вдоль поверхности 2 рвч.

Список использованных источников

1. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. – М.: Мир, 1989. – 541 с.
2. Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Черников А.А. Изменения вертикального распределения озона в стратосфере и их корреляция с изменениями высоты тропопаузы // [Известия РАН. Физика атмосферы и океана](#). – 2005. – Т. 41. – № 4. – С. 476-486.

3. *Иванова А.Р.* Исследование характеристик тропопаузы в полярной зоне по данным радиозондирования на станции Барроу // *Метеорология и гидрология*. – 2010. – № 3. – С. 18–27.
4. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 263 с.
5. Bethan S., Vaughan G., Reid S.J. A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1996. – Vol. 122. – P. 929–944.
6. *Bracegirdle T.J., Connolley W.M., Turner J.* Antarctic climate change over the twenty first century // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – D03103.– doi:10.1029/2007JD008933.
7. *Gettelman A., Hegglin M., Son S.W., Fujiwara M., Birner T., Kremser S., Rex M., Añel J.A.* CCMVal Model Pls. Multi-model assessment of the upper troposphere and lower stratosphere: tropics and trends // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – Vol. 115. – D00M08. – doi:10.1029/2009JD013638.
8. *Hoinka K.P.* Statistics of the global tropopause pressure // *Monthly Weather Review*. – 1998. – Vol. 126. – P. 3303–3325.
9. *Hoinka K.P.* Temperature, humidity, and wind at the global tropopause // *Monthly Weather Review*. – 1999. – Vol. 127. – P. 2248–2265.
10. *Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L.* Stratosphere-troposphere exchange // *Review of Geophysics*. – 1995. – Vol. 33. – No. 4. – P. 403–439.
11. *Hooper D.A., Arvelius J.* Monitoring of the Arctic winter tropopause: a comparison of radiosonde, ozonsonde and MST radar observations // *MRI Atmospheric Research Programme*. – 2000. – P. 385–388.
12. *Lu H., Baldwin M.P., Gray L.J., Jarvis M.J.* Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – D10114. – doi:10.1029/2007JD009647.
13. *Price J.D., Vaughan G.* The potential for stratosphere-troposphere exchange in cutoff-low systems // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1993. – Vol. 119. – P. 343–365.
14. *Ratnam M.V., Tsuda T., Mori S., Kozu T.* Modulation of tropopause temperature structure revealed by simultaneous radiosonde and CHAMP GPS measurements // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. – 2006. – Vol. 84. – No. 6. – P. 989–1003.
15. *Santer B.D., Wigley T.M.L., Simmons A.J., Kallberg P.W., Kelly G.A., Uppala S.M., Ammann C., Boyle J.S., Brüggemann W., Doutriaux C., Fiorino M., Mears C., Meehl G.A., Sausen R., Taylor K.E., Washington W.M., Wehner M.F., Wentz F.J.* Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109. – D21104. – doi:10.1029/2004JD005075.
16. *Sausen R., Santer B.D.* Use of changes in tropopause height to detect human influences on climat // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2003. – Vol. 12. – P. 131–136.
17. *Semane N., Peuch V.-H., El'Amraoui L., Bencherif H., Massart S., Cariolle D., Attié J.-L., Abida R.* An observed and analysed stratospheric ozone intrusion over the high Canadian Arctic UTLS region

during the summer of 2003 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2007. – Vol. 133. – P. 171–178.

18. *Shapiro M.A., Hampel T., Krueger A.J.* The Arctic tropopause fold // Monthly Weather Review. – 1978. – Vol. 115. – P. 444–454.

19. *Sherwood S.C., Meyer C.L., Allen R.J.* Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data // Journal of Climate. – 2008. – Vol. 21. – P. 5336–5350.

20. *Son S.W., Lee S., Feldstein S.B.* Interseasonal variability of the zonal-mean extratropical tropopause height // Journal of the Atmospheric Sciences. – 2007. – Vol. 64. – P. 608–620.

21. *Wirth V.* Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related stratosphere-troposphere exchange // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1995. – Vol. 121. – P. 127–147.

22. *Wirth V.* Thermal versus dynamical tropopause in upper tropospheric balanced flow anomalies // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2000. – Vol. 126. – P. 299–317.

23. WMO: Definition of the tropopause // WMO Bull. – 1957. – No. 6. – 136 p.

24. *Zängl G., Hoinka K.P.* The tropopause in polar regions // Journal of Climate. – 2001. – Vol. 14. – P. 3317–3139.

Поступила в редакцию 20.04.2012 г.

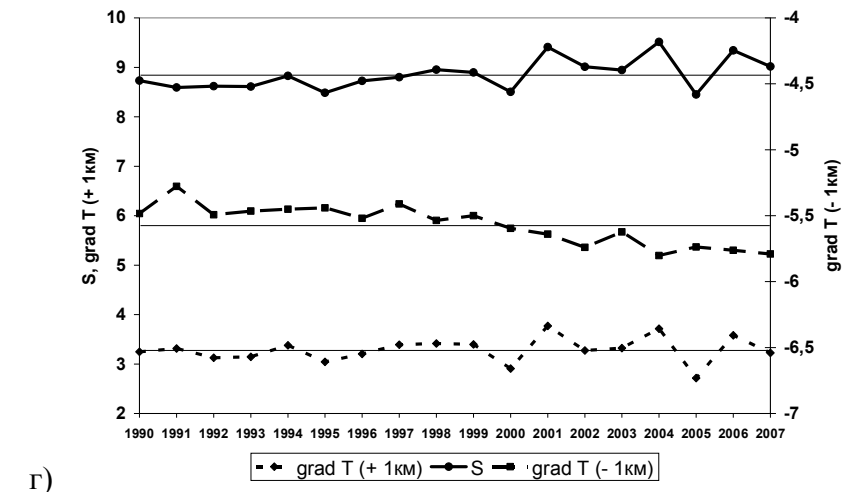
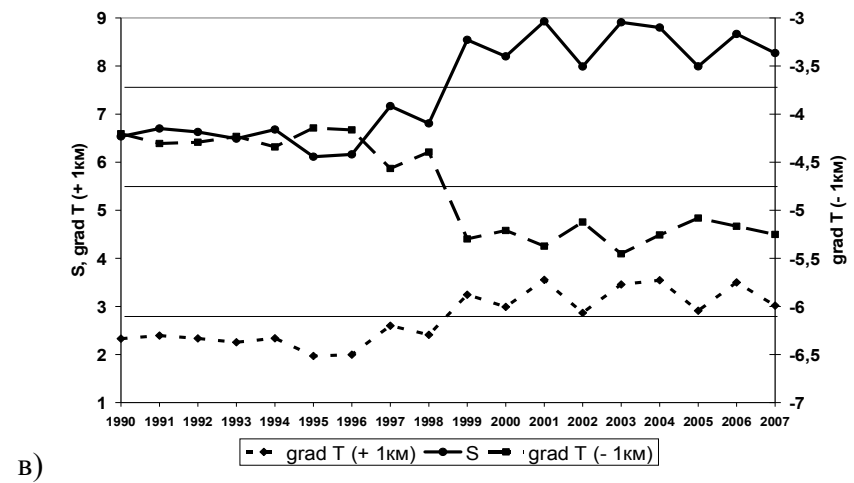
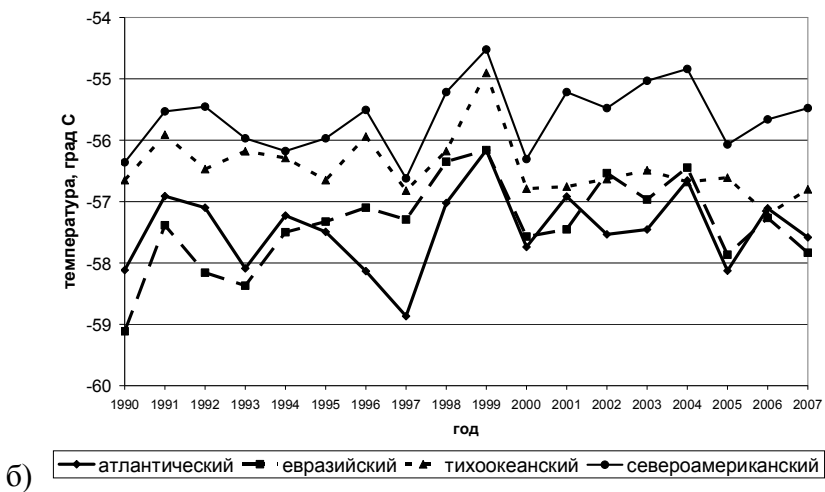
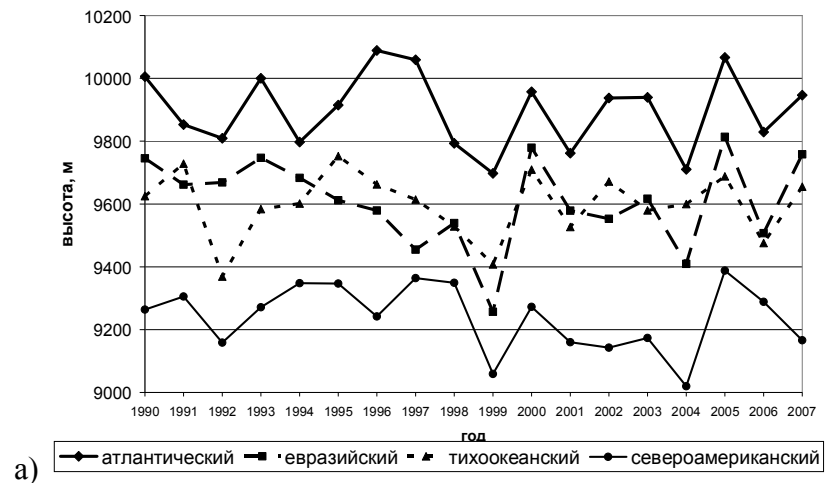


Рис. 2. Временной ход высоты (а) и температуры (б) тропопаузы в различных секторах Арктики за период 1990-2007 гг. Примеры временного хода контрастности тропопаузы и ее составляющих: с наличием тренда в контрастности и обеих составляющих (станция Мурманск) (в), с наличием тренда только в градиенте температуры под тропопаузой (станция Lullea-Kallax Observations) (г).

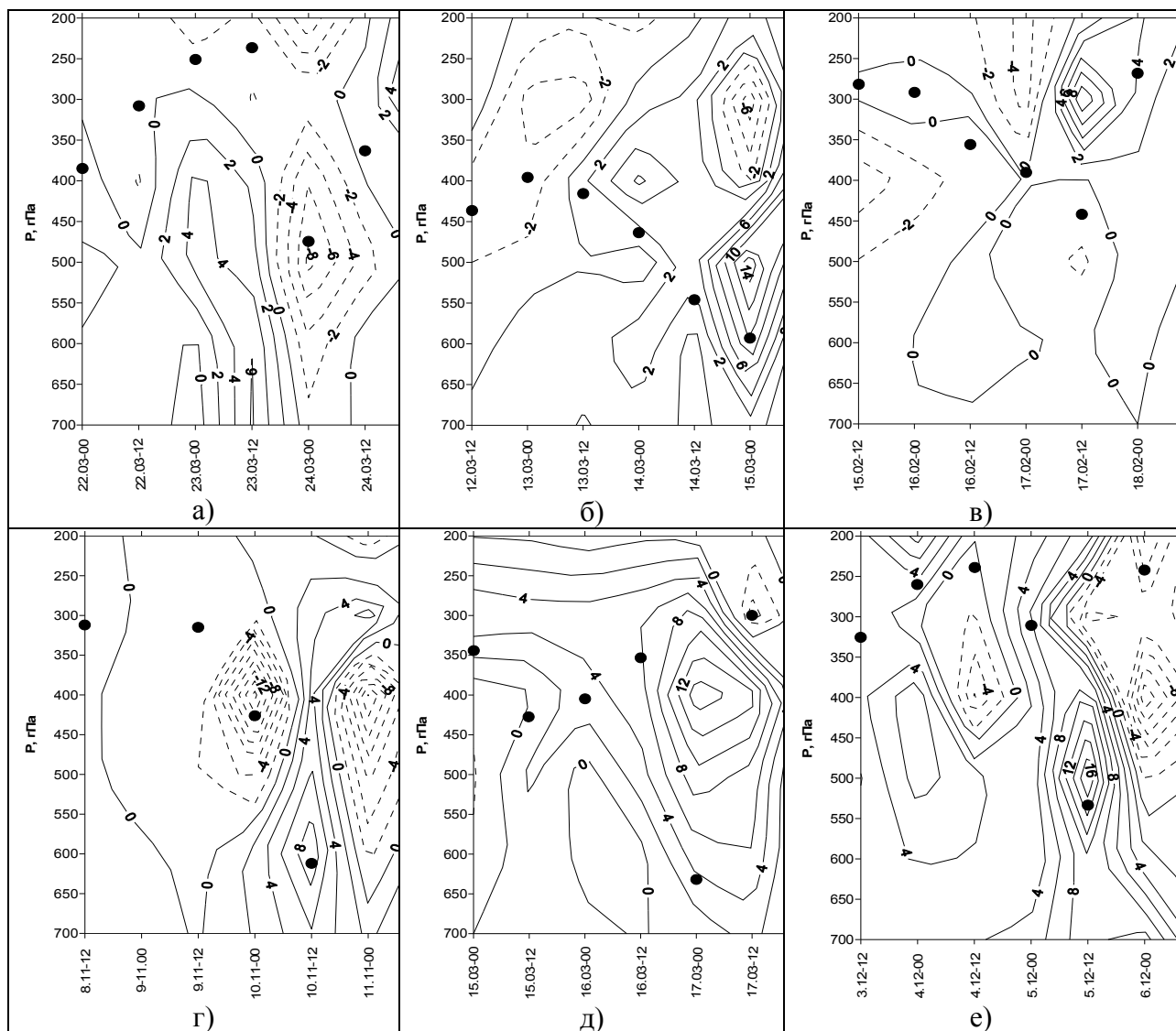


Рис. 3. Высотно-временные разрезы на станциях: Lerwick в марте 1990 г. (а); Lerwick в марте 1992 г. (б);

Lerwick в феврале 2000 г. (в); Мурманск в ноябре 2001 г. (г); Bethel в марте 1995 г. (д);

Norman Wells Ua в декабре 2000 г. (е)

Черными кружками обозначено положение тропопаузы для указанных сроков.

О ВЛИЯНИИ ОБРУШЕНИЯ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В АТМОСФЕРЕ НА СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОЕ КОЛЕБАНИЕ

Е.С. Нестеров

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
nesterov@mecom.ru*

Введение

Североатлантическое колебание (САК) является доминирующей модой циркуляции атмосферы в Северном полушарии, которая выражена во все сезоны года, проявляется на масштабах от нескольких суток до столетий и вносит существенный вклад в изменчивость основных гидрометеорологических характеристик [1, 2, 4, 7]. От фазы САК существенно зависит расположение очагов опасного ветрового волнения в Северной Атлантике [3].

В последние годы при исследовании механизмов формирования САК большое внимание уделяется процессам синоптического масштаба [5, 12]. В работе [13] было показано, что типичное время существования положительной или отрицательной фазы САК составляет около двух недель, а процессы, которые определяют такую изменчивость, имеют временной масштаб менее 10 суток.

Изучение процессов такого масштаба выявило важную роль обрушения атмосферных планетарных волн в формировании той или иной фазы САК [10, 14, 18, 26]. В частности, было выявлено, что антициклоническое обрушение волн над Северной Америкой и Северной Атлантикой способствует формированию положительной фазы САК, а циклоническое обрушение над Северной Атлантикой – формированию отрицательной фазы САК. Обрушение волн может существенно изменить индекс САК за несколько дней и даже повлиять на знак САК в течение всего месяца [24].

Для идентификации обрушения волн были предложены различные методы [15, 19], а для изучения механизмов влияния обрушения волн на формирование САК привлекались модели циркуляции атмосферы [17]. В данной работе делается обзор основных результатов исследований по этой проблеме.

Методы идентификации обрушения волн

Большинство методов идентификации обрушения волн основаны на концепции потенциальной завихренности и потенциальной температуры как основных динамических

характеристиках атмосферы. В работе [19] эта концепция впервые была применена к обрушению ультрадлинных планетарных волн в стратосфере и получила дальнейшее развитие в [11, 27].

Обычно исследуется временная эволюция потенциальной температуры на поверхности 2 PVU, так называемой номинальной тропопаузе (1 единица потенциальной завихренности PVU = $10^{-6} \text{ м}^2\text{с}^{-1}\text{Ккг}^{-1}$). Обрушение волн соответствует обратному знаку (обращению) градиента потенциальной температуры или потенциальной завихренности. Ежедневные поля потенциальной температуры на поверхности 2-PVU могут быть получены, например, на основе полей реанализа ветра и температуры NCEP/NCAR [10].

В работах [15, 17] для идентификации обрушения использовалось обращение меридионального градиента потенциальной завихренности, а в [28] использовался индекс блокирования [22], который характеризует обращение знака меридионального градиента потенциальной температуры на номинальной тропопаузе.

Особенности обрушения волн

Обрушения волн оставляют характерные следы в полях различных характеристик, в частности в поле потенциальной завихренности. Так, след антициклонического обрушения волн (АЦО) представляет из себя пару ложбина-гребень с наклоном оси с северо-востока на юго-запад, которая движется антициклонически с продолжающимся обострением и увеличением зональной ориентации ложбины (рис. 1) [10, 17]. При циклоническом обрушении (ЦО) наклон пары ложбина-гребень ориентирован с северо-запада на юго-восток, она движется циклонически и ложбина становится шире со временем. Среднее время жизни для АЦО – 2,6 дня, для ЦО – 4,3 дня [17].

В работе [15] показано, что обрушение волн (АЦО и ЦО) может быть направлено как к северу, так и к югу, и это может иметь различное влияние на циркуляцию и погодные режимы.

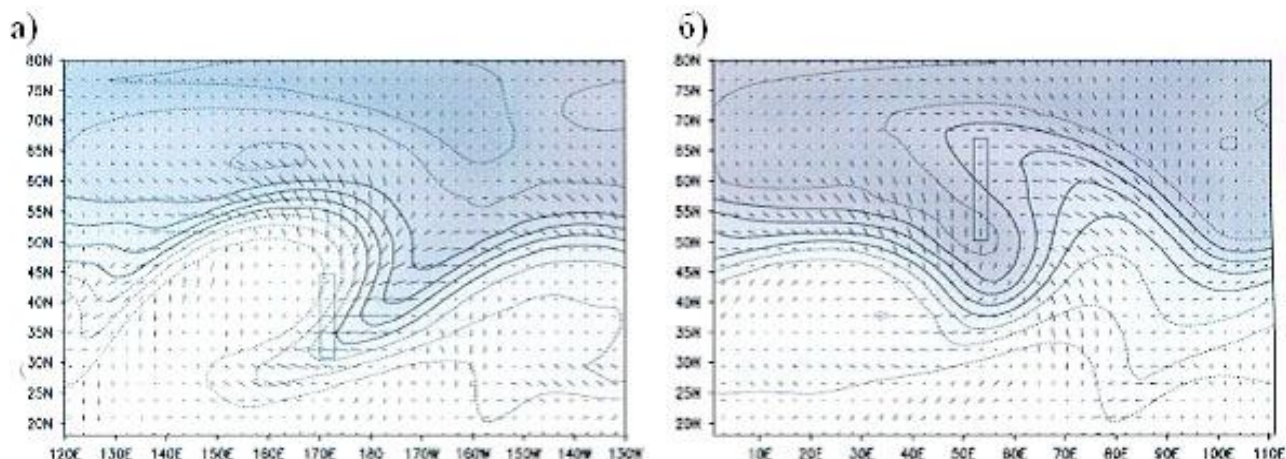


Рис. 1. Примеры антициклонического (а) и циклонического (б) обрушения волн в поле потенциальной завихренности.

Прямоугольниками выделены области с наиболее резкой сменой знака [17].

Влияние обрушения волн на циркуляцию атмосферы

Антициклоническое или циклоническое обрушение волн вызывает принципиально разные изменения в регионе Северной Атлантики. В работе [10] были получены композитные поля различных характеристик для 10 случаев формирования положительной фазы САК и 20 случаев формирования отрицательной фазы.

Анализ композитных полей показал, что образованию положительной фазы предшествовало антициклоническое обрушение волн над западным побережьем Северной Америки и над субтропиками Северной Атлантики. Это привело к адвекции холодного воздуха из Канады в северную часть Северной Атлантики и адвекции теплого воздуха в центральную часть Северной Атлантики, увеличению меридионального градиента потенциальной температуры над Северной Атлантикой, усилению западных ветров и в конечном счете установлению положительной фазы САК (рис. 2).

Циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой вызывает адвекцию на север теплого воздуха (происходит повышение температуры воздуха на юге Гренландии) и адвекцию на юг холодного воздуха. В результате происходит ослабление зональных процессов, формирование области высокого давления (похоже на блокирование) и установление отрицательной фазы САК.

В [10] делается вывод о том, что именно остатки обрушающихся волн формируют физическую сущность САК. Установлению положительной фазы САК предшествует антициклоническое обрушение волн над западным побережьем Северной Америки и над

субтропиками Северной Атлантики, а формированию отрицательной фазы САК предшествует циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой.

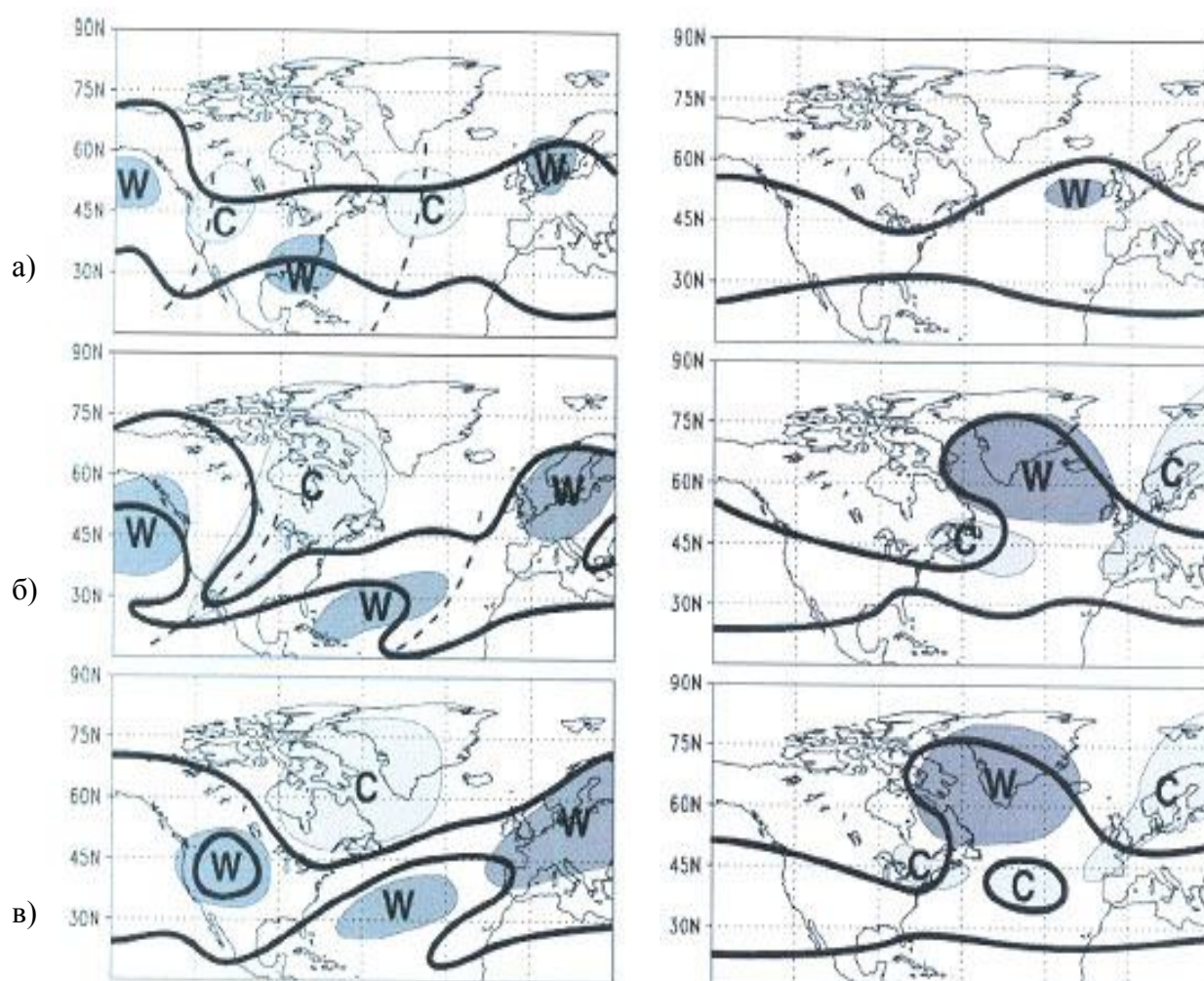


Рис. 2. Схема формирования положительной (слева) и отрицательной (справа) фазы САК под влиянием синоптических процессов: а) за 8-10 дней до формирования фазы САК; б) за 3-5 дней; в) день установления фазы.

Жирные линии – основные течения; пунктир – оси ложбин; W – области положительной аномалии температуры воздуха; C – области отрицательной аномалии температуры воздуха [10].

Аналогичные выводы содержатся в [14], где получено, что при положительной фазе САК северный центр диполя формируется из АЦО над западным побережьем Северной Америки, а южный центр возникает в результате АЦО над средними широтами и субтропиками Северной Атлантики. Установлению отрицательной фазы САК предшествует циклоническое обрушение волн над Северной Атлантикой, в результате чего формируются оба центра диполя САК.

В этой же работе отмечается, что тихоокеанский штормтрек смещается на юг перед формированием положительной фазы САК, и на север перед формированием отрицательной фазы, т.е. широтное положение тихоокеанского шторм-трека играет важную роль в определении фазы САК.

В работе [9] также обнаружена связь между антициклоническим обрушением планетарных волн над субтропиками Северной Атлантики и формированием положительной фазы САК. Влияние обрушения планетарных волн на формирование погодных режимов в Северной Атлантике исследовано в работе [20].

Обрушению волн могут предшествовать сильные штормы на восточном побережье Северной Америки. Так, после шторма 5–7.02.1978 г. произошло циклоническое обрушение волн, а после шторма 15–17.03.1993 г. – антициклоническое [24]. В первом случае эти события привели к резкому понижению индекса САК, во втором – к его резкому росту.

В этой же работе отмечена важная роль процессов взаимодействия океана и атмосферы в районе к востоку от Ньюфаундленда (40-50° с. ш., 40-50° з. д.) в формировании изменчивости САК. Показано, что аномально сильные потоки скрытого тепла в этом районе могут дестабилизировать нижние слои атмосферы и способствовать циклоническому обрушению волн и дальнейшему установлению отрицательной фазы САК. Наибольшие потоки влаги в указанный район поступают из бассейна Карибского моря, на который в свою очередь влияют особенности циркуляции атмосферы в тропиках восточной части Тихого океана. Таким образом, на формирование фаз САК могут влиять процессы в тропиках Тихого океана [24].

Следует также отметить, что наибольшие потоки скрытого тепла в западной части Северной Атлантики связаны с формированием «взрывных» циклонов [21], то есть «взрывные» циклоны могут способствовать циклоническому обрушению волн и, в конечном счете, формированию отрицательной фазы САК. Важная роль «взрывного циклогенеза» в формировании блокирующего режима циркуляции атмосферы в Северной Атлантике и установлении отрицательной фазы САК отмечалась ранее в работе [5].

Исследование влияния обрушения волн на формирование САК с помощью упрощенной модели общей циркуляции атмосферы [17] показало, что взаимодействие двух событий АЦО создает положительную фазу САК в нижних слоях тропосферы, но не на верхних уровнях, а единичное событие ЦО создает более длительную отрицательную фазу САК на верхних уровнях, но не в нижних слоях тропосферы. Делается вывод, что отдельные события АЦО (ЦО) не могут создавать положительную (отрицательную) фазу САК. Вместе с тем,

полученные результаты указывают на возможность формирования изменчивости циркуляции атмосферы, подобной САК, вследствие последовательности событий АЦО и ЦО.

Известно, что обрушение атмосферных волн приводит к синоптическим ситуациям, подобным блокированию [8]. Также известно, что в период положительной фазы САК блокирование наблюдается гораздо реже, чем при отрицательной фазе. В работе [28] с использованием индекса блокирования, предложенного в [22], по данным реанализа ERA-40 определены случаи обрушения волн, которые затем связаны с САК. В качестве предвестников и источников обрушения волн указываются распространение волн Россби из восточной части Тихого океана, а также изменчивость стратосферного полярного вихря. Влияние характеристик полярного вихря на обрушение волн отмечается также в работах [15, 17].

Связь между колебаниями PNA и САК

Выше уже отмечалось, что особенности циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана, в частности, положение тихоокеанского шторм-трека, может иметь важное значение для формирования САК. Для характеристики состояния циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана часто используется индекс PNA (Pacific – North America), суточные и месячные значения которого рассчитываются регулярно, как и индекса САК.

В работе [25] была получена отрицательная корреляция между индексами PNA и САК на сдвигах до 10 суток. Для объяснения этого явления была выдвинута гипотеза, что связь между PNA и САК может быть следствием обрушения волн в восточной части Тихого океана, которое может способствовать формированию положительной или отрицательной фазы САК.

Было установлено, что распределение аномалий зонального ветра на поверхности 300 гПа над северными частями Тихого и Атлантического океанов соответствуют положительной фазе PNA и отрицательной фазе САК. Положительная фаза PNA связана с более частыми событиями АЦО в высоких широтах региона Северная Атлантика/Северная Америка и менее частыми событиями АЦО в средних и низких широтах Северной Атлантики.

В работе [23] связь между PNA и САК исследовалась с помощью модели общей циркуляции атмосферы. Были установлены периоды сильного и слабого взаимодействия PNA и САК (активные и неактивные фазы), а также значимая отрицательная корреляция

между PNA и САК. В активной фазе интенсивность штормтрека в Северной Атлантике имеет более сильную связь с PNA, чем в неактивную фазу.

Возможный физический механизм этой связи связан с тем, что колебание PNA индуцирует рост бароклинных волн, которые влияют на атлантический шторм-трек. В частности, в период отрицательной фазы PNA в начале зимы происходит интенсификация штормтрека у Ньюфаундленда, а дальнейшее его активизация в центральной и северо-восточной Атлантике происходит в результате усиления положительной фазы САК. Это связано с тем, что при отрицательной фазе PNA усиливается адвекция теплого и влажного воздуха из Мексиканского залива и холодного воздуха из Канады. Это увеличивает бароклинность атмосферы над западной частью Северной Атлантики, что создает благоприятные условия для интенсификации атлантического штормтрека.

Указанные выше результаты подтверждаются данными [16], где получено, что формированию положительной фазы САК предшествуют волны в атмосфере над восточной частью Тихого океана (район PNA), в то время как формирование отрицательной фазы САК происходит локально над Северной Атлантикой. Как указывалось выше, вывод о важности для определения фазы САК атмосферных волн, приходящих из восточной части Тихого океана, был также сделан в работе [24].

Формирование фаз САК в результате обрушения волн

Результаты исследований влияния обрушения волн в атмосфере на САК обобщим в виде последовательности событий, предшествующих установлению той или иной фазы САК.

Формирование положительной фазы САК

За 7–10 дней (до установления)

1. Усиление гребня над северо-восточной частью Тихого океана.
2. Обрушение волн по антициклоническому типу волн над западным побережьем Северной Америки и над субтропиками Северной Атлантики; сдвиг струйного течения на юг.

За 2–6 дней

3. Холодный воздух распространяется над Канадой и далее на восток в высокие широты Северной Атлантики, теплый воздух распространяется над центральной частью Северной Атлантики.
4. Тихоокеанский штормтрек смещается на юг.
5. Над районом PNA (северная часть Тихого океана) – цепочка волн.

6. В результате адвекции холодного воздуха из Канады в северную часть Северной Атлантики и адвекции теплого воздуха в центральную часть Северной Атлантики усиливается градиент потенциальной температуры над Северной Атлантикой. Это приводит к усилению западных ветров и установлению положительной фазы САК.

Формирование отрицательной фазы САК

За 4–12 дней

1. Развитие гребня над Северной Атлантикой (похоже на блокирование).
2. Тихоокеанский штормтрек смещается на север.

За 2–3 дня

3. Обрушение волн по циклоническому типу над Северной Атлантикой; сдвиг струйного течения на север.
4. Адвекция на север теплого воздуха (повышение температуры воздуха на юге Гренландии) и адвекция на юг холодного воздуха.
5. Установление отрицательной фазы САК.

Заключение

Выполненные в последние годы исследования показывают, что обрушение планетарных волн в атмосфере может способствовать формированию той или иной фазы североатлантического колебания. Антициклоническое обрушение волн над Северной Америкой и Северной Атлантикой способствует формированию положительной фазы САК, а циклоническое обрушение над Северной Атлантикой – формированию отрицательной фазы САК.

Предвестниками этих процессов могут быть особенности циркуляции атмосферы в восточной части Тихого океана, такие, как цепочки волн и смещение на юг или на север тихоокеанского штормтрека. Адвекция потоков тепла и влаги из тропической зоны восточной части Тихого океана в регион Карибского моря и далее в область формирования атлантического штормтрека к востоку от Ньюфаундленда может дестабилизировать нижние слои атмосферы и способствовать, в частности, циклоническому обрушению волн и дальнейшему установлению отрицательной фазы САК.

Изучение процессов обрушения волн в атмосфере не только помогает понять физические механизмы формирования САК на временных масштабах от нескольких суток до нескольких недель, но может внести вклад в изучение низкочастотной изменчивости САК на сезонном и межгодовом периодах. Межгодовая изменчивость САК зависит, в частности, от

суммарной длительности различных режимов циркуляции атмосферы [5, 6], которые в свою очередь формируются синоптическими процессами. При изучении низкочастотной изменчивости САК необходимо учитывать влияние и других факторов, таких, как температура поверхности океана, состояние стратосферного полярного вихря и т.д.

Список использованных источников

1. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41. – № 2. – С. 3–13.
2. Курбаткин Г.П., Смирнов В.Д. Межгодовые вариации температуры тропосферы, связанные с декадными изменениями североатлантического колебания // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – № 4. – С. 435–447.
3. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 12. – С. 36–44.
4. Мохов И.И., Елисеев А.В. и др. Североатлантическое колебание: диагноз и моделирование десятилетней изменчивости и ее долгопериодной эволюции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 36. – № 5. – С. 605–616.
5. Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 64–74.
6. Нестеров Е.С. Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. – М.: Триада ЛТД, 2010. – С. 269–280.
7. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – № 2. – С. 161–175.
8. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–18.
9. Abatzoglou J.T., Magnusdottir G. Opposing effects of reflective and nonreflective planetary wave breaking on the NAO // J. Atm. Sci. – 2006. – Vol. 63. – No. 12. – P. 3448–3457.
10. Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation // J. Atm. Sci. – 2004. – Vol. 61. – No. 2. – P. 121–144.
11. Davis C.A., Emanuel K.A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis // Mon. Weath. Rev. – 1991. – Vol. 119. – No. 8. – P. 1929–1953.
12. Feldstein S.B. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns // J. Climate. – 2000. – Vol. 13. – No. 24. – P. 4430–4440.

13. *Feldstein S.B.* The dynamics of NAO teleconnection pattern grows and decay // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 2003. – Vol. 129. – P. 901–924.
14. *Franzke C., Lee S., Feldstein S.B.* Is the North Atlantic Oscillation a breaking wave? // *J. Atm. Sci.* – 2004. – Vol. 61. – No. 2. – P. 145–160.
15. *Gabriel A., Peters D.* A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the northern extratropics // *J. Met. Soc. Japan.* – 2008. – Vol. 86. – No. 5. – P. 613–631.
16. *Jia X., Derome J., Lin H.* Comparison of the life cycles of the NAO using different definitions // *J. Climate.* – 2008. – Vol. 20. – No. 24. – P. 5992–6011.
17. *Kunz T., Fraedrich K., Lunkeit F.* Synoptic scale wave breaking and its potential to drive NAO-like circulation dipoles: a simplified GCM approach // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 2009. – Vol. 135. – P. 1–19.
18. *Martius O., Schwierz C., Davies H.C.* Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification // *J. Atm. Sci.* – 2007. – Vol. 64. – No. 7. – P. 2576–2592.
19. *McIntyre M.E., Palmer T.N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature.* – 1983. – Vol. 305. – P. 593–600.
20. *Michel C., Rivière G.* The link between Rossby wave breakings and weather regime transitions // *J. Atm. Sci.* – 2011. – Vol. 68. – No. 8. – P. 1730–1748.
21. *Neiman P.J., Shapiro M.A.* The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction // *Mon. Weath. Rev.* – 1993. – Vol. 121. – No. 8. – P. 2153–2176.
22. *Pelly J.L., Hoskins B.J.* A new perspective on blocking // *J. Atm. Sci.* – 2003. – Vol. 64. – P. 3–28.
23. *Pinto J.G., Reyers M., Ulbrich U.* The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations // *Clim. Dyn.* – 2011. – Vol. 36.-No. 1,2. –P. 337–354.
24. *Riviere G., Orlanski I.* Characteristics of the Atlantic storm-track eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation // *J. Atm. Sci.* – 2007. – Vol. 64. – No. 2. –P.241–266.
25. *Song J., Li C., et al.* The linkage between the Pacific-North American teleconnection pattern and the North Atlantic Oscillation // *Advances Atm. Sci.* – 2009. – Vol. 26. – No. 2. – P.229–239.
26. *Strong C., Magnusdottir G.* Tropospheric Rossby wave breaking and the NAO/NAM // *J. Atm. Sci.* – 2008. – Vol. 65. – No. 9. – P. 2861–2876.
27. *Thorncroft C.D., Hoskins B.J., McIntyre M.E.* Two paradigms of baroclinic wave life-cycle behavior // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 1993. – Vol. 119. – No. 1. – P. 17–55.
28. *Woollings T., Hoskins B., et al.* A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation // *J. Atm. Sci.* – 2008. – Vol. 65. – No. 2. – P. 609–626.

Поступила в редакцию 25.04.2012 г.

БРИКНЕРОВ ЦИКЛ В ИЗМЕНЕНИИ ОБЛАЧНОСТИ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ В МОСКВЕ И КАЗАНИ

*Н.С. Сидоренков¹, Ю.П. Переведенцев², Е.В. Горбаренко³, А.И. Неушкин⁴,
К.А. Сумерова¹, М.М. Шарипова², Б.Г. Шерстюков⁴*

¹ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*
sidorenkov@mecom.ru, sumksusha@yandex.ru

² *Казанский федеральный университет*
Yuri.Perevedentsev@ksu.ru

³ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

⁴ *Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД)*
nai@meteo.ru, boris@meteo.ru

Введение

В статье [1] было показано, что из-за взаимодействия солнечно обусловленных годовых колебаний гидрометеорологических элементов с лунными циклами возникают биения. Частота биений равна разности частот суммируемых колебаний. При сложении солнечного 365-суточного колебания с лунным 355-суточным колебанием период биений равен 35,2 лет ($1/355,16 - 1/365,24 = 1/12869$ сут. = $1/35,2$ лет). Этот цикл известен в климатологии как Брикнеров цикл, выражающийся в переходе от холодных и влажных лет к тёплым и сухим на протяжении в среднем 35-летнего периода [2]. В отдельных случаях продолжительность Брикнерова цикла может колебаться от 25 до 50 лет. Ещё в 17 веке этот цикл был подмечен в температурных условиях Нидерландов.

Из-за 35-летних биений амплитуды годовых колебаний температуры воздуха на Европейской территории России (ЕТР) в тридцатые, семидесятые годы 20 века и в первое десятилетие 21 века часто отмечались холодные зимы и жаркие летние сезоны (склонность к континентальному климату), а в пятидесятые и девяностые годы 20 века серьезные морозы и жаркие летние сезоны происходили реже обычного (склонность к морскому климату).

При ясной погоде днем атмосфера разогревается солнечной радиацией, а ночью выхолаживается за счет инфракрасного излучения. Летом день длится существенно дольше ночи, максимальна и полуденная высота Солнца над горизонтом. Поэтому летом при ясной погоде атмосфера ото дня ко дню разогревается, и в итоге наблюдаются положительные аномалии температуры. Зимой день короткий, ночь длится очень долго, а полуденная высота

Солнца над горизонтом минимальна. Поэтому зимой при ясной погоде атмосфера ото дня ко дню выхолаживается и, как следствие, наблюдаются отрицательные аномалии температуры.

Итак, при отрицательной аномалии облачности в течение года лето должно быть жарким, а зима – холодной. Такие условия на ЕТР наблюдались в семидесятые годы 20 века и в первое десятилетие 21 века. Значит, в эти периоды времени должны наблюдаться отрицательные аномалии количества облачности и положительные аномалии продолжительности солнечного сияния.

При облачной погоде значительно уменьшается поступление солнечной радиации днем, но зато ночью существенно сокращаются потери тепла за счет инфракрасного излучения. Поэтому при облачной погоде знаки аномалий температуры воздуха изменяются на обратные: летом преобладают отрицательные аномалии, а зимой – положительные. Итак, при положительной аномалии облачности в течение года лето должно быть прохладным, а зима – теплой. Такие условия наблюдались в пятидесятые и девяностые годы XX века. Значит, в эти периоды времени должны наблюдаться положительные аномалии количества облачности и отрицательные аномалии продолжительности солнечного сияния.

Цель настоящей работы проверить эти предположения.

Данные наблюдений за облачностью

Чтобы проверить реальность изложенных выше предположений, мы попытались разыскать длительные ряды наблюдений за облачностью и продолжительностью солнечного сияния. С помощью сотрудников ВНИИГМИ-МЦД А.И. Неушкина и Б.Г. Шерстюкова и сотрудников метеорологической обсерватории МГУ А.А. Исаева и Е.В. Горбаренко мы получили ряды срочных наблюдений количества общей облачности в баллах по метеостанциям: С.И. Небольсина, Тимирязевской сельскохозяйственной академии (ТСХА), Всероссийского выставочного центра (ВВЦ), Московского государственного университета. Эти ряды имели пропуски в разное время. Но их удалось заполнить данными упомянутых метеостанций, которые наблюдали в эти интервалы времени. В результате удалось построить непрерывный ряд срочных наблюдений количества общей облачности в баллах в Москве с 1936 по 2010 год. С 1936 по 1965 год наблюдения проводились четыре раза в сутки через каждые 6 часов. С 1966 по 2010 год наблюдения велись через каждые 3 часа 8 раз в сутки. Мы усреднили срочные величины и получили непрерывный ряд среднесуточных значений количества общей облачности за каждый день с 1936 по 2010 год.

Количество облачности имеет годовой ход, обусловленный изменением притока солнечной радиации из-за обращения Земли вокруг Солнца. Чтобы отфильтровать его, мы вычислили скользящие среднегодовые величины балла общей облачности (рис. 1).

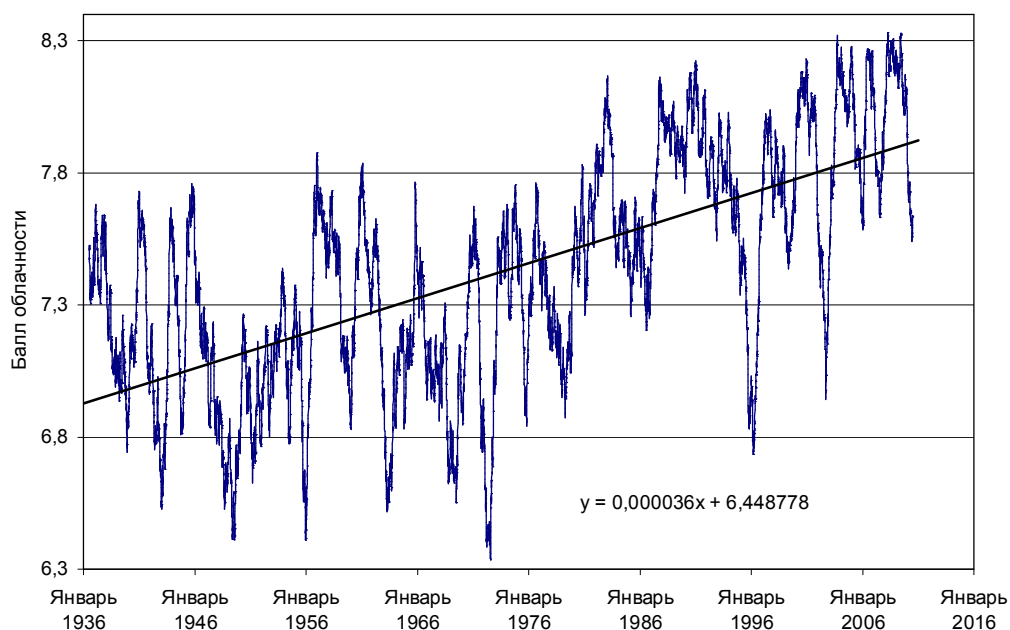


Рис. 1. Скользящие среднегодовые величины суточного количества общей облачности в баллах в Москве.

Средний за 75 лет балл общей облачности составил 7,4. Он колебался от 6,3 в 1972 году до 8,3 в 2009 году. Имеется положительный линейный тренд: $y=0,000036 \cdot t+6,45$, где t – время в сутках. За 74 года балл облачности увеличился примерно на 1,0. На рис. 1 видны флуктуации большой амплитуды с характерным временем около 4 лет. Для их исключения мы вычислили дополнительно скользящие средние за пять лет величины балла облачности (рис. 2). На рис. 2 видно, что до 1963 г. и с 1980 по 1993 год наблюдались положительные аномалии, а в периоды с 1963 по 1979 год и с 1994 по 2011 год – отрицательные аномалии количества общей облачности. То есть этот график подтверждает предположение о существовании Брикнерова цикла в изменениях количества общей облачности.

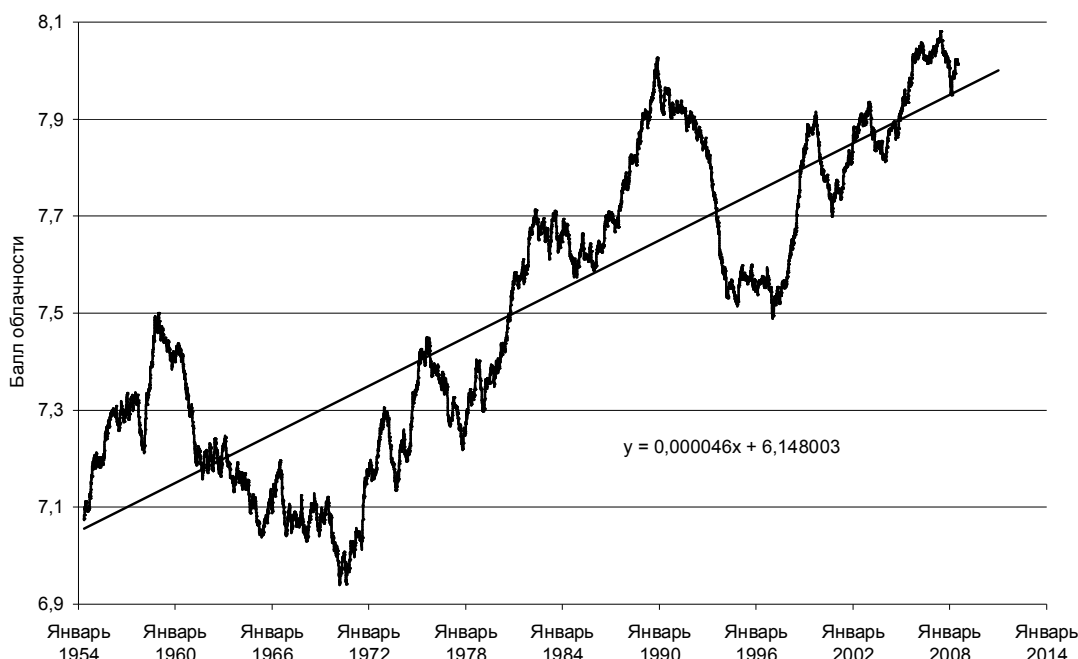


Рис. 2. Скользящие пятилетние средние величины суточного количества общей облачности в баллах в Москве.

Наблюдения за продолжительностью солнечного сияния

Балл облачности определяется наблюдателем визуально и носит субъективный характер. Более объективную характеристику количества облачности на небе в дневное время дает продолжительность солнечного сияния, так как она измеряется по записям специальных приборов – гелиографов Кэмпбелла-Стокса.

Комбинируя обрывочные ряды наблюдений метеостанций ТСХА, ВВЦ и МГУ, удалось построить непрерывный ряд продолжительности солнечного сияния (ПСС) за каждый день в Москве с 1966 по 2011 год. По наблюдениям метеостанции ТСХА удалось получить ряды сумм ПСС за каждый месяц с 1936 по 1950 год. Используя наблюдения метеостанций ВВЦ и МГУ, удалось получить ряды сумм ПСС в Москве за каждый месяц с 1955 по 2011 год. Они представлены на рис. 3.

Максимальные месячные суммы летом флуктуируют от года к году в диапазоне от 234 ч в июне 1962 г. до 405 ч в июне 1999 года. В жарком июле 2010 г. продолжительность солнечного сияния была 396 ч (по рейтингу это второе значение). Минимальные суммы зимой изменяются от 0 в декабре 1968 г. до 32 ч в декабре 1978 г. и январе 2003 г. Имеется слабый положительный линейный тренд, в результате которого за 55 лет месячные суммы солнечного сияния увеличились на 5,8 ч (4 %). Отмечается заметное уменьшение амплитуд

годовых колебаний ПСС с 1976 по 1998 год и существенное увеличение их в предшествующие (с 1963 по 1975) и последующие (с 1999 по 2011) годы.

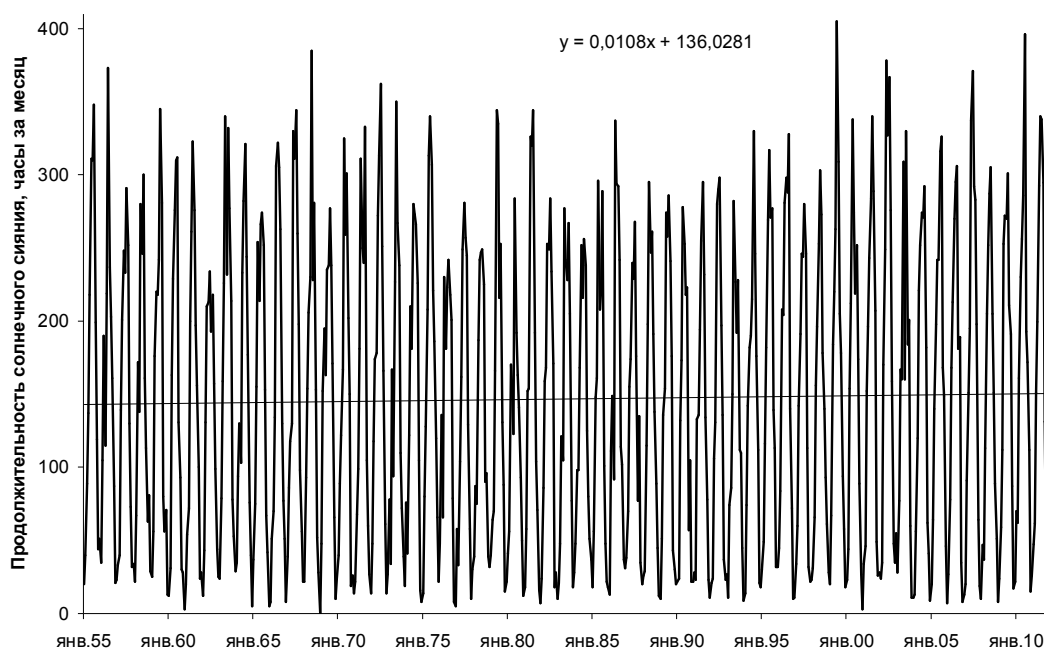


Рис. 3. Ход месячных сумм продолжительности солнечного сияния в Москве с 1955 по 2011 год.

Ю.П. Переведенцев и К.А. Шарипова подготовили ряд ПСС в Казани (метеостанция с координатами: 55°47' с.ш. 49°08' в.д., расположенная на высоте 96,47 м над уровнем моря) с 1966 по 2010 год с суточным разрешением.

Продолжительность солнечного сияния имеют ярко выраженный годовой ход. Чтобы отфильтровать его, мы вычислили скользящие среднегодовые величины ПСС в Москве и Казани (рис. 4).

На рис. 4 видны флуктуации большой амплитуды с характерным временем около 4 лет. Средняя за 55 лет ПСС в день составила в Москве 4,8 ч, а в Казани – 5,1 ч.

В Москве положительные аномалии ПСС преобладали с 1963 по 1976 год и с 1995 по 2011 год, отрицательные аномалии наблюдались с 1977 по 1994 год. Максимальная среднегодовая продолжительность солнечного сияния (6,1 ч) отмечалась в 2002 г., а минимальная (около 3,8 ч) – в 1990–1993 гг. В годы с жаркими летними сезонами и холодными зимами средняя продолжительность солнечного сияния за день была примерно на 2 ч (42 %) больше, чем в годы с прохладными летними сезонами и теплыми зимами.

В Казани положительные и отрицательные аномалии ПСС наблюдались почти в те же промежутки времени, что и в Москве, но величина отклонений заметно больше московской.

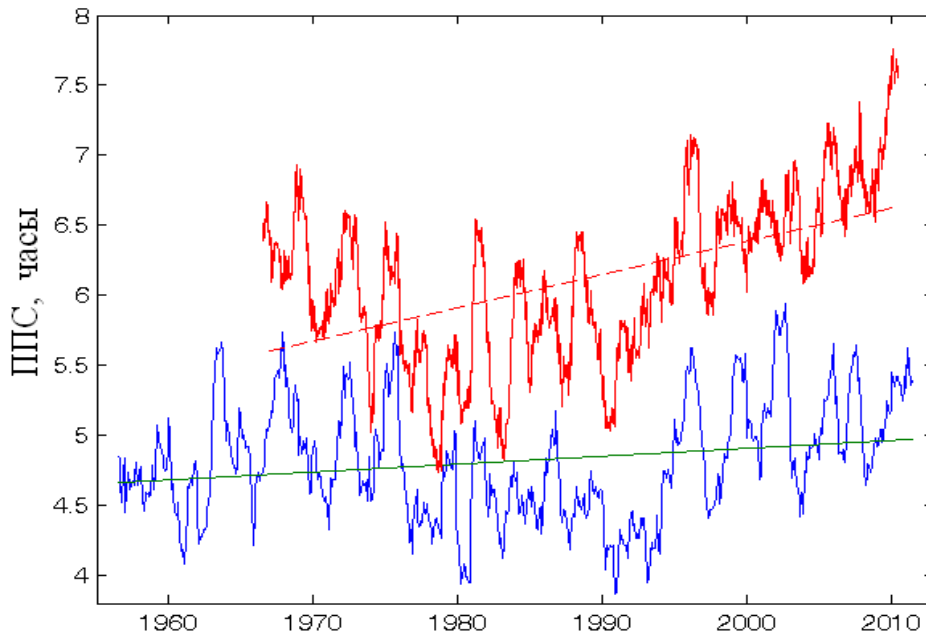


Рис. 4. Скользящие среднегодовые величины продолжительности солнечного сияния за день в Москве (нижняя кривая) и в Казани (верхняя кривая). Во избежание наложений в ходе кривых все величины ПСС в Казани увеличены на 1 ч.

В обоих рядах проявляется положительный линейный тренд. В Москве он описывается уравнением $y=0,00047 \cdot t+4,34$, где t – время в месяцах; в Казани $y=0,000065 \cdot t+3,0$, где t – время в сутках. В Москве за 55 лет ПСС увеличилась на 0,25 ч, а в Казани за 44 года – возросла на 1 ч.

Чем больше балл облачности, тем меньше должна быть ПСС. Выявленные в рядах облачности и ПСС равнозначные тренды противоречат этой физической закономерности. Это говорит о ненадежности определения балла облачности во время наблюдений на метеостанциях.

Для исключения больших флуктуаций ПСС с характерным временем около четырех лет мы вычислили дополнительно скользящие средние за пять лет ПСС (рис. 5).

В Москве средняя за 55 лет ПСС по месячным данным, так же как и по суточным данным, составляет 4,8 ч в день. Проявляется положительный линейный тренд (примерно 0,25 ч за 54 года). На рис. 5 видно, что положительные аномалии ПСС преобладали с 1963 по 1977 год и с 1996 по 2010 год, отрицательные аномалии наблюдались до 1962 г. и с 1978 по 1995 год. Максимальная ПСС (5,3 ч) отмечалась в 2001 г., а минимальная (около 4,3 ч) – в 1991–1992 гг. В годы с жаркими летними сезонами и холодными зимами средняя пятилетняя

ПСС за день была примерно на 1 ч (21 %) больше, чем в годы с прохладными летними сезонами и теплыми зимами.

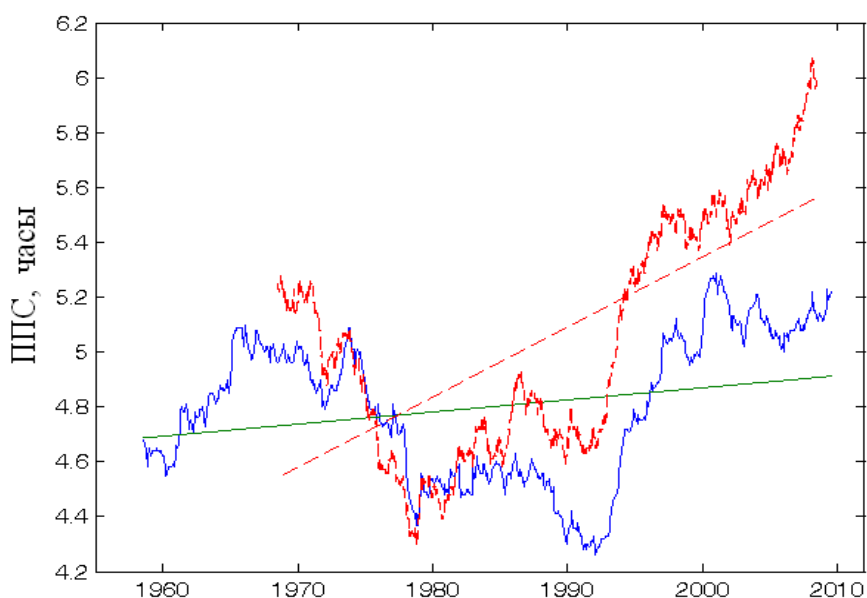


Рис. 5. Скользящие средние за 5 лет ПСС за день в часах в Москве (сплошная) и Казани (пунктир).

В Казани ход кривой скользящих средних за пять лет ПСС имеет ту же 35-летнюю волну, что и в Москве. Положительные аномалии ПСС отмечались до 1975 года и с 1995 по 2010 год, а отрицательные – с 1976 по 1994 год. Максимальная ПСС (6,1 ч) отмечалась в 2008 г., а минимальная (около 4,3 ч) – в 1978 г. Размах колебаний ПСС составил 1,8 ч (35 % от нормы, норма – 5,1 ч). Большой линейный тренд ПСС в некоторой степени возник из-за небольшой продолжительности ряда наблюдений.

Описанный ход скользящих средних за пять лет ПСС в Москве и Казани свидетельствует о существовании генерируемого Луной 35-летнего цикла изменений ПСС, а значит, и количества облачности.

Итак, многолетний ход продолжительности солнечного сияния коррелирует с изменением годовой амплитуды температуры воздуха и тем самым подтверждает предположение о том, что взаимодействия гравитационных лунно-солнечных приливов с радиационными условиями в атмосфере (из-за изменения количества облачности) создают колебания суточных и годовых аномалий температуры воздуха с лунными периодами и с амплитудами, зависящими от физико-географических условий местности.

Положительный линейный тренд солнечного сияния тоже хорошо согласуется с заметным ростом температуры воздуха на ЕТР за последние 40 лет. Так что наблюдающееся

с 1972 г. потепление, возможно, связано с увеличением продолжительности солнечного сияния в некотором цикле с большим характерным временем.

Выводы

В изменениях облачности и продолжительности солнечного сияния выявлены Брикнеров цикл с характерным временем около 35 лет и квази-четырёхлетние флуктуации большой амплитуды.

Подтвержден вывод работы [1] о том, что сложение колебаний гидрометеорологических характеристик с периодами солнечного (365 суток) и лунного (355 суток) года порождает основной 35-летний цикл биений, в результате которого климат постепенно изменяется от континентального (при совпадении фаз) до морского (при расхождении фаз на 180°).

Список использованных источников

1. Сидоренков Н.С., Сумерова К.А. Причины аномально жаркого лета 2010 года на Европейской территории России // Труды Гидрометцентра России. – 2011. – Вып. 346. – С. 191–205.
2. Brückner E. Klimaschwankungen seit 1700 // Geographische Abhandlungen. – 1890. – Vol. 14. – P. 325.

Поступила в редакцию 30.03.2012 г.

ОСОБЕННОСТИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА И ЦИРКУЛЯЦИИ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ В ЗИМНЕ-ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД 2011 ГОДА

Л.Б. Ананьев¹, А.М. Звягинцев², И.Н. Кузнецова¹, М.И. Нахаев¹

¹ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
alb1980@mail.ru, , tuza@metcom.ru, muratmeteo@mail.ru*

² *Центральная аэрологическая обсерватория, г. Долгопрудный, Московская область
azvyagintsev@cao-rhms.ru*

Введение

Значительное уменьшение толщины озонового слоя в Арктике в марте 2011 года стало поводом для активизации исследований явления, подготовки посвященного ему ряда научных публикаций за рубежом [9, 10, 12–15] и у нас в стране [1, 3]. Интерес к химическим и динамическим аспектам феномена в значительной мере определяется предположением, что разрушение озона в Арктике может усилить биологические риски, связанные с повышенным ультрафиолетовым облучением при перемещении обедненного озоном воздуха в густонаселенные средние широты, как это имело место в апреле 2011 г. [15]. Можно отметить, что в середине 1990-х гг. практически повсеместно общее содержание озона (ОСО) в атмосфере оказалось близким к абсолютным минимумам за весь период наблюдений; в стратосфере концентрации хлорфторуглеродов достигли максимума, а, согласно мнению многих исследователей, именно они ответственны за глобальное уменьшение ОСО [16].

С конца 1990-х гг. началось медленное глобальное восстановление озонового слоя [4, 7, 16]; в 2010 году в течение всего года в умеренных и высоких широтах Северного полушария ОСО оказалось близким к уровню 1970-х [2]. Однако в конце зимы 2011 г. в полярных широтах снова ОСО оказалось аномально низким и близким к уровню середины 1990-х [3, 15]. По данным WOUDC (<http://exp-studies.tor.ec.gc.ca>), наибольший дефицит ОСО зафиксирован в марте – начале апреля, в арктическом бассейне отклонения от нормы достигали 35–40 %. Весенние аномалии привели к тому, что и в последующие месяцы 2011 г. на большей территории России значения ОСО оказались значительно ниже многолетних средних [3].

Весеннюю озоновую аномалию 2011 г. связывают с химическими потерями озона в стратосфере, превысившими потери в известный самыми большими отрицательными аномалиями ОСО 1997 год [11–13]. Интенсивному химическому разрушению озона, как показали расчеты с помощью транспортных химических моделей, начавшемуся уже в январе [9, 12], способствовал непрерывный длительный период с температурой ниже $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ в устойчивом циркумполярном вихре (ЦПВ), который был продолжительнее, глубже и

холоднее, чем обычно, разрушился только в середине апреля [12, 15]. Хотя в 1997 г. также было очень холодно в марте-апреле, но в зимние месяцы температура в стратосфере была выше, чем в 2011 г.; очевидно, этим и объяснимы меньшие потери озона в середине 1990-х.

Можно обратить внимание на то, что в соседние 2010 и 2012 годы в зимне-весенний периоды существенных аномалий в стратосферных процессах не наблюдалось, а уровень ОСО на большей части России, включая Арктику, был повышенным. Причины неординарного поведения ЦПВ в 2011 г., несмотря на большое количество публикаций, пока не названы, так же как и факторы высокой межгодовой изменчивости его характеристик. Настоящая работа имеет главной целью изучить особенности циркуляции и температуры в нижней стратосфере в зимне-весенний период 2011 г., а также оценить различия вертикального профиля температуры в различных частях ЦПВ.

Нами использованы данные наземных наблюдений за общим содержанием озона, поступающие в Мировой центр по озону и ультрафиолетовой радиации (WOUDC) (woudc.org), данные ОСО со спутниковой аппаратуры OMI (nasa.gov), а также данные озонного зондирования [15] и радиозондирования. По данным объективного анализа ФГБУ «Гидрометцентр России» построены карты средних месячных, декадных и пентадных полей геопотенциала и температуры на изобарических поверхностях (и.п.) 300 и 30 гПа.

Особенности поля ОСО и циркуляции в нижней стратосфере

Для изучения особенностей ОСО использовались климатические нормы – средние многолетние за период 1978–1988 гг. (WOUDC, <http://woudc.org>). Также проводились сопоставления с данными 2010 г., который стал особенно известным из-за блокирования западного переноса в средних широтах Северного полушария и связанных с этим засухи, аномальной летней жары и обширных природных пожаров на Европейской территории России [5, 8].

В середине зимы – **в январе** – в климатическом поле ОСО в Северном полушарии выше 30° с.ш. имеется хорошо выраженная область максимума (450–475 е.Д.) – над экваторией Охотского моря, севером Сахалина и Хабаровского края. Область пониженных значений (атлантическая ложбина) простирается от Азорских островов до Баренцева моря (вблизи оси ОСО 340–350 е.Д.). В 2011 г. на северной периферии более глубокой, чем обычно, атлантической ложбины ОСО образовался обширный минимум, простиравшийся от Баренцева моря до Таймыра с величинами ОСО 275–300 е.Д., что примерно на 50–70 е.Д. меньше климатической нормы (рис. 1). В 2010 году в поясе 40–60° с.ш. эта ложбина была выражена слабее, но уровень ОСО был сравним с 2011 г.: над Баренцевым морем ОСО 250–275 е.Д., над севером Гренландии 250–300 е.Д. (отметим, в оба года в январе в арктическом

секторе имел место дефицит ОСО). В январе 2011 г. существенные отклонения ОСО (ниже нормы на 20–25 %) наблюдались в Сибири и на Дальнем Востоке; в 2010 г. такие величины аномалии ОСО отмечены лишь на Крайнем Севере ЕТР и Сибири, а также над севером Гренландии (ниже, без отдельных указаний будем называть аномалией ОСО отрицательное отклонение от среднего многолетнего уровня).

В 2010 году в поле геопотенциала и.п. 30 гПа центр стратосферного циклона (СЦ) над Карским морем совпадал с климатическим положением (рис. 1); в 2011 г. более компактный центр СЦ был смещен к полюсу, но по интенсивности был примерно таким, как в 2010 г. В верхней тропосфере (на и.п. 300 гПа) в 2011 г. СЦ имел два центра: основной центр над полюсом (климатически он расположен на севере Канады), второй центр – над Камчаткой (чаще всего он наблюдается над Таймыром). В январе 2010 г. поле геопотенциала на и.п. 300 гПа отличалось повышенной волновой активностью, наблюдалось три циклонических вихря (над Канадой, Таймыром и Камчаткой).

В **феврале** в климатическом поле ОСО конфигурация атлантической ложбины совпадает с январской, ее ось направлена от Азорских о-вов к Баренцеву морю (350–375 е.Д.). В 2010 г. атлантическая ложбина ОСО была ослаблена, кроме того, сформировался локальный максимум над Скандинавией (450–475 е.Д., что выше нормы на 30–35 %) и над севером Канады (с превышением нормы более 30 %). В итоге в феврале 2010 г. уровень ОСО над большей частью Северного полушария оказался немного выше нормы (рис. 2). В феврале 2011 г. произошло углубление атлантической ложбины ОСО к полюсу; над большей частью Северного полушария сформировалась **обширная область дефицита ОСО** (за исключением Средней Азии, где было на 15–20 % больше нормы).

В стратосфере (и.п. 30 гПа) климатическое положение центра стратосферного циклона – над севером Гренландии; в 2011 г. он располагался между Гренландией и Таймыром и, имея компактную конфигурацию, был на 30 дам глубже обычного. При этом, тихоокеанский антициклон занимал обычное положение (рис. 2). На и.п. 300 гПа в феврале 2011 г. наблюдалось два циклонических центра с отходящими на Дальний Восток и на восток Канады обширными ложбинами.

В 2010 г. в феврале и.п. 30 гПа находилась над Арктикой почти на 130 дам выше нормы; отрог тихоокеанского антициклона, нарушив обычную квазиконцентрическую форму зимнего стратосферного вихря, распространился почти до Северного полюса. Свообразным оказалось и то, что в нижней стратосфере образовалось три замкнутых вихря - над центральной Сибирью, Скандинавией и над севером Канады. Оси отдельных вихрей (нижняя стратосфера – верхняя тропосфера) были практически вертикальными и, как видно на рис. 2, располагались вблизи максимумов ОСО. И здесь заметим, что циркуляция в многоцентровом

циклоне препятствует изоляции воздушной массы в центральной части ЦПВ, создавая благоприятные условия для межширотного обмена озоном и пополнения ЦПВ насыщенным озоном воздухом.

Март – месяц годового максимума ОСО в Северном полушарии. В поле ОСО имеется два очага максимума (475–500 е.Д.): обширный – на Дальнем Востоке, немного меньше по площади – над Канадским архипелагом. Атлантическая ложбина ОСО практически отсутствует. В 2010 г. на большей части существенных аномалий в поле ОСО не наблюдалось: на фоне небольшой положительной аномалии в Северном полушарии две небольшие области отрицательной аномалии были над Средиземным морем и севером Тихого океана. В марте 2011 г. поле ОСО резко отличается от предыдущего года и климатического поля (рис. 3). Практически вся территория севернее 45° с.ш., за исключением Канады, оказалась в зоне отрицательных аномалий ОСО, и, соответственно, самые значительные по величине (ниже нормы на 25–40 %) и охвату территории аномалии наблюдались над российским сектором Арктики и севером Сибири. Например, на Северном полюсе средняя за март величина ОСО составила около 300 е.Д. вместо климатической 425 е.Д.

В марте 2011 г. в нижней стратосфере арктический циклон приобрел чрезвычайно компактную форму, его центр находился в околополюсном регионе со смещением к Шпицбергену и северу Гренландии и был необычно глубоким. В поясе 60–80° с.ш. наблюдались очень большие градиенты давления. Тихоокеанский антициклон распространился на западе океана в более северные, по сравнению с нормой, широты. Центр стратосферного циклона практически совпал с главным центром циклона в **верхней тропосфере**, указывая на вертикальную ось вихря. Отметим, что и.п. 300 гПа так же, как и и.п. 30 гПа, примерно на 100 дам была ниже «нормы».

В 2010 г. в марте, как и апреле, по интенсивности и расположению стратосферный циклон и уровень ОСО были близкими к «норме».

В апреле 2011 г. образовавшаяся в марте зона дефицита ОСО сократилась в размерах за счет адвекции озона в полярные районы Западного полушария; но в районе Таймыра сохранялась зона самых низких величин ОСО (рис. 4). В ареале отрицательных месячных аномалий ОСО оказались вся Европа и азиатская часть России севернее 40° с.ш.; при этом зона большого дефицита ОСО (до 25–30 %) заняла территорию от Архангельска до Якутска и от Екатеринбурга до Диксона.

На климатических картах барической топографии в **нижней стратосфере** (и.п. 30 гПа) центр стратосферного циклона в апреле находится над Таймыром, а в **верхней тропосфере** (и.п. 300 гПа) над полярными районами – двухцентровая депрессия с локальными центрами над Таймыром и севером Канады. **В апреле 2011 г.** центр **стратосферного циклона**, по

сравнению с климатом, оказался глубже почти на 40 дам и смещенным вглубь материка. Смещение стратосферного циклона в Сибирь сопровождалось установлением над полярными широтами всего западного полушария обширного и малоградиентного тихоокеанского стратосферного антициклона (и.п. 30 гПа).

Стратосферный циклон над Таймыром прослеживался до высот верхней тропосферы, именно здесь дефицит ОСО был максимальным и составил около 35% от нормы. Ось полярного вихря в слое 30-300 гПа была почти вертикальной со слабым наклоном на юг. В **верхней тропосфере** (и.п. 300 гПа) под стратосферным антициклоном на севере Канады и в Гренландии наблюдалось мощное циклоническое возмущение (в центре его и.п. 300 гПа опустилась до высоты 840 дам) и соответствующий ему максимум ОСО (450-475 е.Д.).

В апреле 2010 г. центр **стратосферного циклона** располагался над акваторией Норвежского моря (с минимумом на и.п. 30 гПа 2320 дам); в этом же районе наблюдалась наибольшая по полушарию, но незначительная отрицательная аномалия ОСО (до 15 %). В **верхней тропосфере** центр циклона был около полюса, вертикальная ось стратосферного циклона имела небольшой наклон на юг. Ложбинам стратосферного циклона, направленным на северо-восток Канады, в Сибирь и Дальний Восток, соответствовали повышенные уровни ОСО (на 10–15 % выше нормы).

Особенности температуры в нижней стратосфере

В январе 2010 и 2011 гг. поля температуры на и.п. 30 гПа имели очень похожую конфигурацию: очаг холода (ниже $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$) находился между Гренландией, Скандинавией и Новой Землей, область более теплого воздуха (выше $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$) располагалась от Байкала до Алеутских островов. На рис. 5 показана средняя за первые пять дней температура на и.п. 30 гПа в феврале–апреле 2010 и 2011 гг. Видно, что уже в начале февраля 2011 г. нижняя стратосфера была холоднее, чем в 2010 г.; что (как и по средним многолетним данным) наблюдалась хорошо выраженная термическая асимметрия циркумполярного вихря (рис. 2 и рис. 5).

Отметим характерную динамику температуры в центре стратосферного холода на и.п. 30 гПа: в 2011 г. в январе там было $-82\text{ }^{\circ}\text{C}$, в начале февраля и марта $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$, в первые дни апреля $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$. В 2010 г. январь и февраль по минимальной температуре были близки к 2011 г. (-82° и -78° соответственно), но в марте 2010 г. в полярных районах было теплее, чем в 2011 г., на $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (-66°), в первые дни апреля – на $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5).

В целом в марте и апреле 2011 г. нижняя стратосфера оказалась холоднее обычной– и внутри ЦПВ, и в антициклоне [12–15]. Первые признаки стратосферного потепления появились только в конце марта, которое началось с повышения температуры над северо-

востоком Азии. Потоки теплого воздуха устремились к Гренландии через полярные районы; вблизи Северного полюса температура в самые первые дни апреля повысилась примерно на 30 °С, над севером Атлантики и Европы – на 15–20 °С (рис. 5). Апрельское потепление стратосферы в Арктике сопровождалось смещением на материк холодного ЦПВ; его разрушение произошло примерно в середине апреля над Якутией.

Особенности термической структуры ЦПВ

С циркумполярным вихрем связывают область истощения озонового слоя вследствие процессов химического разрушения озона в гетерогенных реакциях при температуре ниже –78 °С [16]. В холодной зимне-весенней стратосфере 2011 г. при изоляции вихря именно эти процессы, как указывается во многих научных публикациях, вызвали появление значительных аномалий ОСО в Арктическом бассейне и в Сибири [1, 3, 13–15]. По-видимому, эффект уменьшения озонового слоя происходит за счет деструкции озона в довольно ограниченных слоях стратосферы. Есть ссылки на существование слоистых структур в озоносфере. Так, например, многолетние измерения вертикальных профилей озона (ВПО) в стратосфере над Москвой позволили выделить типовые профили отношения смеси озона: а) с максимумом озона в слое 35–40 км, б) с максимумом, смещенным на высоту 30 км, в) с двумя локальными максимумами на высотах 40–45 км и примерно на 30 км [6].

В соответствии с современными представлениями, ЦПВ является составной частью стратосферного (зимнего) циклона [<http://www.vets.ucar.edu/vg/PV/index.shtml>], границы его определяются струйными течениями, которые служат своего рода препятствием для попадания внутрь ЦПВ теплого и насыщенного озоном воздуха. При ослаблении в атмосфере волновой деятельности происходит изоляция ЦПВ. Рис. 6, построенный по данным дрейфующей станции СП–38 (80° с. ш., 177° з. д.) [15], дает представление о ВПО и температуре в стратосфере на разных стадиях развития ЦПВ: 25 января – на стадии его углубления, 20 марта (самые большие потери озона в слое 13–20 км) – в центре достигшего максимального развития ЦПВ, 7 апреля («нормальный» восстановленный профиль озона) – после смещения ЦПВ в Сибирь.

В период выхода ЦПВ на материк, по данным радиозондирования, 1, 5 и 10 апреля 2011 г. проанализированы изменения температуры в пяти пунктах арктического региона: Салехард (67° с. ш., 67° в. д.), Диксон (74° с. ш., 80° в. д.), Челюскин (77° с. ш., 104° в. д.), Якутск (62° с. ш., 129° в. д.) и Кембридж Бей (69° с. ш., 105° з. д.).

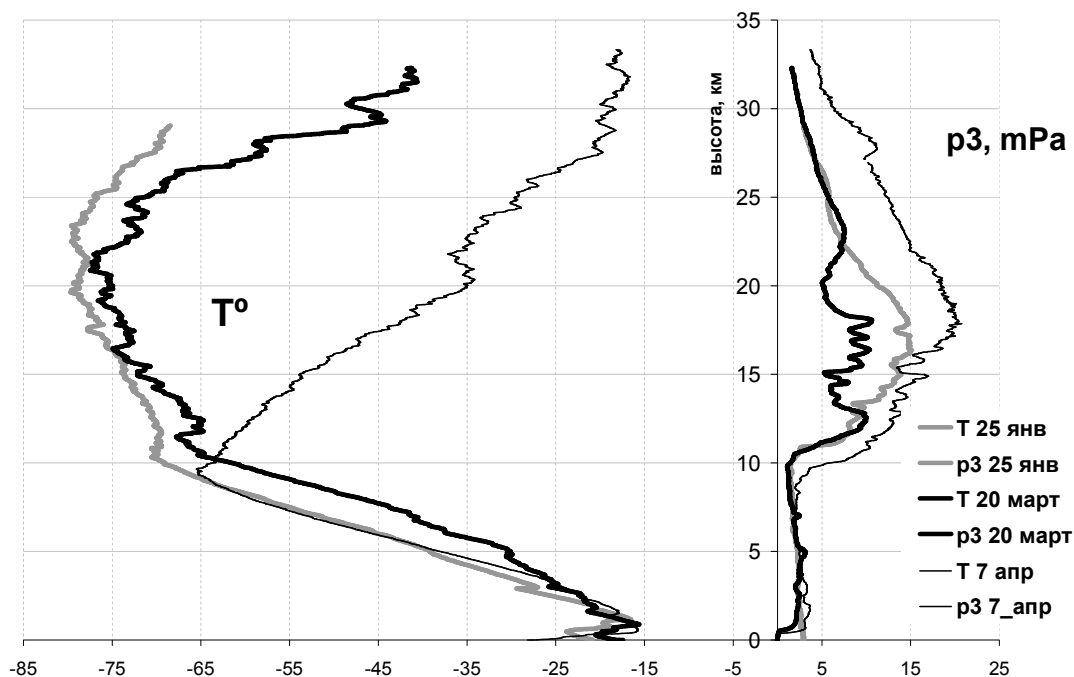


Рис. 6. Вертикальные профили парциального давления озона (p_3 , мПа) и температуры (T , °С) по данным измерений на дрейфующей станции СП-38 (80° с. ш., 177° з. д.) в 2011 г. [15].

1 апреля. На рис. 7 видно, что профили температуры до тропопаузы во всех пяти пунктах (внутри и вне ЦПВ) практически не отличаются, но в стратосфере имеются характерные отличия. Во-первых, внутри ЦПВ (Салехард, Диксон и Челюскин) с уровня тропопаузы продолжается понижение температуры, самым холодным (ниже -70 °C) является слой на высотах 15–20 км; выше 20 км отмечается быстрый рост температуры: при подъеме с 20 до 30 км в п.п. Челюскин и Диксон температура повышается почти на 50 °C (с -73 °C до -25 °C). Вне ЦПВ (Якутск и Кембридж Бей) температура в стратосфере с высотой практически не меняется.

5 апреля. Над Сибирью в ЦПВ уменьшились градиенты давления, он приобрел эллипсовидную форму и начал ослабевать. Возможно, деформации ЦПВ способствовал мощный заток теплого воздуха с юга Дальнего Востока. Как видно на рис. 7, в Якутске температура на высоте 20 км повысилась с -60 до -40 °C , в этот день профиль температуры уже резко отличается от профиля остававшегося вне ЦПВ Кембридж Бей. Очевидно, Якутск оказался под восходящей ветвью окаймляющего ЦПВ струйного течения. Над п.п. Челюскин и Диксон потеплело (примерно на 10 °C) в более высоком слое – на высотах 30–35 км.

Перемещение ЦПВ в Сибирь сопровождалось стратосферным похолоданием. В Якутске, который 10 апреля оказался в центре ЦПВ (рис. 7), в слое 10–25 км температура понизилась почти на 20 °C , в нижней стратосфере здесь наблюдалась самая низкая из пяти пунктов температура (ниже -70 °C между 10 и 20 км), при этом на высотах 25–30 км температура

воздуха повысилась на 15–20 °С. Отдельно отметим, что и над Челюскиным, и над Диксоном, которые еще оставались внутри ЦПВ, температура в средней стратосфере была на 40–50 °С выше, чем в слое 15–20 км. Очевидно, именно в этом, нижнестратосферном, слое при самой низкой температуре в стратосфере продолжалось интенсивное разрушение озона, т.е. именно динамические и химические процессы поддерживали наблюдавшийся в регионе значительный дефицит ОСО в первые числа апреля 2011 г.

Выводы

Признаки весеннего дефицита ОСО в арктических районах в 2011 г. появились уже в феврале, выражались в интенсивном углублении ЦПВ. В марте тихоокеанский стратосферный антициклон переместился в более северные, по сравнению с климатом, широты; полярный вихрь в нижней стратосфере приобрел чрезвычайно компактную форму, практически с вертикальной осью, он был необычно глубоким (и.п. 30 и 300 гПа примерно на 100 дам ниже нормы).

В марте нижняя стратосфера была холоднее обычного и внутри ЦПВ, и в антициклоне. Первые признаки стратосферного потепления, связанные с ним разрушение ЦПВ и адвекция озона в полярные широты появились только в конце марта.

ЦПВ имеет термическую неоднородность; при переходе из центральной части на периферию ЦПВ и наоборот за несколько суток температура в нижней стратосфере может изменяться более, чем на 40 °С. Внутри ЦПВ в рассмотренных эпизодах в 2011 г. тропопауза находилась на высотах от 8 до 10 км. Границы ЦПВ совпадают с внешними границами области дефицита ОСО.

Поскольку чаще всего в слое 15–20 км наблюдается температура, способствующая истощению озонового слоя (ниже –70 °С), прогнозирование метеорологических характеристик в нижней стратосфере на основе численных моделей атмосферы позволяет заблаговременно предсказывать возможность образования дефицита ОСО в весенний период.

Список использованных источников

1. *Баженов О.Е., Бурлаков В.Д.* Аномальное понижение уровня общего содержания озона над Томском и северной территорией России в марте-апреле 2011 г. // *Оптика атмосферы и океана.* – 2011. – Т. 24. – № 10. – С. 915–919.
2. *Звягинцев А.М., Иванова Н.С., Крученицкий Г.М.* Содержание озона над территорией Российской Федерации в 2010 г. // *Метеорология и гидрология.* – 2011. – № 2. – С. 116–121.
3. *Звягинцев А.М., Иванова Н.С., Крученицкий Г.М., Губарчук И.В., Кузнецов Г.И.* Содержание озона над территорией Российской Федерации в 2011 г. // *Метеорология и гидрология.* – 2012. – № 3. – С. 112–118.

4. Звягинцев А.М., Ананьев Л.Б., Артамонова А.А. Изменчивость общего содержания озона над территорией России в 1973–2008 гг. // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23. – № 3. – С. 190–195.
5. Мохов И.И. Особенности формирования летней жары 2010 г. на Европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47. – № 6. – С. 709–737.
6. Соломонов С.В., Гайкович К.П., Кропоткина Е.П., Розанов С.Б., Лукин А.Н., Игнатъев А.Н. Дистанционное зондирование атмосферного озона на миллиметровых волнах // Известия вузов. Радиофизика. – 2011. – Т. LIV. – № 2. – С.113–122.
7. Титова Е.А., Кароль И.Л., Шаламянский А.М., Клягина Л.П., Соломатникова А.А. Статистический анализ и сравнение эффектов внешних факторов, влияющих на поле общего содержания озона над территорией России в 1973–2007 гг. // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 7. – С. 48–64.
8. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–18.
9. Arnone E., Castelli E., Papandrea E., Carlotti M., Dinelli B.M. Total depletion of ozone reached in the 2010–2011 Arctic winter as observed by MIPAS/ENVISAT using a 2-D tomographic approach // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2011. – V. 11. – P. 33191–33227.
10. Balis, D., I. S. A. Isaksen C. Zerefos I., et al. Observed and modelled record ozone decline over the Arctic during winter/spring 2011 // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, – L23801. – doi:10.1029/2011GL049259.
11. Harris N.R.P., Kyro E., Staehelin J., et al. Ozone trends at northern mid- and high latitudes – a European perspective // Ann. Geophys. – 2008. – V. 26. – No. 5. – P. 1207–1220.
12. Hurwitz M.M., Newman P.A., Garfinkel C.I. The Arctic vortex in March 2011: a dynamical perspective // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – V. 11. – No. 23. – P. 11447–11453.
13. Kuttippurath J., Godin-Beekmann S., Lefevre F., Nikulin G., Santee M.L., Froidevaux L. Record-breaking ozone loss in the Arctic winter 2010/2011: comparison with 1996/1997 // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2012. – V. 12. – P. 6877–6908.
14. Lindenmaier R., Strong K., Batchelor R.L., et al. Unusually low ozone, HCl, and HNO₃ column measurements at Eureka, Canada during winter/spring 2011 // Atmos. Chem. Phys. Discuss. – 2012. – V. 12. – P. 1053–1092.
15. Manney G.L., Santee M.L., Rex M., et al. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 // Nature. – 2011. – V. 478. – P. 469–475.
16. WMO Ozone Report No. 52. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. – WMO: Geneva, 2011. – 438 p.

Поступила в редакцию 10.05.2012 г.

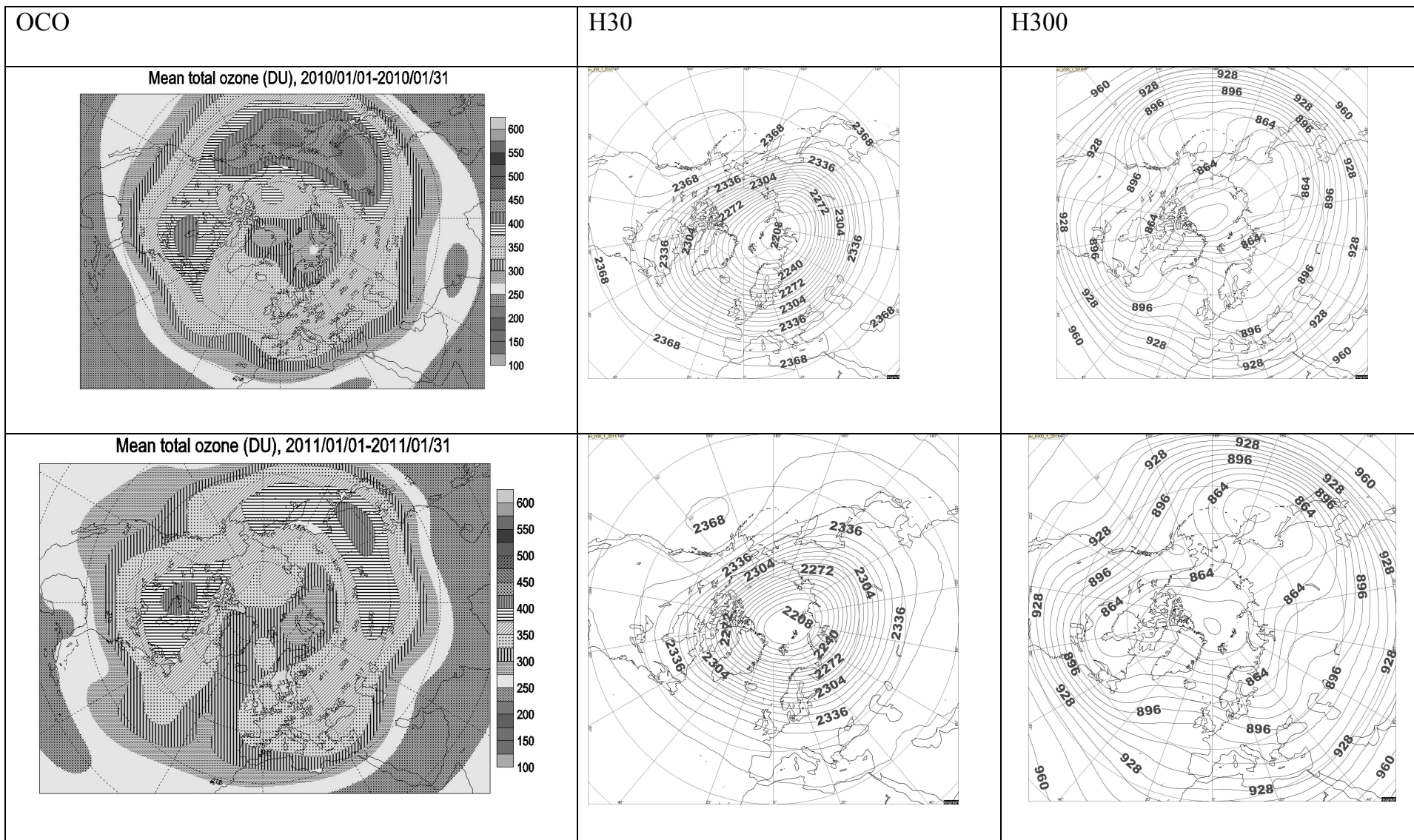
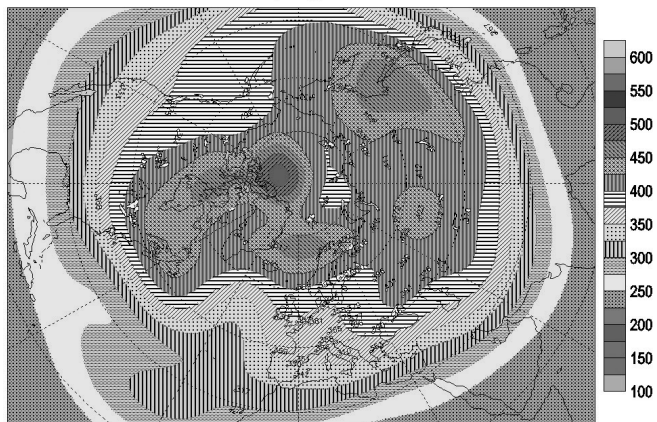


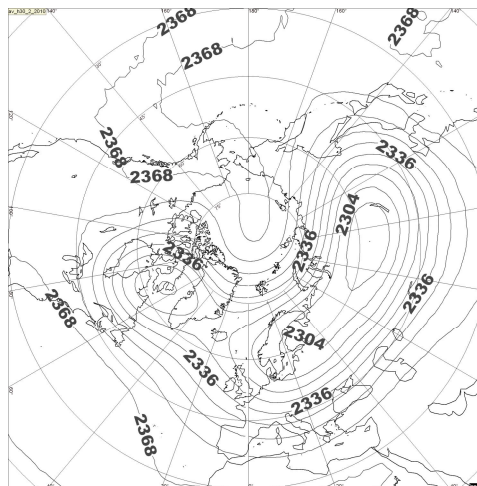
Рис. 1. Общее содержание озона (е.Д.) – слева; средний за месяц геопотенциал на и.п. 30 гПа (дам) – в центре; средний за месяц геопотенциал (дам) на и.п. 300 гПа – справа. Январь 2010 года (вверху), январь 2011 года (внизу).

OCO

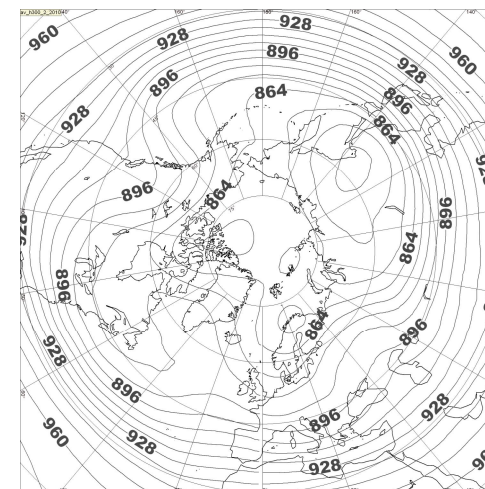
Mean total ozone (DU), 2010/02/01-2010/02/28



H30



H300



Mean total ozone (DU), 2011/02/01-2011/02/28

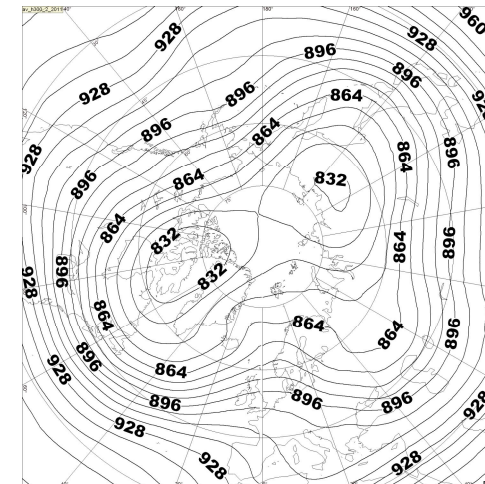
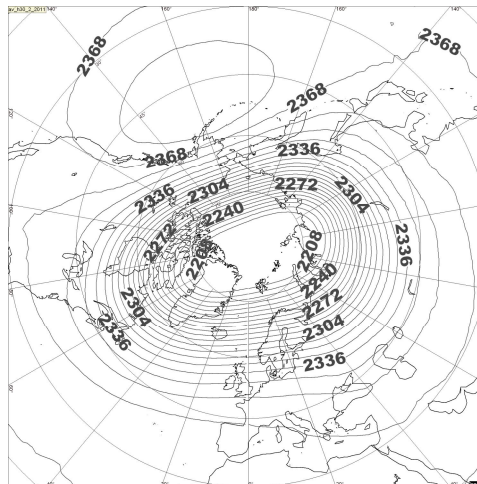
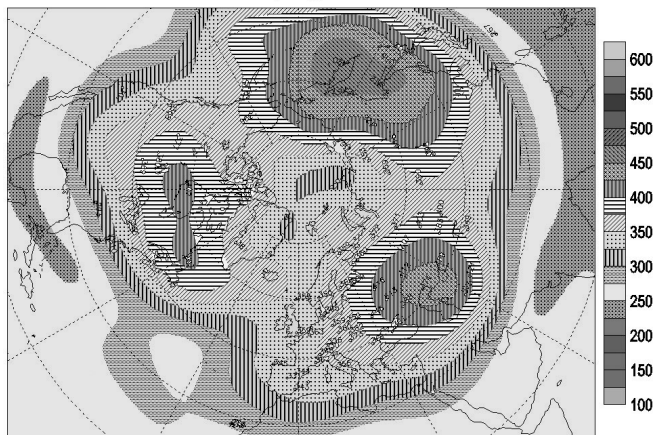
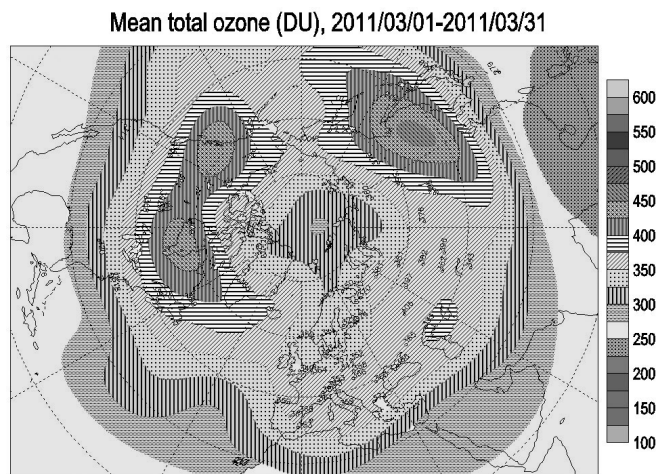
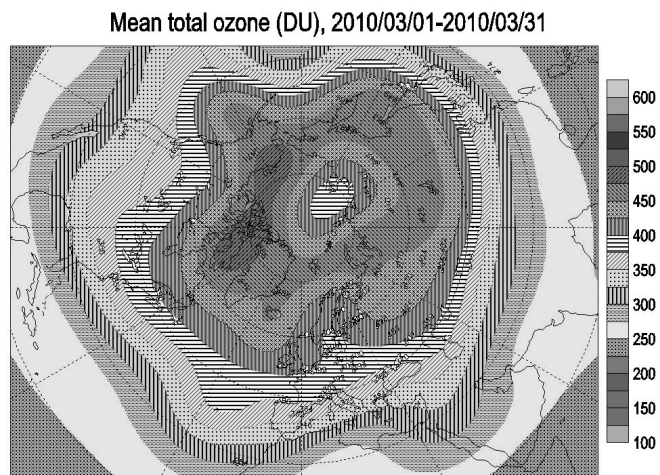
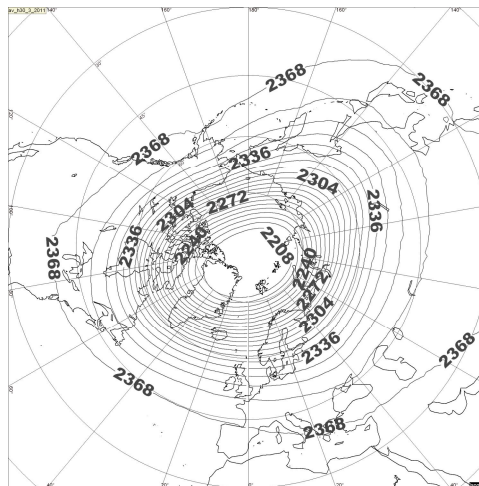
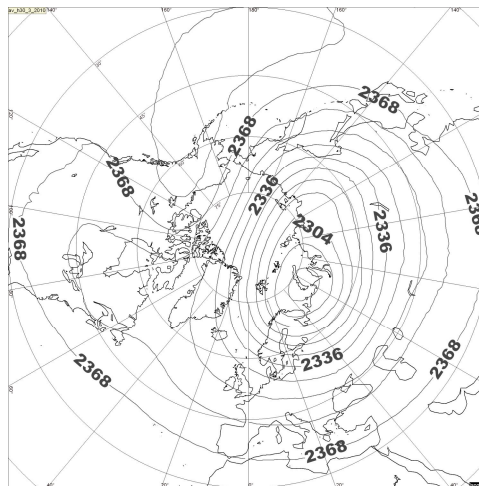


Рис. 2. То же, что на рис. 1. Февраль.

OCO



H30



H300

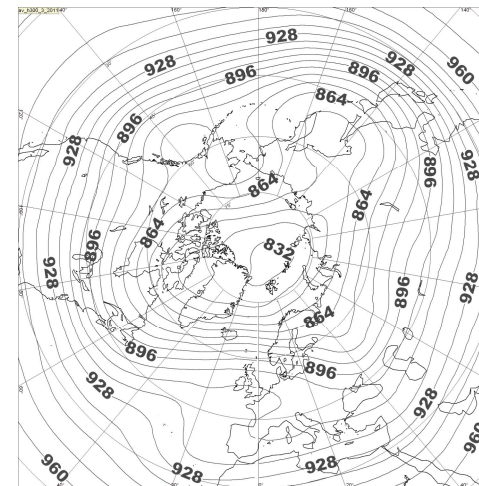
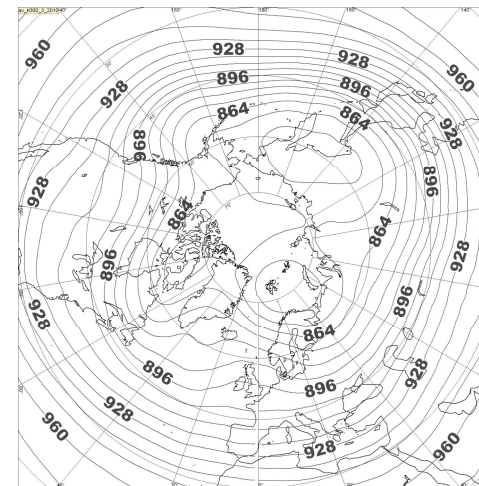
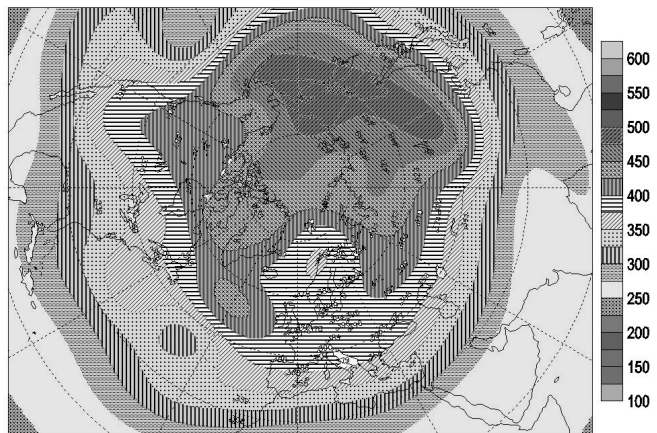


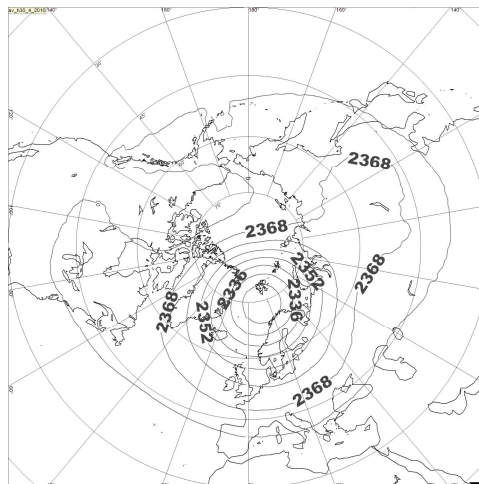
Рис. 3. То же, что на рис. 1. Март.

OCO

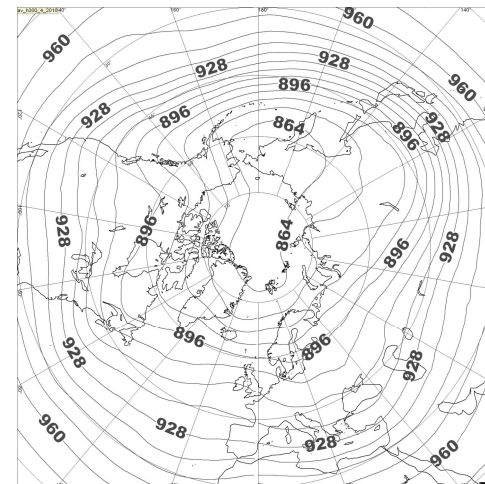
Mean total ozone (DU), 2010/04/01-2010/04/30



H30



H300



Mean total ozone (DU), 2011/04/01-2011/04/30

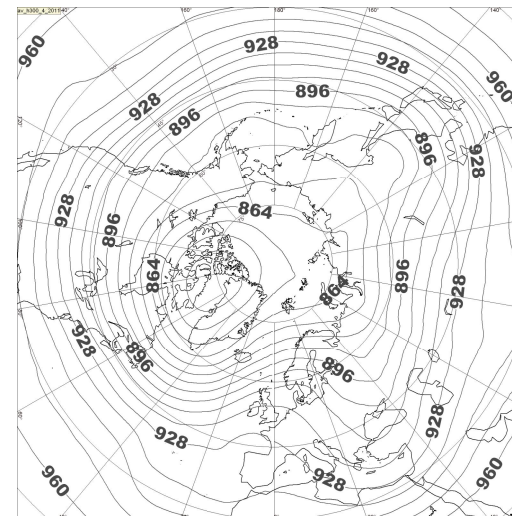
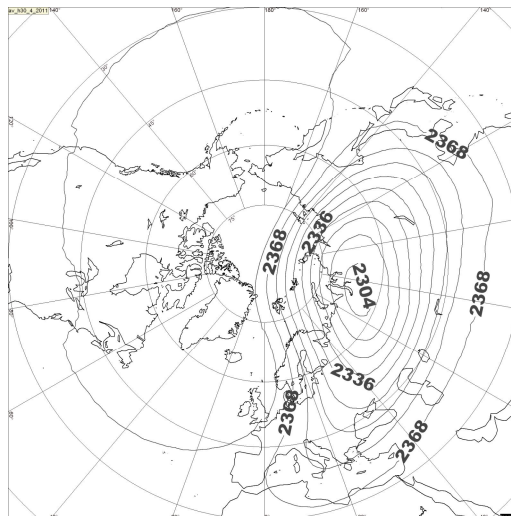
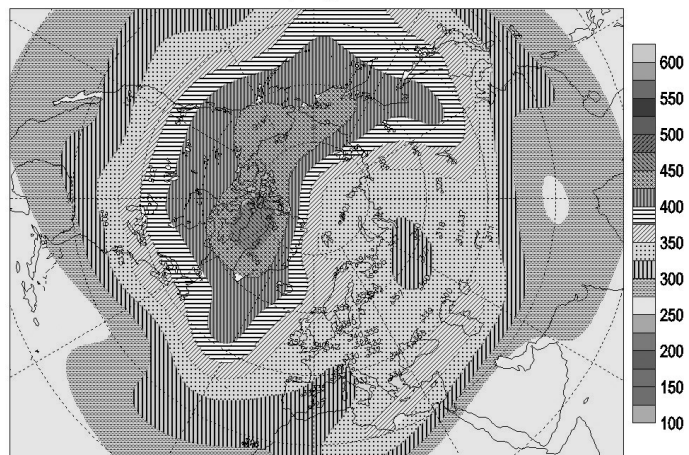
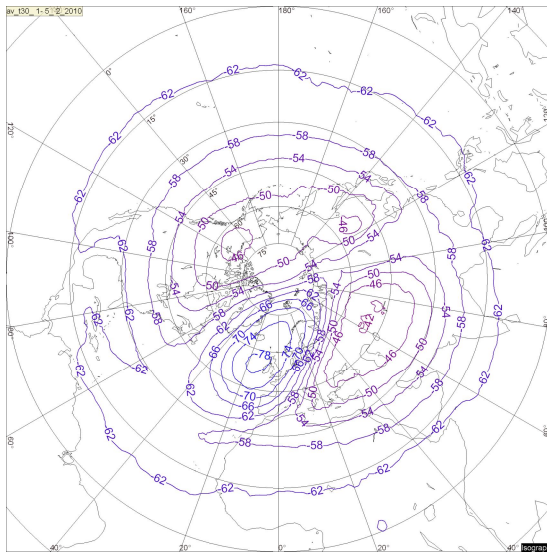
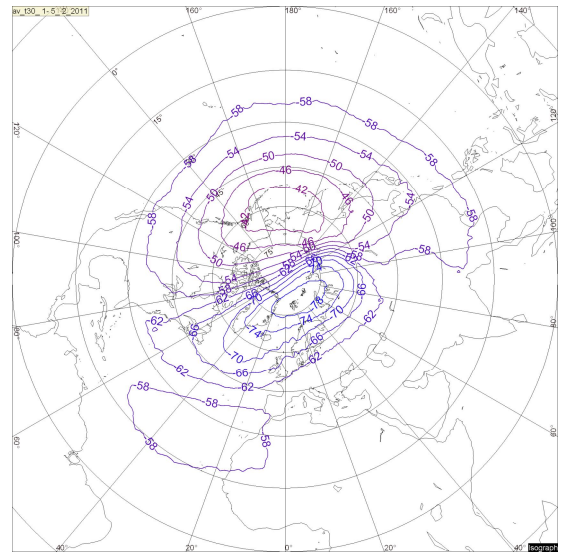


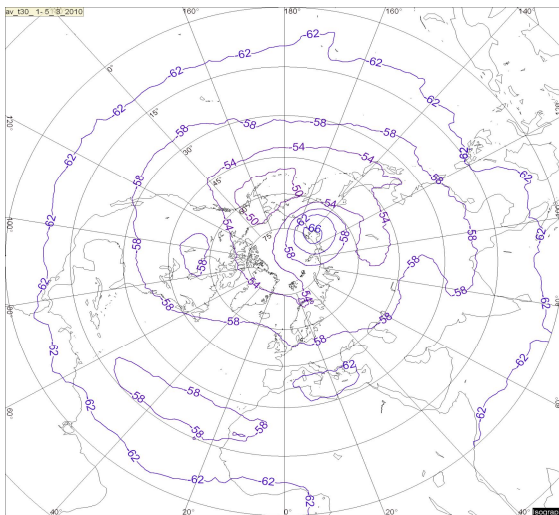
Рис. 4. То же, что на рис. 1. Апрель.



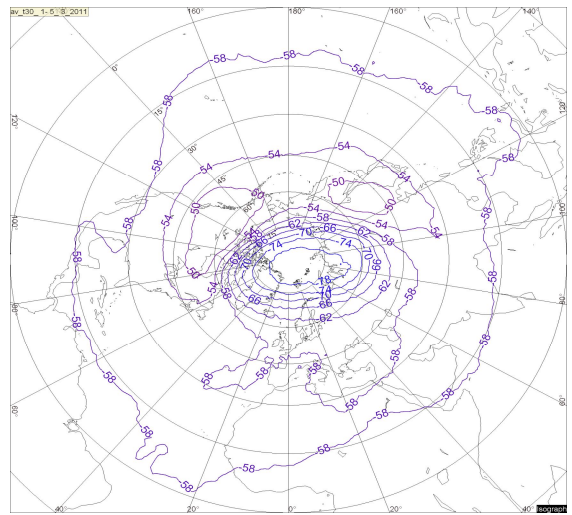
1–5 февраля 2010 г.



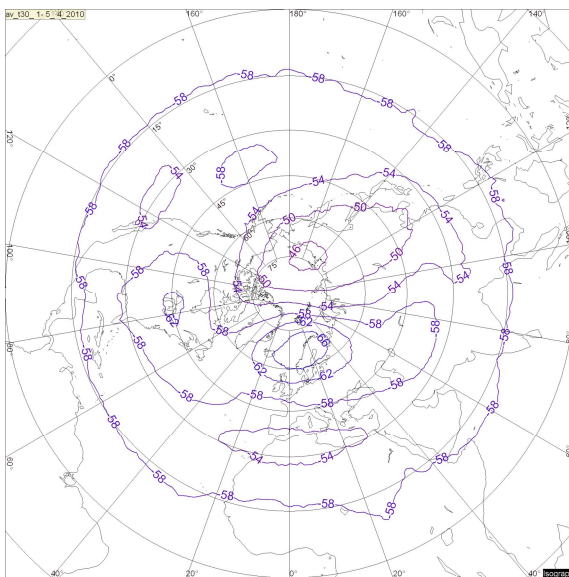
1–5 февраля 2011 г.



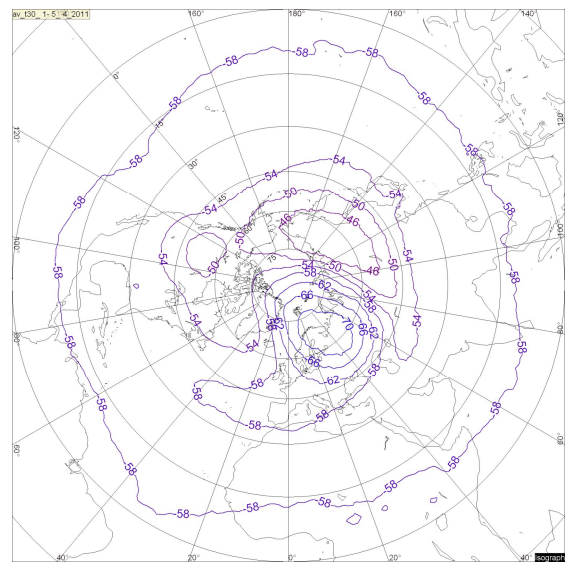
1–5 марта 2010 г.



1–5 марта 2011 г.

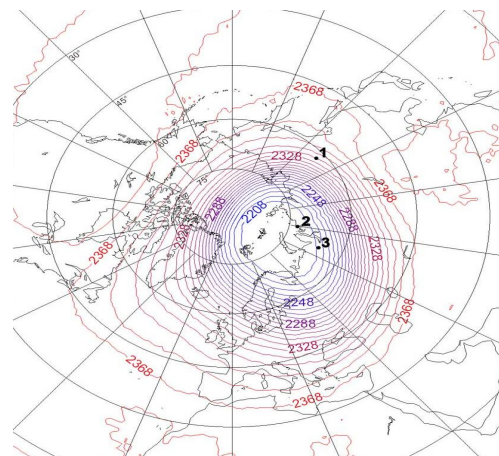
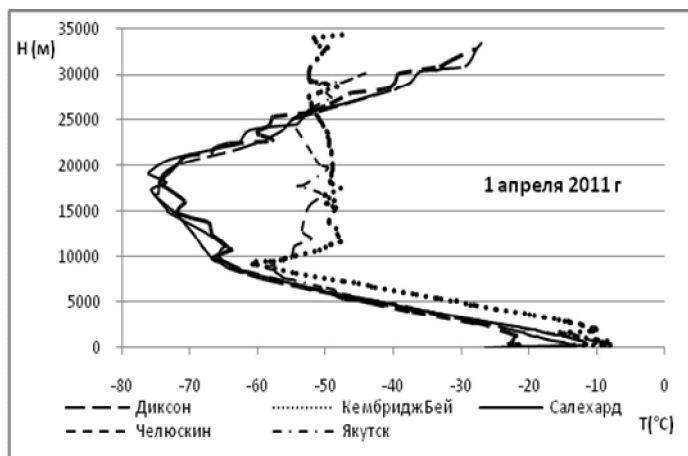


1–5 апреля 2010 г.

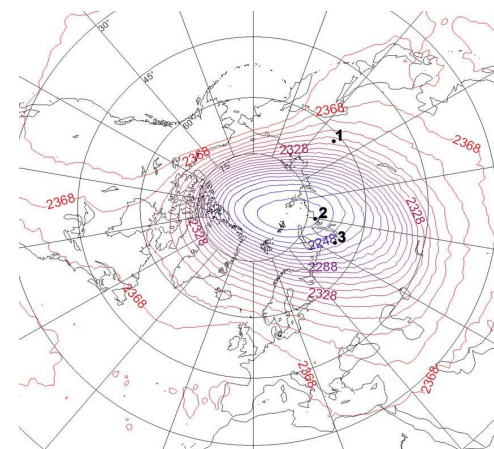
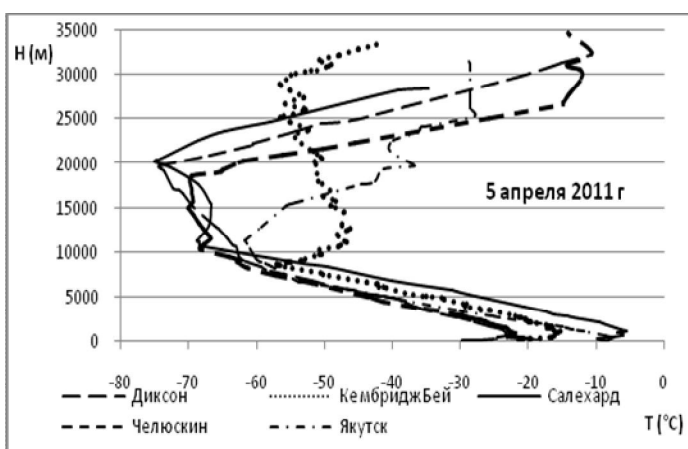


1–5 апреля 2011 г.

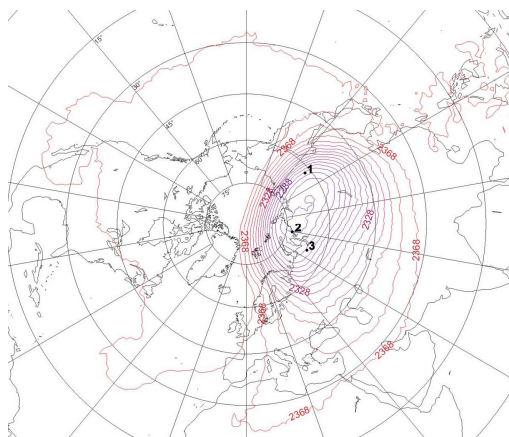
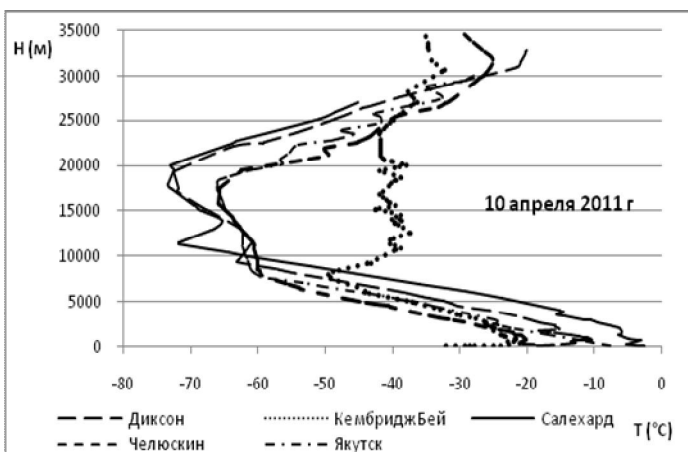
Рис. 5. Средняя (пентадная) температура на и.п. 30 гПа в феврале–апреле 2010 и 2011 гг.



1 апреля 2011 г.



5 апреля 2011 г.



10 апреля 2011 г.

Рис. 7. Вертикальные профили температуры по данным радиозондирования в п.п. Якутск, Диксон, Салехард, Челюскин и Кембридж-бей (слева) и поле геопотенциала и.п. 30 гПа 1, 5 и 10 апреля 2011 г. Отмечены цифрами Якутск (1), Диксон (2) и Салехард (3).

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ЛИНИЯ СИСТЕМЫ КРАТКОСРОЧНЫХ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ОПЕРАТИВНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ COSMO-RU С ШАГОМ СЕТКИ 7 КМ

Г.С. Ривин, И.А. Розинкина, Д.В. Блинов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
Gdaly.Rivin@mecom.ru, Inna@mecom.ru, Denis_Blinov@mecom.ru*

Введение

Первая в мире оперативная негидростатическая прогностическая модель атмосферы LM с шагом сетки 7 км была разработана и 1 декабря 1999 года внедрена в оперативную практику в Немецкой службе погоды [11]. В феврале 2007 года, в соответствии с решением Управляющего комитета Консорциума COSMO о принятии России в состав консорциума в качестве ассоциированного члена, Гидрометцентру России были предоставлены исходные коды на языках программирования Фортран 90 и Си этой модели (версия 3.21 от 4 декабря 2006 г.) и коды препроцессинга (версии 1.4 от 4 января 2006 г.). В июле 2007 года Немецкая служба погоды на регулярной основе начала передавать в ММЦ «Москва» информацию о начальных и граничных условиях для модели COSMO (по решению Управляющего комитета консорциума в настоящее время так называется модель LM) по данным прогноза по глобальной модели атмосферы GME [10]. Первоначальное освоение и запуск модели COSMO были проведены в мае–октябре 2007 года. Описание современной версии модели COSMO приведено в [9].

В декабре 2007 года появилась возможность работы на одном 8-ядерном узле (узел содержал два 64-битовых процессора Intel Xeon 5345, каждый процессор имел 4 ядра; оперативная память 32 Гб). Указанные ограниченные вычислительные ресурсы позволили реализовать версию модели COSMO-RU только с разрешением 14 км и только для Европейской территории России, способную работать в оперативном режиме со временем готовности продукции, удовлетворительным для синоптиков для утреннего составления прогнозов погоды. Время счета прогноза погоды с заблаговременностью 78 ч с помощью модели COSMO-RU для сетки 168×300×40 с шагом 14 км на указанном выше узле с 8 ядрами и 1×8-декомпозиции области интегрирования составляло 3 ч 35 мин.

Тем не менее реализация такого пилотного варианта позволила:

- подготовить и реализовать технологическую цепочку оперативного прогноза в рамках инфраструктуры оперативных технологий ФГБУ «Гидрометцентр России»;
- начать работы по анализу успешности и изучению специфики продукции мезомасштабного численного прогноза;
- предоставить синоптикам реалистичную прогностическую информацию относительно развития синоптических образований и связанных с ними погодных явлений на временных масштабах до 3 суток.

Вычисление прогнозов производилось два раза в сутки, результаты интегрирования размещались в циклических пользовательских базах данных (технология отдела систем информационного обеспечения ФГБУ «Гидрометцентр России») с возможностью независимого архивирования исходной и результирующей информации в виде GRIB-файлов. Пользовательские базы данных содержали информацию как на расчетной сферической сетке (14×14 км) со сдвинутым географическим полюсом, так и (после интерполяции) на регулярной сетке 0,25×0,25°. Визуализация полей для прогнозистов (а также для исследований) производилась графическим пакетом «Изограф» [1], который для этой цели был дополнительно адаптирован для полей модели COSMO-RU.

Строго говоря, это был предварительный вариант технологии мезомасштабного прогноза COSMO-RU, поскольку учет негидростатичности возможен только при использовании шага сетки, меньшего 10 км. Реализация такого негидростатического варианта модели стала возможной только после появления и освоения во второй половине 2009 года новой суперкомпьютерной техники, поступившей в Росгидромет.

Первые же эксперименты на суперкомпьютере SGI Altix4700, установленном в ММЦ «Москва», показали, что на сетке 168×300×40 с той же декомпозицией области решения в два раза уменьшилось время счета прогноза на 78 ч, а при использовании 512 ядер с 8×64-декомпозицией области интегрирования время счета прогноза на 78 ч стало равным примерно 3,5 мин, т.е. есть уменьшилось более чем в 60 раз.

Это позволило не только уменьшить в два раза шаг сетки и тем самым начать прогнозирование негидростатических процессов, но и в два раза увеличить область интегрирования (см. рис. 1). Заметим, что в этих экспериментах использовались версия 4.2 модели COSMO (от 5 декабря 2007 г.) и версия 1.7 препроцессинга (от 23 ноября 2007 г.).

В результате, начиная с сентября 2009 г., в ФГБУ «Гидрометцентр России» на высокопроизводительной ЭВМ SGI Altix4700 функционирует технология выпуска мезомасштабных гидродинамических прогнозов погоды по территории Центральной и Восточной Европы, Европейской территории России – COSMO-RU07, по Уралу и части Западной Сибири (рис. 1) – на базе негидростатической модели COSMO [3, 4].

По правилам консорциума, в который Росгидромет вошел в качестве полноправного члена в сентябре 2009 г., Немецкая служба погоды (DWD) предоставляет в оперативном режиме начальные и боковые условия из своей системы глобального моделирования, необходимые для интегрирования мезомасштабной модели. Примерно два раза в год происходит обновление версий модели COSMO с включениями новых алгоритмов и возможностей.

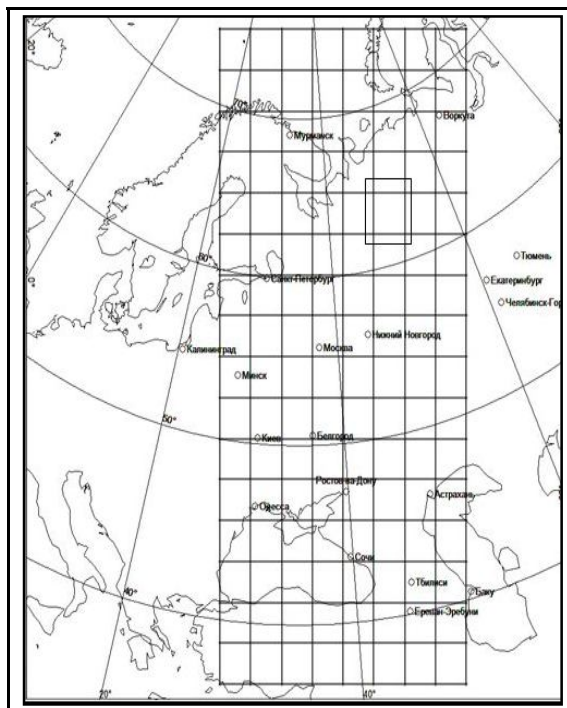


Рис. 1. Область интегрирования модели COSMO-RU07 для сетки $700 \times 620 \times 40$ с шагом 7 км; внутри ее показана область прогноза для сетки $168 \times 300 \times 40$ с шагом 14 км с нанесенной ее декомпозицией на 8×16 подобластей.

Оперативные испытания технологии COSMO-RU07 проведены в ФГБУ «Гидрометцентр России» [6] по существующим в настоящее время нормативам оценок численных и общего

назначения прогнозов погоды для теплого (с 1 мая по 30 сентября 2010 г.) и холодного (с 1 октября 2010 г. по 25 марта 2011 года) периодов. Рассмотрев результаты оперативных испытаний на своем заседании от 13 апреля 2011 года, ЦМКП рекомендовала ФГБУ «Гидрометцентр России» [5]:

- внедрить в оперативную практику в качестве базовой модель COSMO-RU07 для численного прогнозирования следующих метеорологических величин (полей и метеограмм): осадков, температуры и влажности воздуха, фонового приземного ветра;

- подготовить технологию распространения прогностической продукции модели COSMO-RU07 в прогностические подразделения УГМС/ЦГМС Европейской территории России [2].

В настоящее время система краткосрочного прогноза погоды COSMO-RU07 использует версию 4.21 модели COSMO (от 6 декабря 2011 г.) и версию 1.18 препроцессинга (от 11 марта 2011 г.). В конце 2012 г. предполагается внедрение версии 5 модели COSMO.

1. Состав системы COSMO-RU07

Система краткосрочного негидростатического прогноза погоды COSMO-RU07 содержит:

- блок препроцессинга, содержащий модуль INT2LM подготовки начальных и боковых условий по прогностическим данным, полученным по материнской модели (глобальной или для ограниченной территории);
- блок прогноза погоды, который содержит модули совместной модели атмосферы и деятельного слоя подстилающей поверхности;
- блок постпроцессинга, который в настоящее время включает в себя модули визуализации и распространения прогностической информации [2].

Совместная модель атмосферы и деятельного слоя подстилающей поверхности содержит следующие подблоки:

- усвоения метеорологических данных (содержит обработку данных синоптических, аэрологических, спутниковых и радарных наблюдений и их численный анализ);
- динамический (в него входят модули решения уравнений движения и переноса тепла);
- физический (содержит модули описания процессов в облаках, радиационных процессов, влажной конвекции и процессов в почве);

- химический (содержит модули описания переноса трассеров и происходящих при этом химических реакциях);

- диагностический (содержит модули представления результатов прогноза и диагноза).

Наиболее соответствующей для описания системы атмосфера–океан–суша является сферическая система координат. В окрестности экватора соседние узлы сетки с одинаковыми заданными в радианах шагами по меридианам и параллелям будут практически равноудалены друг от друга. Например, для $(-\pi/9 \leq \varphi \leq \pi/9)$ измеренное в единицах длины (например в метрах) отклонение шага сетки на широте $-\pi/9$ (20°) от шага сетки на экваторе равно 6 %. По мере приближения к полюсу это свойство ухудшается. Например, уже на широте Москвы такое отклонение равно 43 %, поэтому на широте Москвы ячейка сетки $0,0625 \times 0,0625^\circ$ имеет стороны 4×7 км, а $0,02 \times 0,02^\circ$ – $1,3 \times 2,2$ км.

По этой причине в модели COSMO вместо географической сферической системы координат $(\lambda_g, \varphi_g, r)$ используется сферическая система координат $(\lambda, \varphi, \zeta)$, в которой вместо привычного географического Северного полюса используется отличная от него точка, выбираемая так, чтобы в такой сдвинутой сферической системе координат экватор проходил через центральную точку области интегрирования (например через Москву). Здесь λ_g – географическая долгота ($0 \leq \lambda_g \leq 2\pi$, положительное направление восточное), φ_g – широта ($-0,5\pi \leq \varphi \leq 0,5\pi$, положительное направление северное) и r – расстояние от начала координат, совпадающего с центром Земли.

В качестве Северного полюса в сдвинутой сферической системе координат модели COSMO-RU07 выбрана точка $(\lambda_g^N = -145^\circ, \varphi_g^N = 35^\circ)$.

2. Начальные данные для системы COSMO-RU07

Начальные данные можно разделить на три группы:

- внешние параметры;
- характеристики почвы и поверхности;
- метеорологические величины.

2.1. Внешние параметры

Для расчета прогноза необходимы данные о характеристиках нижней границы, а также о некоторых фоновых полях. Далее приведен список и идентификаторы полей, либо содержащихся в отдельном файле, соответствующем определенной области, либо рассчитываемых непосредственно программой int2cm:

1. Постоянные внешние параметры:
 - HSURF Высота подстилающей поверхности.
 - FIS (или) Геопотенциал подстилающей поверхности.
 - FR_LAND Доля суши в ячейке (суша=1; море=0).
 - SOILTYP Тип почвы в ячейке.
 - ZO Параметр шероховатости.
2. Внешние параметры для озер:
 - FR_LAKE Доля ячейки, занятая водной поверхностью.
 - DEPTH_LK Средняя глубина озера в ячейке.
В настоящее время информация об озерах доступна только для территории Германии. В модели COSMO-RU учет озер отключен. Однако наличие крупных водоемов (крупные озера, водохранилища) учитывается в параметре FR_LAND.
3. Характеристики растительности:
 - PLCOV Покрытие ячейки растительностью.
 - LAI Индекс площади листьев.
 - ROOTDP Глубина корней.
Для этих параметров программа int2cm генерирует поля, соответствующие дню и времени года. Обычно исходными являются два поля – для вегетационного периода и для остального времени.
4. Доля лесной растительности:
 - FOR_E Доля ячейки, покрытая вечнозеленым лесом.
 - FOR_D Доля ячейки, покрытая лиственным лесом.Эти параметры являются необязательными.
5. Содержание озона:
 - VIO3 Содержание озона в вертикальном столбе атмосферы
 - HMO3 Высота максимума содержания озона.
Эти поля не содержатся в исходных файлах и рассчитываются программой INT2LM в зависимости от дня года.

2.2. Характеристики почвы и поверхности

6. Обязательные характеристики поверхности:
 - T_SNOW Температура поверхности снега.
 - W_SNOW Содержание воды в снеге.
 - W_I Количество просачивающейся воды в снеге.
 - QV_S Удельное содержание водяного пара у поверхности.

- T_S Температура поверхности.
 При использовании схемы непрерывного усвоения данных эти характеристики обновляются каждые 6 часов, а температура поверхности для моря – каждые 24 часа.
7. Обязательные характеристики почвы (для многоуровневой модели почвы TERRA-MULTILAYER):
- T_SO Температура почвенных уровней.
 W_SO Влагосодержание почвенных уровней.
 FRESHSNW Индекс «свежести» снега.
 RHO_SNOW Прогностическая мощность снежного покрова.

2.3. Метеорологические величины

Для этой системы можно получить начальные и боковые данные на основе прогнозов по моделям с более грубой сеткой трех видов: глобальной оперативной конечно-разностной модели GME Немецкой службы погоды (шаг сетки с 29 февраля 2012 г. равен 20 км, по вертикали 60 уровней); спектральной модели IFS Европейского центра среднесрочных прогнозов (шаг сетки 16 км, 91 уровень). Оперативным является первый вариант. Наконец, для вложенных территорий с меньшим шагом сетки можно использовать прогностические поля из системы COSMO-RU07, что и делается в настоящее время для прогнозов с шагом сетки 2,2 км.

Начальные метеорологические величины состоят из двух групп: обязательных и дополнительных (влажности, доступны не во всех исходных моделях) характеристик.

Обязательные:

- U Зональная компонента скорости ветра
 V Меридиональная компонента скорости ветра
 W Вертикальная компонента скорости ветра (задается на полууровнях)
 T Температура
 PP Отклонение давления от среднего (эталонного)
 QV Удельное влагосодержание
 QC Удельное содержание облачной воды.

Дополнительные:

- QI Удельное содержание льда в облаке
 QR Удельное содержание дождевых капель
 QS Удельное содержание снега
 QG Удельное содержание града.

3. Боковые граничные условия

3.1. Состав данных

Граничные условия также можно разделить на три группы:

- Характеристики почвы и поверхности: T_SNOW, W_SNOW, QV_S. Эти параметры являются обязательными.
- Характеристики атмосферы: обязательными являются следующие параметры: U, V, T, PP, QV, QC.

Граничные условия для вертикальной компоненты скорости ветра W необходимы, если отключено условие свободной верхней границы (lw_freeslip=.FALSE.).

Граничные условия для дополнительных характеристик влажности QI, QR, QS и QG не обязательны и зависят от наличия этих полей в исходной модели.

- Специальные характеристики для климатического режима модели: PL_COV, LAI, ROOTDP, VIO3, HMO3, T_S.

3.2. Оптимизация процесса подготовки боковых граничных условий

В модели COSMO-RU07 и блоке препроцессинга INT2LM реализован механизм ожидания входных данных по следующей схеме (для работы этого механизма используется подпрограмма ожидания из библиотеки DWD для кодирования и декодирования libgrib.a).

Перед чтением очередного GRIB-файла с входными данными, в директории YTRANS_IN проверяется наличие специального ready-файла. Если файл отсутствует, то работа системы COSMO-RU07 не прерывается, а запускается режим сна на заданный интервал времени NINCWAIT. По его окончании система COSMO-RU07 снова проверяет наличие ready-файла, и так до того момента, когда появится необходимый файл или до истечения порога ожидания файла NMAXWAIT.

Для обеспечения работы этой системы необходимо инициализировать три переменные – NMAXWAIT (максимальное время ожидания очередного ready-файла), NINCWAIT (интервал ожидания между проверками файлов), YTRANS_IN (директория, в которой следует искать ready-файлы) и директорию YTRANS_OUT, в которую будут записываться ready-файлы. Механизм ожидания файлов активируется только если задана переменная YTRANS_IN.

Ready-файлы готовятся программами `stparbin` (исполнительный файл модели COSMO-RU) и `int2cm` (исполнительный файл блока подготовки начальных и боковых данных). Механизм записи `ready`-файлов активируется, если инициализируется переменная `YTRANS_OUT`, в противном случае `ready`-файлы не записываются. Так как содержание файлов не важно, можно создавать `ready`-файлы самостоятельно.

Названия `ready`-файлов для программы `int2cm` составляются в зависимости от срока прогноза (от 0 до 78 часов), модели, подготовившей начальные и граничные условия (GME – для данных немецкой глобальной модели GME, LMF – данных COSMO). Для программы `stparbin` имя файла состоит из срока прогноза (от 0 до 78 часов) и содержания необходимого GRIB-файла (LMA – для начального поля, LMB – для граничных условий).

Применение этого механизма позволило уменьшить окончание счёта прогноза на 30-40 минут. На рис. 2 приведена схема технологической цепочки выпуска численных прогнозов по модели COSMO-RU по состоянию на 1 мая 2012 г., из которой видно, что через 3 ч 40 мин после срока наблюдения вся необходимая прогностическая (на 78 ч) цифровая (в кодах `grid` и `ASCII` для уровней модели атмосферы COSMO-RU07, 18 изобарических поверхностей и 20 поверхностей с постоянной высотой) и визуализированная (около 3000 карт, метеограмм и вертикальных профилей) передана в оперативные подразделения Росгидромета.

4. Характеристика модели атмосферы COSMO-RU07

Сетка модели (рис. 3) атмосферы состоит из $700 \times 620 \times 40$ узлов. Шаг сетки равен 7 км ($0,0625^\circ$).

Характеристики использованной области интегрирования следующие:

- сферические координаты сдвинутого полюса: $(-145^\circ, 35^\circ)$;
- координаты левого нижнего угла в сдвинутой сферической системе координат: $(-19^\circ, -19^\circ)$.



Рис. 2. Схема технологической цепочки выпуска численных прогнозов по модели COSMO-RU (по состоянию на 1 мая 2012 г.).

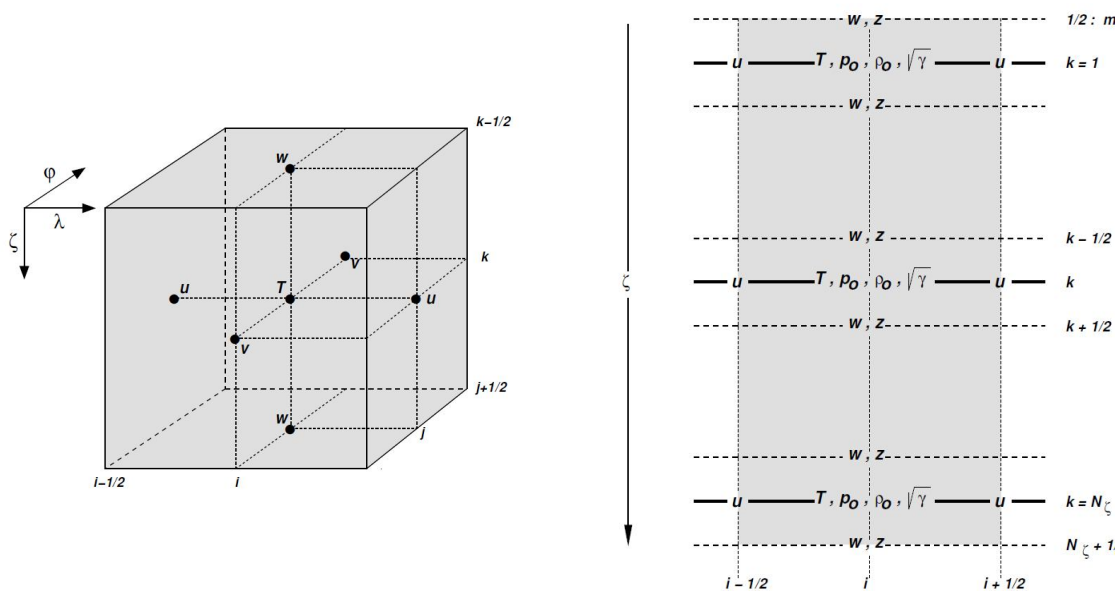


Рис. 3. Сетка модели COSMO.

4.1. Счетные уровни модели атмосферы

Модель атмосферы с шагом сетки 7 км имеет уровни:

- 41 вспомогательный уровень с полуцелыми номерами от 0,5 (самый верхний с высотой ~23 км) до 40,5 (самый нижний, расположенный на поверхности Земли), на котором рассчитывается вертикальная скорость и высота поверхности;

- 40 основных расчетных уровней с целыми номерами от 1 (самый верхний уровень) до 40 (самый нижний, расположенный на высоте 10 м над поверхностью Земли), на которых рассчитываются остальные метеорологические величины.

Замечание. Номера полуцелых уровней сетки и соответствующие высота и давление приведены в табл. 1.

Таблица 1

Номера полуцелых уровней сетки и соответствующие высота и давление

N	Z (м)	P (гПа)	N	Z (м)	P (гПа)
00,5	22700	40,2616	21,5	3615	639,1761
01,5	20800	53,9581	22,5	3200	674,1019
02,5	19100	69,9812	23,5	2815	707,9241
03,5	17550	88,5357	24,5	2455	740,8197
04,5	16150	109,2942	25,5	2125	772,0768
05,5	14900	131,6958	26,5	1820	801,9229
06,5	3800	154,9600	27,5	1545	829,6353
07,5	12785	179,8254	28,5	1295	855,4984
08,5	11875	205,2589	29,5	1070	879,3281
09,5	11020	232,1783	30,5	870	900,9547
10,5	10205	260,8519	31,5	695	920,2247
11,5	9440	290,6992	32,5	542	937,3394
12,5	8710	322,0618	33,5	412	952,0786
13,5	8015	354,7446	34,5	303	964,5774
14,5	7355	388,5190	35,5	214	974,8783
15,5	6725	423,4131	36,5	143	983,1576
16,5	6130	458,8958	37,5	89	989,4914
17,5	5565	494,9886	38,5	49	994,2036
18,5	5035	531,0770	39,5	20	997,6309
19,5	4530	567,5644	40,5	0	1000,0000
20,5	4060	603,4410			

Замечание 1. Уровни с номерами с 0,5 до 8,5 включительно являются уровнями постоянной высоты, так как в модели в качестве границы перехода от вертикальной координаты к учитывающей высоту орографии выбрана величина 11430 м.

Замечание 2. Для нахождения эталонной (reference) атмосферы в модели использованы следующие значения:

- давление на уровне моря – 1000,0000 гПа;
- температура на уровне моря – 14,9999 К;
- разность температур между уровнем моря и стратосферой – 75,0000 К;
- масштаб высоты для убывания температуры – 10000,0000 м.

Замечание 3. Целые номера от 1 до 40 присваиваются уровням со значениями высоты и давления, равными полусуммам соответствующих значений на ближайших верхнем и нижнем полуцелых уровнях. Таким образом, высота самого нижнего уровня модели атмосферы равна 10 м, а соответствующее давление – 998,8155 гПа.

4.2. Счетные уровни для почвы

В почве рассчитываются две величины – температура (первые 8 уровней) и влажность. В ней также используются уровни с полуцелыми (см. табл. 2) и целыми номерами.

Таблица 2

**Номера уровней сетки для почвы с полуцелыми номерами
и соответствующая глубина**

N	Z (м)
00,5	0,00
01,5	0,01
02,5	0,03
03,5	0,09
04,5	0,27
05,5	0,81
06,5	2,43
07,5	7,29
08,5	21,87

Для расчета температуры первые 7 слоев (до уровня с глубиной 7,29 м) являются активными. Последний слой, заключенный между уровнями с глубиной 7,29 и 21,87 м является так называемым климатическим слоем с температурой, равной среднегодовой температуре приземного воздуха.

Для расчета влажности активными являются только первые 6 уровней, расположенные выше 2,43 м. На уровне с глубиной 2,43 м рассматривается только гравитационный сток (без учета капиллярного стока) в более нижние слои почвы.

4.3. Прогностические метеорологические величины

В системе COSMO-RU07 можно получить более 80 различных прогностических метеорологических величин, как трехмерных, так и двумерных. Часть из этих данных записываются в файлы в коде GRIB, причем для каждого срока – отдельный файл (с интервалом в 3 часа). Файлы нумеруются следующим образом: первые две цифры после lfff – это количество суток, прошедших от начального момента прогноза, аналогично вторая пара цифр – количество прошедших часов, третья и четвертая пара цифр – это минуты и секунды, но они всегда будут уставлены в нулевые значения.

Файлы данных записываются в коде GRIB, для каждого срока – отдельный файл (с интервалом в 3 часа).

Трёхмерные поля выдаются на

- 40 модельных целочисленных уровнях, указанных выше;
- на 18 изобарических поверхностях: 1000, 975, 950, 925, 900, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 75, 50 и 25 гПа;
- на 30 изометрических поверхностях: 2, 10, 50, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000, 12000, 13000, 15000, 17000, 19000 и 20000 м;
- на 8 уровнях в почве: 1, 2, 6, 18, 54, 162, 486 и 1458 см.

Выходные файлы данных содержат более 70 метеорологических полей. Ниже приведен их неполный список, так как для печати доступны ещё ряд полей, например потенциальный вихрь, высота мелкой конвекции:

1. Зональная скорость ветра на 40 модельных уровнях в м/с.
2. Меридиональная скорость ветра на 40 модельных уровнях в м/с.
3. Вертикальная скорость на 40 модельных уровнях в м/с.
4. Давление на 40 модельных уровнях в Па.
5. Температура воздуха на 40 модельных уровнях в К.
6. Удельное содержание водяного пара на 40 модельных уровнях в кг/кг.
7. Удельное содержание облачной влаги на 40 модельных уровнях в кг/кг.
8. Удельное содержание облачного льда на 40 модельных уровнях в кг/кг.
9. Удельное содержание дождевой воды на 40 модельных уровнях в кг/кг.
10. Удельное содержание снежных осадков на 40 модельных уровнях в кг/кг.
11. Зональная скорость ветра на 18 стандартных изобарических поверхностях в м/с.
12. Меридиональная скорость ветра на 18 стандартных изобарических поверхностях в м/с.
13. Вертикальная скорость ветра на 18 стандартных изобарических поверхностях в Па/с.
14. Геопотенциал на 18 стандартных изобарических поверхностях в $\text{м}^2/\text{с}^2$.

15. Температура воздуха на 18 стандартных изобарических поверхностях в К.
16. Относительная влажность воздуха на 18 стандартных изобарических поверхностях в %.
17. Зональная скорость ветра на 30 высотных изометрических уровнях в м/с.
18. Меридиональная скорость ветра на 30 высотных изометрических уровнях в м/с.
19. Вертикальная скорость ветра на 30 высотных изометрических уровнях в м/с.
20. Давление на 30 высотных изометрических уровнях в Па.
21. Температура воздуха на 30 высотных изометрических уровнях в К.
22. Относительная влажность воздуха на 30 высотных изометрических уровнях в %.
23. Температура почвы на 8 почвенных уровнях в К.
24. Влажность почвы на 8 почвенных уровнях в мм.
25. Лёдность почвы на 8 почвенных уровнях в мм.
26. Зональная скорость ветра на уровне 10 м над поверхностью в м/с.
27. Меридиональная скорость ветра на уровне 10 м над поверхностью в м/с.
28. Максимальная скорость ветра за прошедший 3-часовой срок в м/с.
29. Давление на уровне моря в Па.
30. Давление на поверхности Земли в Па.
31. Тенденция давления в Па.
32. Температура воздуха на уровне 2 м над поверхностью Земли в К.
33. Температура поверхности земли в К.
34. Максимальная температура на уровне 2 м за прошедший срок в К.
35. Минимальная температура на уровне 2 м за прошедший срок в К.
36. Точка росы на уровне 2 м в К.
37. Удельная влажность на поверхности Земли в кг/кг.
38. Общая облачность в %.
39. Облачность верхнего яруса в %.
40. Облачность среднего яруса в %.
41. Облачность нижнего яруса в %.
42. Высота верхнего уровня сухой конвекции в м.
43. Высота верхнего уровня (вершина) конвективных облаков в м.
44. Высота нижнего уровня (основание) конвективных облаков в м.
45. Высота нулевой изотермы в м.
46. Накопленные крупномасштабные осадки в виде дождя в мм.
47. Накопленные крупномасштабные осадки в виде снега в мм.
48. Накопленные конвективные осадки в виде дождя в мм.
49. Накопленные конвективные осадки в виде снега в мм.
50. Накопленные осадки в мм.
51. Водное содержание просочившейся в грунт воды в м.
52. Поверхностный сток на уровне 1-10 см в $\text{кг}/\text{м}^2$.
53. Подземный сток на уровне ниже 468 см в $\text{кг}/\text{м}^2$.
54. Температура снега в К.
55. Водный эквивалент снега в мм.
56. Высота снега в см.
57. Плотность снега в $\text{кг}/\text{м}^3$.
58. Коэффициент шероховатости в м.
59. Альбедо поверхности в %.
60. Осреднённый бюджет коротковолновой радиации на поверхности Земли в $\text{Вт}/\text{м}^2$.

61. Осреднённый бюджет длинноволновой радиации на поверхности Земли в Вт/м².
62. Осреднённый бюджет коротковолновой радиации на верхнем модельном уровне в Вт/м².
63. Осреднённый бюджет длинноволновой радиации на верхнем модельном уровне в Вт/м².
64. Активная фотосинтетическая радиация на поверхности в Вт/м².
65. Явные потоки тепла на поверхности в Вт/м².
66. Скрытые потоки тепла на поверхности в Вт/м².
67. Конвективная доступная энергия в Дж/кг.
68. Общая интегрированная атмосферная рефракция.
69. Интегрированная сухая атмосферная рефракция.
70. Интегрированная влажная атмосферная рефракция.
71. Вертикально интегрированная облачная влага кг/м².
72. Вертикально интегрированный облачный лёд в кг/м².
73. Осаждаемая влага в кг/м².

В настоящее время для сроков 00, 06, 12 и 18 ч ВСВ происходит оперативная визуализация и распространение карт, указанных в табл. 3. Часть прогностических карт и метеограмм можно ежедневно просматривать на сайте Гидрометцентра России (см [7] и [8] соответственно). В 2012 году в дополнение к картам и метеограммам для выбранных станций стали подготавливаться вертикальные профили для 6 прогностических переменных.

Заключение

Разработанная технологическая линия системы COSMO-RU07 позволила на современной вычислительной технике Росгидромета внедрить в оперативную практику учреждений Росгидромета современную систему мезомасштабного негидростатического прогноза погоды.

Помимо подготовки технологической линии COSMO-RU07 в 2009–2012 гг. в Гидрометцентре России была проведена большая работа в рамках деятельности перспективных проектов консорциума по развитию модели и региональной системы усвоения данных, а именно:

- предложена и адаптирована к модели COSMO новая схема параметризации физических процессов в снежном покрове, более реалистично воспроизводящая динамику высоты и характеристик снежного покрова по времени, особенно при описании процессов таяния снега;
- разработан алгоритм расчета масштаба турбулентного перемешивания на основе механизма максимального смещения воздушной частицы, обладающей начальной кинетической энергией;

- проведена работа по анализу применимости современных методов усвоения данных в региональных системах численного прогноза погоды и ведется работа по усвоению спутниковой информации;

- проводится работа по внедрению в практику Гидрометцентра России пакета верификации VERSUS2 для оценки качества мезомасштабных прогнозов и его модификации.

Таблица 3

Оперативно подготавливаемые и распространяемые карты для сроков 00, 06, 12 и 18 ч ВСВ

Метеорологические величины, приведенные на карте	Территория COSMO-RU	Центральный федеральный округ (ЦФО)	Сочи-2014, Черноморское побережье России	Урало-Сибирский регион	Баренцево, Балтийское, Каспийское и Чёрное моря	Республика Татарстан, Приволжский федеральный округ
Давление на уровне моря, облачность среднего яруса, осадки	+	+	+	+		+
Давление на уровне моря, осадки за прошедшие 12 часов	+	+	+	+		
Давление на уровне моря, температура воздуха на высоте 2 м, H500	+	+	+	+		+
Приземный и максимальный ветер на высоте 10 м	+	+	+	+	+	+
Геопотенциал и линии тока на высотах 300, 500, 700 гПа				+		
Геопотенциал и относительная влажность на уровне 850, 925 гПа			+			
Высота верхней границы конвективной облачности, ветер на H500	+	+	+	+		
Высота нижней границы конвективной облачности, ветер на H500	+	+	+			
Точка росы на уровне 2 м над поверхностью	+	+				
Порывы, направление и скорость ветра на высоте 10 м	+	+	+	+	+	

Благодарности

Работа выполнена благодаря неоценимым советам и помощи дирекции и сотрудников ФГБУ "Гидрометцентр России", ФБГУ "Главный вычислительный центр Росгидромета", фирмы «Интел» (Московского и Нижегородского отделений), кафедры метеорологии и климатологии МГУ и коллег из Консорциума COSMO. Особенно хочется выделить тех, чьи советы, предложения и помощь на различных этапах разработки и развития технологической линии COSMO-RU были определяющими. К ним в первую очередь относятся Р.М. Вильфанд, Г.В. Елисеев, Д.Б. Киктев, Д.Ю. Алферов, Ю.В. Алферов, А.Н. Багров, А.Д. Голубев, Л.Р. Дмитриева, И.И. Жабина, А.М. Кабак, М.Ю. Ковтуненко, А.Ю. Недачина, Б.Е. Песков, В.Л. Перов, А.Д. Харлашин и Ю.А. Степанов (ФГБУ "Гидрометцентр России"), В.А. Анцыпович и С.В. Лубов (ФБГУ "Главный вычислительный центр Росгидромета"), А.В. Кислов, Е.В. Казакова, А.В. Кирсанов, А.П. Ревокатова, Е.В. Сапунцова и Г.В. Суркова (МГУ им. М.В. Ломоносова), U. Shaettler, D. Majewski, H. Assensio, M. Baldauf, R. Hess, M. Gertz, D. Mironov, C. Schraff (Германия), M. Arpagaus, J.-M. Bettems, P. Eckert, P. Steiner (Швейцария), T. Raccagnella, A. Raspani (Италия). Всем им выражаем свою глубокую признательность.

Список использованных источников

1. *Алферов Ю.В.* Автоматизированная графическая система для визуализации результатов численных прогнозов // Труды Гидрометцентра России. – 2003. – Вып. 338. – С. 119–124.
2. *Блинов Д.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А.* Система краткосрочного прогноза погоды COSMO-RU: технологические аспекты визуализации и распространения прогнозов // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 346. – С. 53–61.
3. *Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А.* Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.
4. *Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А.* Система COSMO-RU негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 8. – С. 5–20.
5. Решение Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам от 13 апреля 2011 г. Раздел «Решения ЦМКП» сайта Методического кабинета Гидрометцентра России <http://method.hydromet.ru/> (дата обращения: 12.12.2011).

6. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Информационный сборник № 39. – 2012. – С. 15–48.
7. Сайт карт прогнозов модели COSMO-RU <http://www.meteoinfo.ru/cosmo-maps>
8. Сайт прогнозов по пунктам (метеограммы) модели COSMO-RU <http://www.meteoinfo.ru/-cosmo-ru>
9. Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part I-VII: сайт <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>
10. Majewski D., D. Liermann D., Prohl P., Ritter B., Buchhold M., Hanisch T., Paul G., Wergen W. The operational global icosahedral-hexagonal gridpoint model GME: Description and high-resolution test // Mon. Wea. Rev. – 2002. – Vol. 130, No. 2. – P. 319–338.
11. Steppeler J, Doms G., Shaetler U., Bitzer H.W., Gassmann A., Damrath U., Gregoric G. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM // Meteorol. Atmos. Phys. – 2003. – Vol. 82, No. 1. – P. 75–96.

Поступила в редакцию 30 мая 2012 г.

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ НА ОСНОВЕ СПЕКТРАЛЬНОГО АЛГОРИТМА И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В МОДЕЛИ COSMO-RU

В.Л. Перов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
perov@metcom.ru*

Введение

Описание турбулентности – одна из не решенных до конца проблем в физике атмосферы и океана. Трудности при описании турбулентности происходят в основном из за сильной нелинейности уравнений. Различные неустойчивости при больших числах Рейнольдса (Re) приводят к появлению вторичных циркуляций, таких, как вихри и волны, которые развиваются на разных пространственных и временных масштабах. Нелинейные взаимодействия между движениями на разных масштабах генерируют нерегулярные «стохастические» течения. Решения существуют только для простейших течений, которые локально изотропны и которые зависят только от одного безразмерного параметра Re .

В случае атмосферной и океанской турбулентности турбулентные течения усложняются такими факторами, как пространственная анизотропия и волны. На относительно малых масштабах сила тяжести является причиной плотностной стратификации и появления гравитационных волн. На более крупных масштабах сила Кориолиса, вызванная планетарным вращением, приводит к квазидвумерности движения и появлению инерционных волн. На планетарных масштабах изменение силы Кориолиса с широтой (β – эффект) приводит к появлению волн Россби. Модели турбулентности, используемые для моделирования всех этих течений, должны быть способны учитывать различные влияния на разных масштабах, но осреднения Рейнольдса уравнений Навье-Стокса (ОРУНС) не делают различия между масштабами, смешивая их вместе. В отличие от этого подхода, спектральный подход учитывает процессы, зависящие от масштаба. В данной статье мы рассмотрим развитие спектральной модели для турбулентных течений в пограничном слое атмосферы (ПСА), фокусируя внимание на трудных для моделирования ситуациях с устойчивой и сильно устойчивой температурной стратификацией.

Устойчивая стратификация приводит к возникновению пространственной анизотропии турбулентности, т.е. уменьшению турбулентного перемешивания по вертикали и его

увеличению по горизонтали. С усилением стратификации слой воздуха вблизи подстилающей поверхности становится менее связанным со слоем, лежащим выше, делая последний менее чувствительным к турбулентным потокам момента, тепла и влаги на поверхности. Исследуя это явление, Mahrt [10, 11] рассмотрел два предельных режима: очень устойчивый и слабо устойчивый, однако в большинстве случаев процессы в устойчивом ПСА лежат между этими предельными режимами.

Физика очень устойчивого ПСА достаточно сложная. Хотя такие ПСА становятся очень мелкими, до 10 м и менее [5, 6], данные наблюдений показывают, что в них по-прежнему существует развитая турбулентность [9]. Влияние сильной устойчивости в ПСА имеет двоякое влияние. С одной стороны, это приводит к подавлению вертикального турбулентного перемешивания, с другой стороны, это ведет к увеличению вертикального сдвига ветра и, значит, к увеличению продукции турбулентной кинетической энергии (ТКЭ). Эти противоположные влияния стратификации сильно увеличивают нерегулярность турбулентности и приводят к явлению перемежаемости турбулентности. Эта картина усложняется вкладом внутренних волн [19] и их обрушением.

Похожая ситуация наблюдается и в океанских слоях с сильной устойчивой стратификацией, где значения турбулентной энергии и вертикального турбулентного потока момента остаются конечными даже для относительно больших величин числа Ричардсона [17]. Следует отметить, что такие явления в устойчивых пограничных слоях, как пространственная анизотропия и взаимодействие турбулентности и внутренних волн, относятся к наиболее трудным для математического моделирования. Оба процесса характеризуются сильной нелинейностью и трудны для аналитических теорий. Поэтому большинство моделей турбулентности либо игнорируют указанные процессы, либо включают их, используя очень простые аппроксимации.

Параметризация турбулентности для устойчивой стратификации, используемая в атмосферных моделях, обычно основана на замыканиях в предположении, что процесс близок к изотропному. Затем эта аппроксимация экстраполируется на реальные движения с сильной пространственной анизотропией и внутренними волнами. Такая экстраполяция может приводить к неправильным результатам, ухудшая, например, качество прогноза ветра, температуры и влажности в ПСА, рассчитанного по такой модели. Поэтому улучшение моделей турбулентности в атмосферных моделях, основанных на ОРУНС, продолжает оставаться важной задачей. В последнее время развиваются модели, альтернативные ОРУНС. Один класс таких моделей основан на методах спектрального замыкания [12]. В общем, спектральные замыкания более сложные чем ОРУНС, их преимущество состоит в

том, что они сохраняют более полную физику и являются более точными и общими, чем ОРУНС.

В данной работе используется спектральная модель, основанная на отображении поля скорости на квази-Гауссово поле, чьи гармоники описываются уравнениями Ланжевена. Параметры отображения рассчитываются, используя процедуру последовательного исключения мелкомасштабных мод скорости и температуры, что дает уравнения для более крупномасштабных гармоник. В этой процедуре учитывается объединенный вклад турбулентности и внутренних волн, при этом пространственная анизотропия турбулентности явно разрешается. Когда процесс последовательного исключения распространяется до самых больших масштабов турбулентности, доступных в системе, спектральное замыкание дает новую модель турбулентности. Эта модель была использована при построении модифицированной схемы ПСА модели COSMO-RU [1].

Краткое описание алгоритма спектрального замыкания

Алгоритм спектрального замыкания применяется для трехмерной несжимаемой атмосферы с наложенным однородным вертикальным устойчивым температурным градиентом. Атмосфера описывается уравнениями для скоростей, температуры и уравнением неразрывности в приближении Буссинеска:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u}\nabla)\mathbf{u} - \alpha g \vartheta \hat{e}_z = \nu_0 \nabla^2 \mathbf{u} - \frac{1}{\rho} \nabla P + \mathbf{f}^0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} + (\mathbf{u}\nabla)\vartheta + \frac{d\vartheta}{dz} u_z = k_0 \nabla^2 \vartheta, \quad (2)$$

$$\nabla \mathbf{u} = 0, \quad (3)$$

где \mathbf{u} и ϑ – флуктуации компонент скорости и потенциальной температуры; P – давление; ρ – фоновая плотность (постоянная величина); ν_0 и k_0 – молекулярная вязкость и теплопроводность соответственно; α – коэффициент термического расширения; g – ускорение свободного падения; $d\vartheta/dz$ – градиент фоновой (невозмущенной) потенциальной температуры;

\mathbf{f}^0 – крупномасштабное внешнее возбуждение (форсинг), обычно используемое в спектральных теориях турбулентности; оно возникает из-за крупномасштабных сдвиговых неустойчивостей и поддерживает турбулентность в статистически устойчивом состоянии. Следуя теории турбулентности Колмогорова, детали этого возбуждения несут существенны при статистическом описании. Влияние этого возбуждения на систему осуществляется через единственный параметр – скорость поступления энергии в систему на крупных масштабах.

Заметим, что уравнение для температуры (2) не включает отдельный форсинг. Предполагается, что флуктуации температуры возбуждаются флуктуациями скорости.

Из-за сильных нелинейных взаимодействий внешнее возбуждение воздействует на все гармоники Фурье вплоть до масштаба диссипации $k_d = (\epsilon / \nu_0^3)^{1/4}$ (ϵ – скорость вязкой диссипации). Гармоники случайно возбуждают друг друга, при этом одновременно происходит и их случайное затухание. В статистически установившемся состоянии процессы возбуждения и затухания гармоник находятся в балансе друг с другом, т.е. каждая гармоника Фурье $u(\mathbf{k}, \omega)$ (\mathbf{k} и ω – волновое число в пространстве Фурье и частота соответственно) получает и теряет одинаковое в статистическом смысле количество энергии. Принимая во внимание двойственность между нелинейными взаимодействиями и стохастическим возбуждением и затуханием, нелинейное слагаемое в уравнении (1) может быть заменено случайным форсингом f , а затухание – турбулентной вязкостью. В результате получим линейное уравнение со стохастическим форсингом и затуханием, известное как уравнение Ланжевена

$$u_i(\mathbf{k}, \omega) = G_{ij}(\mathbf{k}, \omega) f_j(\mathbf{k}, \omega). \quad (4)$$

Следуя [8], переход к уравнению Ланжевена может рассматриваться как метод, который способствует замене первоначального нелинейного уравнения Навье-Стокса линейным стохастическим уравнением с форсингом, в котором бюджет энергии систематически поддерживается для каждой гармоники Фурье. Для температуры может быть выведено уравнение, подобное уравнению Ланжевена, со случайным форсингом в виде возмущений вертикальной скорости

$$\vartheta(\mathbf{k}, \omega) = -\frac{d\Theta}{dz} G_\vartheta(\mathbf{k}, \omega) w(\mathbf{k}, \omega). \quad (5)$$

Основное предположение используемого метода – это то, что форсинг f является квази-Гауссовым. Это предположение дает возможность вывести выражения для коэффициентов турбулентного перемешивания скорости и температуры. Флуктуации поля скорости при осреднении равны нулю, и предположение о несжимаемости накладывает ограничения на форсинг $f(\mathbf{k}, \omega)$ из (4). В предположении квазигауссовости, этот форсинг полностью определяется его двухточечной двухвременной корреляционной функцией. Корреляционная функция форсинга вычисляется для статистически средней энергии, поступающей к данной гармонике \mathbf{k} через взаимодействие с другими гармониками, так что ее амплитуда D пропорциональна средней скорости переноса энергии через эту моду. Баланс между энергией, поступающей от форсинга, и энергией, теряемой вследствие вихревого затухания, дает возможность связать амплитуду форсинга D со скоростью диссипации ϵ и

затуханием вследствие устойчивой температурной стратификации. В случае нейтральной стратификации этот подход воспроизводит некоторые основные особенности изотропной однородной турбулентности, включая спектр и константу Колмогорова. Вывод функций Грина для скорости $G_{ij}(\mathbf{k}, \omega)$ и температуры $G_\theta(\mathbf{k}, \omega)$ для системы уравнений (1)–(3) дан в работах [16, 18], здесь мы приводим только конечные выражения:

$$G_{ij}(\mathbf{k}, \omega) = G(\mathbf{k}, \omega) [\delta_{ij} + A(\mathbf{k}, \omega) P_{i3}(\mathbf{k}) \delta_{j3}] \quad (6)$$

$$A(\mathbf{k}, \omega) = - \frac{N^2}{(-i\omega + \nu_h k_h^2 + \nu_z k_z^2) (-i\omega + \kappa_h k_h^2 + \kappa_z k_z^2) + N^2 P_{33}(\mathbf{k})} , \quad (7)$$

$$G(\mathbf{k}, \omega) = (-i\omega + \nu_h k_h^2 + \nu_z k_z^2)^{-1}, \quad (8)$$

$$G_\theta(\mathbf{k}, \omega) = (-i\omega + \kappa_h k_h^2 + \kappa_z k_z^2)^{-1}, \quad (9)$$

где k_z и k_h – вертикальные и горизонтальные волновые числа; ν_z и κ_z – коэффициенты турбулентного перемешивания скорости и температуры по вертикали соответственно; ν_h и κ_h – коэффициенты турбулентного перемешивания скорости и температуры по горизонтали; N – частота Брента-Вайсяля (параметр, характеризующий стратификацию), δ_{ij} – символ Кронекера и $P_{ij}(\mathbf{k}) = \delta_{ij} - k_i k_j / k^2$. Заметим, что из-за влияния устойчивой стратификации, коэффициенты турбулентного перемешивания по вертикали и горизонтали становятся разными.

Для расчета параметров затухания вихрей используется алгоритм последовательного осреднения по малым интервалам гармоник температуры и скорости, которые, используя уравнения Ланжевена (4) и (5), дают малые приращения в коэффициенты турбулентного перемешивания по вертикали и горизонтали. Этот алгоритм, подробно описанный в работе [16, 18], приводит к системе четырех обыкновенных дифференциальных уравнений для $\nu_z, \nu_h, \kappa_z, \kappa_h$

$$\frac{d}{dk} (\nu_z, \nu_h, \kappa_z, \kappa_h) = -c \frac{\epsilon}{k^5} F_{1,2,3,4}(\nu_z, \nu_h, \kappa_z, \kappa_h), \quad (10)$$

где $c \cong 0,7$, $F_1 + F_4$ – трансцендентные выражения. Вычисления коэффициентов турбулентного перемешивания начинаются с масштаба Колмогорова k_ϵ , где начальные значения ν_z и κ_z равны их молекулярным значениям ν_0 и κ_0 , и продолжаются до произвольного волнового числа $k < k_\epsilon$. Система уравнений (10) решалась численно. Решения, полученные для безразмерных переменных ν_z/ν_n , ν_h/ν_n , κ_z/ν_n , κ_h/ν_n , представлены на рис. 1 как функции отношения k/k_0 . Здесь $k_0 = (N^3/\epsilon)^{1/2}$ – волновое число Ozmidova и ν_n – коэффициент турбулентного перемешивания по вертикали при нейтральной стратификации. При больших значениях k/k_0 (относительно малые масштабы) все безразмерные коэффициенты турбулентности стремятся к их значениям при нейтральной

стратификации. При малых k/k_0 приблизительно на границе генерации внутренних волн безразмерные коэффициенты турбулентного перемешивания значительно отклоняются от своих значений в нейтральной стратификации.

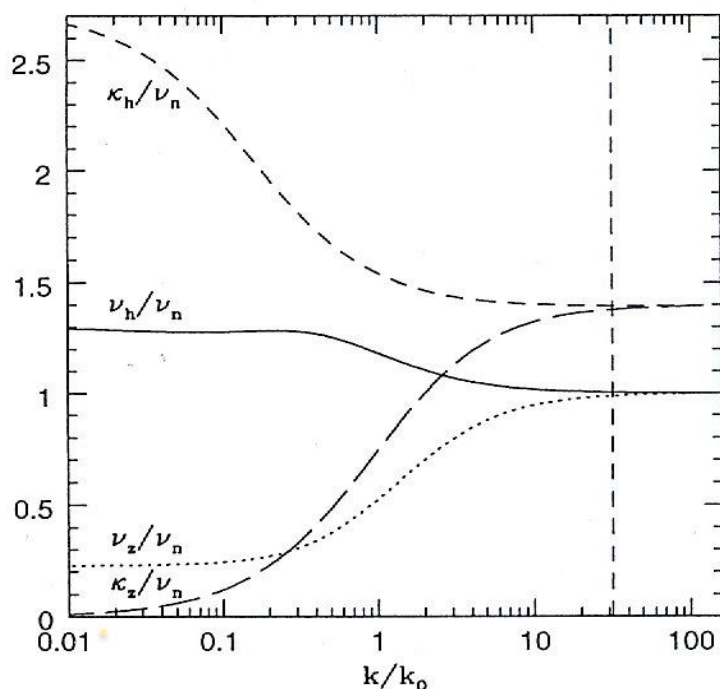


Рис. 1. Зависимость нормированных на v_n коэффициентов турбулентного переноса скорости и температуры по вертикали и горизонтали от k/k_0 . Вертикальная штриховая линия показывает положение порога генерации внутренних волн в присутствии турбулентности.

Отметим, что коэффициент турбулентного перемешивания по вертикали для скорости v_z сохраняет конечное асимптотическое значение даже при очень устойчивой стратификации. Это происходит, по-видимому, вследствие действия внутренних волн, которые, так же как и турбулентные вихри, являются составной частью спектральной модели. Следует отметить, что действие внутренних волн происходит одновременно с анизотропией потока, вызванной устойчивой стратификацией и началом сильного различия в коэффициентах турбулентного перемешивания скорости и температуры.

Другой интересный результат заключается в том, что при стремлении κ_z/v_n к нулю, для $k/k_0 \rightarrow 0$ при устойчивой стратификации, коэффициент турбулентного перемешивания температуры по вертикали подавляется, в то время как коэффициент турбулентного перемешивания температуры по горизонтали увеличивается почти в два раза по сравнению с нейтральным случаем. Этот факт может быть важным для моделей прогноза погоды при прогнозе температуры в устойчивой стратификации.

Процесс исключения малых масштабов может быть продолжен до самого крупного масштаба турбулентности, отождествляемого с интегральным масштабом длины k_z^{-1} . Этот подход аналогичен осреднению Рейнольдса, и полученные уравнения представляют собой класс уравнений Навье-Стокса с осреднением по Рейнольдсу. В формате ОРУНС безразмерные коэффициенты турбулентности ν_z/ν_n , ν_h/ν_n , κ_z/ν_n , κ_h/ν_n могут быть представлены как функции градиентного числа Ричардсона $Ri = N^2/S^2$. Это может быть сделано в предположении, что существует баланс между генерацией турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) за счет сдвига ветра P ($P = \nu_z S^2$, S – величина сдвига), диссипацией ТКЭ ε и уменьшением ТКЭ за счет устойчивой стратификации B ($B = \kappa_z N^2$). Зависимость безразмерных коэффициентов турбулентного переноса от Ri показана на рис. 2, которая повторяет зависимость коэффициентов от k/k_0 , показанную на рис. 1.

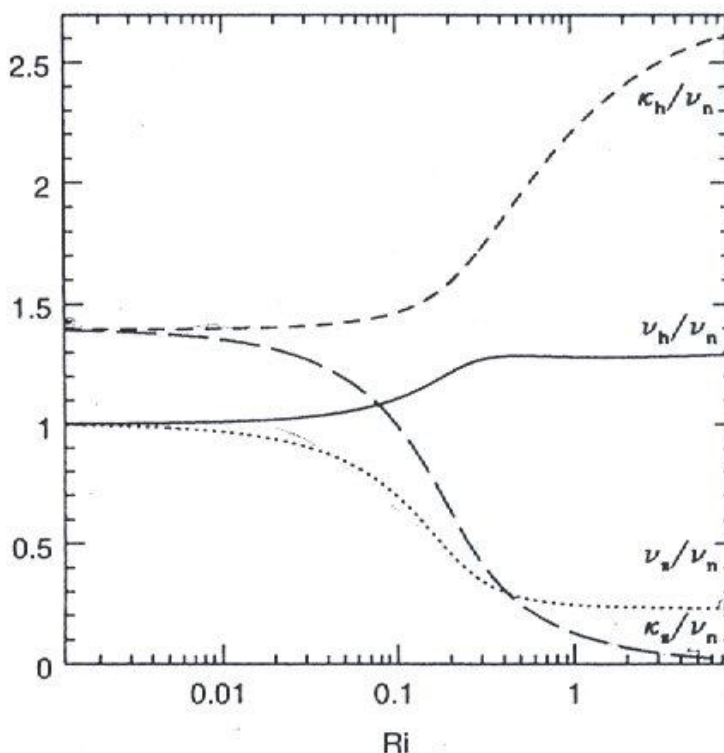


Рис. 2. Нормированные на нейтральную стратификацию коэффициенты турбулентного переноса как функции градиентного числа Ri .

Коэффициенты турбулентного переноса скорости и температуры начинают отличаться от значений при нейтральной стратификации уже при относительно небольших Ri . Наиболее значительные изменения коэффициентов по величине происходят в интервале $0,1 Ri - 1,0 Ri$. Интересно отметить, что спектральный алгоритм не дает одного критического значения Ri , для которого турбулентное перемешивание прекращается полностью, что предсказано в

работах [3, 14]. Для $Ri > 0,1$ оба коэффициента турбулентного перемешивания по вертикали убывают, но коэффициент для температуры быстрее, чем коэффициент для скорости. В конечном счете устойчивая стратификация может полностью подавить вертикальное турбулентное перемешивание температуры (и других скалярных величин), однако вертикальное перемешивание скорости продолжается до больших Ri , по-видимому, из-за вклада внутренних волн. Такое поведение коэффициентов турбулентного перемешивания не воспроизводится в ОРУНС моделях, используемых в численных моделях прогноза погоды, где концепция наложенного извне «остаточного» турбулентного перемешивания обычно используется для того, чтобы учесть подавляемое в этих моделях турбулентное перемешивание [4]. Это приводит к тому, что многие модели используют некие искусственные минимальные значения (достаточно большие) коэффициентов турбулентного перемешивания по вертикали.

Реализация спектрального алгоритма в схеме турбулентности модели COSMO-RU

Модели, основанные на ОРУНС, используют уравнения для трех компонент скорости, температуры, влажности и давления. Для моделирования атмосферного пограничного слоя модели ОРУНС в первую очередь используют коэффициенты турбулентного переноса по вертикали скорости K_M и температуры (влажности и других скаляров) K_H . Центральной проблемой при моделировании ПСА является вывод соответствующих выражений для K_M и K_H . В широко используемой в атмосферных моделях (в том числе и в COSMO-RU) схеме турбулентности Меллора и Ямады [13] эти коэффициенты имеют вид

$$K_M = q l S_M, \quad (11)$$

$$K_H = q l S_H, \quad (12)$$

где $q^2 = 2K$ (K – кинетическая энергия турбулентности); l – турбулентный масштаб длины (путь смещения); S_M и S_H – функции, зависящие от стратификации и содержащие ряд констант, определяются в [16] из решения системы двух линейных уравнений.

Заменим S_M и S_H в (11)–(12) на функции, полученные в спектральном алгоритме

$$S_M = \frac{v_z}{v_n}, \quad (13)$$

$$S_H = \frac{K_z}{v_n}, \quad (14)$$

где $v_n = q l$ – вертикальный коэффициент для момента в нейтральном случае. Для численной аппроксимации зависимости S_M и S_H в (13) и (14) от Ri используем соответствующие кривые на рис. 2. Соответствующие изменения были внесены в модуль TURBDIF модели COSMO-RU. Следует отметить, что наряду с S_M и S_H в (11)–(12) интерес представляет вычисление l ,

входящего множителем в формулы коэффициентов турбулентного перемешивания. В модели COSMO-RU для вычисления l используется простая диагностическая формула (Блэкадара), полученная для нейтральной стратификации. Эта формула дает асимптотику $l \sim z$ (K – константа Кармана) вблизи подстилающей поверхности и $l \sim l_{\text{mix}}$ на верхней границе ПСА. В [2] показано, что эта формула дает значительные погрешности в средней и верхней частях ПСА, и предложен другой алгоритм вычисления l в ПСА. Однако исследование этого вопроса выходит за рамки данной статьи.

Для изучения влияния новых S_M и S_H на развитие процессов в пограничном слое атмосферы в качестве первого шага был использован вариант модели COSMO-RU, состоящий из одной вертикальной колонны. В такой модели не учитывается горизонтальная адвекция метеоэлементов, хотя остальные модули модели совпадают с пространственным вариантом COSMO-RU. Вертикальное разрешение модели в одноколонной модели равнялось 25 м. Для моделирования был выбран устойчивый ПСА, который наблюдался во время эксперимента BASE (Beaufort Sea Arctic Stratus Experiment), для которого имеются данные по вертикальной структуре ПСА [15]. Кроме того, ситуация во время BASE моделировалась при помощи вихререзающей (VRM) модели с шагом 10 м. по трем осям [7]. Следует отметить, что полученные в [7] результаты показали хорошее совпадение с натурными данными BASE и были использованы для сравнения с результатами одноколонной модели. В эксперименте BASE изучалась реакция ПСА на изменение температуры подстилающей поверхности (лёд, покрытый снегом). В первом случае температура подстилающей поверхности изменялась от 265 до 262 К в течение 12 ч (случай умеренной устойчивой стратификации), во втором случае изменение температуры было от 265 до 252 К (случай сильной устойчивой стратификации) за такой же период времени. На рис. 3 показаны рассчитанные профили потенциальной температуры с новыми и стандартными S_M и S_H , а также профили, полученные в VRM модели после 12-часового моделирования.

Совпадение между новой моделью и VRM очень хорошее для умеренной стратификации. Стандартная модель сильно завышает верхнюю границу температурного ПСА в этом случае. В случае сильной стратификации, рассчитанный профиль потенциальной температуры в новой модели несколько ниже, чем в VRM. Стандартная модель снова показывает некоторое завышение верхней границы ПСА.

Рассчитанные вертикальные профили горизонтальных компонент ветра U (правые кривые) и V (левые кривые) приведены на рис. 4. Результаты, полученные в новой модели, показывают хорошее совпадение с профилями ветра в VRM. Стандартная модель недостаточно точно воспроизводит профили ветра в случае умеренной стратификации, однако в случае сильной стратификации ситуация улучшается.

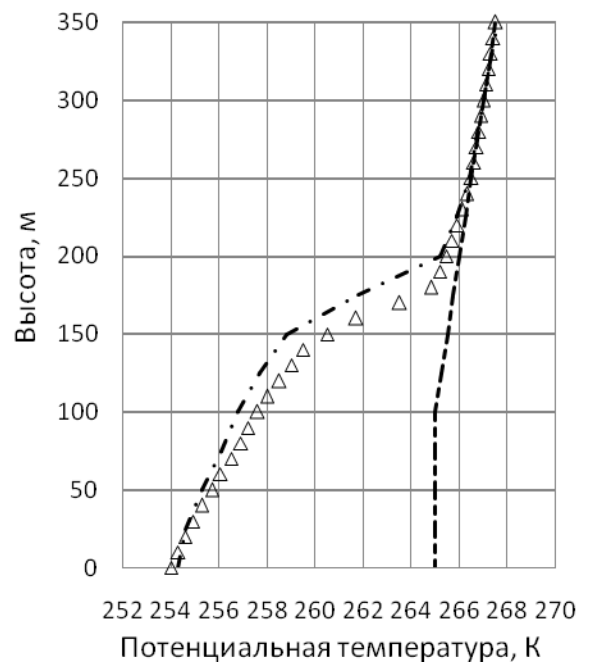
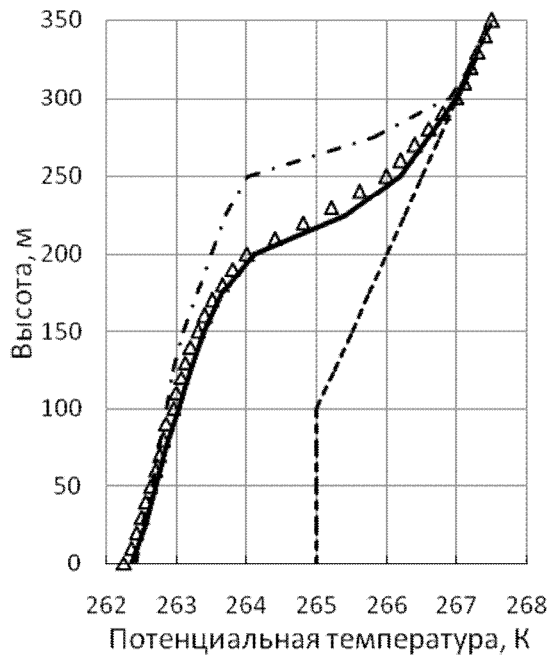


Рис. 3. Вертикальные профили потенциальной температуры для случая умеренной (слева) и сильной (справа) устойчивой стратификации с новыми (сплошные линии) и стандартными (штрихпунктирные линии) S_M и S_H . Треугольниками обозначены результаты ВРМ, короткими штрихами – начальные профили потенциальной температуры.

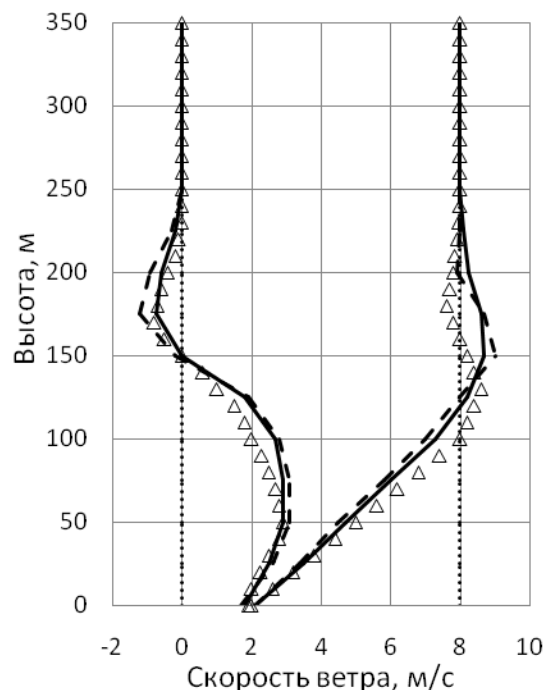
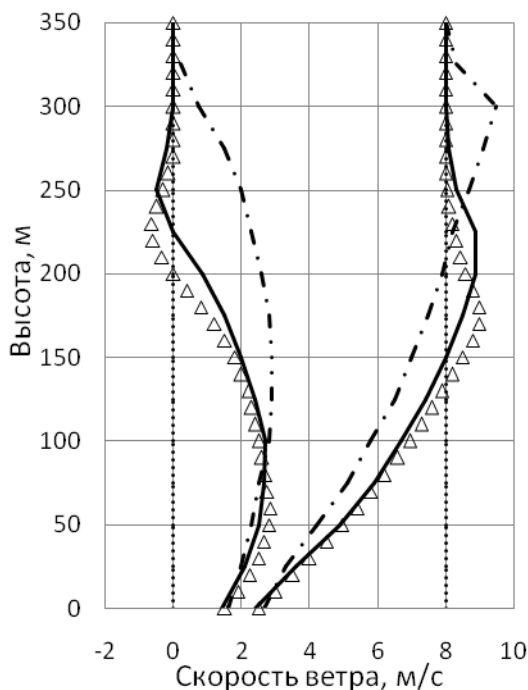


Рис. 4. Вертикальные профили горизонтальных компонент ветра U и V для случая умеренной (слева) и сильной (справа) устойчивой стратификации с новыми (сплошные линии) и стандартными (штрихпунктирные линии) S_M и S_H . Треугольниками обозначены данные ВРМ, точками – начальные профили ветра ($U^0 = 8$ м/с, $V^0 = 0$ м/с).

Заключение

Спектральный алгоритм для расчета коэффициентов турбулентного перемешивания, использованный в данной работе, основан на процедуре исключения гармоник малых масштабов, что приводит к модели, описывающей самые крупные энергонесущие турбулентные вихри. Спектральный алгоритм не требует введения эмпирических коэффициентов. Алгоритм дает дисперсионное соотношение для внутренних волн в присутствии турбулентности и позволяет изучать взаимодействие волн и турбулентности, что важно при моделировании устойчивого атмосферного пограничного слоя. Алгоритм описывает вертикально-горизонтальную анизотропию, появляющуюся в устойчивой стратификации и дает выражения для коэффициентов турбулентного переноса скорости ветра и температуры (влажности и других скаляров) по вертикали и горизонтали. Полученные результаты не поддерживают идею о существовании критического числа Ричардсона, при превышении которого турбулентность полностью подавляется устойчивой стратификацией. Вместо этого алгоритм дает интервал чисел Ричардсона, в котором вертикальное перемешивание подавляется устойчивой стратификацией, в то время как горизонтальное перемешивание значительно увеличивается. Предложенный алгоритм был включен в схему турбулентности модели COSMO-RU (вариант с одной колонной). Новый алгоритм был проверен на воспроизведении устойчивого пограничного слоя атмосферы над морским льдом, покрытым снегом, в условиях умеренной и сильной стратификации. Рассчитанные потенциальная температура, компоненты скорости ветра, высота пограничного слоя атмосферы находятся в хорошем соответствии с данными наблюдений и результатами вихререзающей модели для случая умеренно устойчивой стратификации. В случае сильно устойчивой стратификации рассчитанная потенциальная температура немного отличается от температуры в вихререзающей модели в верхней части пограничного слоя. Планируется включение спектрального алгоритма в трехмерную модель COSMO-RU и проведение расчетов для ситуаций с устойчивым ПСА.

Список использованных источников

1. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный региональный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.
2. Перов В.Л. Реализация алгоритма расчета турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под влиянием сил плавучести, в модуле пограничного слоя

атмосферы модели COSMO-RU Гидрометцентра России // Труды Гидрометцентра России. – 2011. – Вып. 346. – С. 76–86.

3. *Howard L.N.* Note on a paper of John W. Miles // *J. Fluid. Mech.* – 1961. – Vol. 10. – P. 509–512.

4. *Kantha L.H., Clayson C.A.* An improved mixed-layer model for geophysical applications // *J. Geophys. Res.* – 1994. – Vol. 99. – P. 25235–25266.

5. *King, J.C.* Some Measurements of Turbulence Over an Antarctic Ice Shelf // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* – 1990. – Vol. 116. – P. 379–400.

6. *Kitaigorodskii S.A., Joffre S.M.* In Search of Simple Scaling for the Heights of the Stratified Atmospheric Boundary Layer // *Tellus.* – 1988. – Vol. 40A. – P. 419–443.

7. *Kosovic B., Curry J.* A large eddy simulation study of a quasi-steady stably stratified atmospheric boundary layer // *J. Atmos. Sci.* – 2000. – Vol. 57. – P. 1052–1068.

8. *Kraichnan R.H.* An Interpretation of the Yakhot-Orszag Turbulence Theory // *Phys. Fluids.* – 1987. – Vol. 30. – P. 2400–2405.

9. *Larsen S.E., Courtney M., Mahrt L.* Low Frequency Behaviour of Horizontal Power Spectra in Stable Surface Layers // *Proc. 9th AMS Symposium on Turbulence and Diffusion, American Meteorological Society, Boston, USA.* – 1990. - P. 401-404.

10. *Mahrt L.* Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models // *Theoret. Comput. Fluid. Dyn.* – 1998. – Vol. 11. – P. 263–279.

11. *Mahrt L.* Stratified Atmospheric Boundary Layers // *Boundary-Layer Meteorol.* – 1999. – Vol. 90. – P. 375–396.

12. *McComb W.D.* *The Physics of Fluid Turbulence.* –/ Oxford University Press, 1991. – 576 p.

13. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* – 1982. – Vol. 20. – P. 851–875.

14. *Miles J.W.* On the stability of heterogeneous shear flows // *J. Fluid Mech.* – 1961. – Vol. 10. – P. 496–508.

15. *Paluch I.R., Lenschow D.H.* Arctic boundary layer in the fall sea over open and frozen sea // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102. – P. 25955–25971.

16. *Perov V., Sukoriansky S., Galperin B.* Implementation of the quasi-normal scale elimination theory of turbulence in the regional weather prediction model HIRLAM // *Geophysical Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts.* – 2006. – Vol. 8. – P. 08921.

17. *Peters H., Gregg M.C., Toole J.M.* On parameterization of Equatorial Turbulence // *J. Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93. – P. 1199–1218.

18. *Sukoriansky S., Galperin, B., Perov V.* A quasi-normal scale elimination model of turbulence and its application to stably stratified flows // *Nonlinear Processes in Geophysics.* – 2006. – Vol. 13. – P. 9–22.

19. *Zilitinkevich S., Perov V., King J.* Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: calculation techniques for use in general circulation models // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* – 2002. – Vol. 138. – P. 1571–1587.

Поступила в редакцию 25 мая 2012 г..

АНАЛИЗ ПРИМЕРОВ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ В РЕГИОНАЛЬНОЙ МОДЕЛИ WRF-ARW

М.М. Смирнова, К.Г. Рубинштейн

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
marja1702@gmail.com*

Введение

В качестве начальных данных для прогноза с помощью региональных моделей динамики атмосферы обычно используются данные различных анализов и реанализов, например, данные Национального центра США по прогнозированию окружающей среды (NCEP), Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF), Японского метеорологического агентства (JMA), Гидрометцентра России и другие. Эти данные часто имеют достаточно грубое пространственное разрешение (в лучшем случае $0,5^\circ$). При этом известно и еще раз продемонстрировано в данной работе, что в ряде случаев имеет место значительное расхождение между данными анализа и наблюдениями. Отличия могут быть обусловлены различными факторами, например такими, как отсутствие данных по некоторым станциям в международном обмене, опоздание данных измерений к сроку отсечения, особенности интерполяции в регулярную сетку, грубое пространственное разрешение анализа и т.д. Ошибки в начальных данных, естественно, служат источником ошибок прогнозов. Исправить начальные данные можно, повторно усвоив данных наблюдений в прогностической сетке.

Одним из способов усвоения данных является трехмерный вариационный анализ. Данная процедура позволяет получить новые поля метеорологических элементов в начальный момент времени в модельной сетке, которые в большей мере соответствуют данным наблюдений. Такой подход в большинстве случаев используется для учета дополнительных данных измерений, не включенных при расчете предварительного анализа. В ряде работ, например в [2, 6, 11], была показана эффективность данного подхода. Однако на территории России важно также учесть измерения и стандартных синоптических станций, в первую очередь не участвующих в международном обмене.

В рамках данной работы на примере системы WRFDA 3DVAR [3] в модели WRF-ARW [9] было исследовано влияние усвоения данных для различных областей на территории России и один пример для территории Японии. Проанализированы изменения после усвоения данных начальных полей метеоэлементов и степень влияния этих изменений на качество прогнозов.

Усвоение данных с помощью WRFDA-3DVAR

Система WRFDA (Weather Research Forecast Data Assimilation) является реализацией алгоритма трехмерного вариационного анализа [3]. Метод усвоения данных наблюдений основан на минимизации функционала (1):

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \frac{1}{2}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x})) \quad (1)$$

где \mathbf{x} – вектор состояния атмосферы; \mathbf{x}^b – исходное состояние; \mathbf{y} – наблюдения; H – оператор наблюдений; \mathbf{B} – матрица ковариаций ошибок модели (background error covariance).

В модели WRF матрица ошибок рассчитывается методом, получившим название NMC (National Meteorological Center) [11]. Она может быть взята универсальной, рассчитанной в NCEP на основе прогнозов модели GFS (Global Forecasting System – Глобальная система прогноза), или может быть вычислена на основе предыдущих прогнозов самой модели WRF для конкретной области и сезона года. Основное отличие двух способов задания матрицы ошибок заключается в методике расчета вертикальных ковариаций и использовании во втором случае прогнозов этой же модели. В данной работе использовался первый вариант задания матрицы ошибок, так как при предварительном анализе использование второго метода не показало особых преимуществ. При использовании системы также важно подобрать ряд управляющих параметров, учитывающих вес различных ошибок наблюдений.

Для усвоения могут быть использованы данные измерений на синоптических станциях, кораблях, аэрологического зондирования, самолетных измерений, шаров-пилотов, профилемера ветра, ряд спутниковых данных о температуре поверхности, влагосодержании в столбе воздуха, скорости ветра (всего 16 различных типов данных).

Области прогноза

Для анализа использовались несколько областей прогноза. Карты областей прогноза с указанием расположения метеорологических станций приведены на рис. 1. Первая область охватывает Московский регион, имеет пространственное разрешение 2 км; вторая охватывает всю Европейскую территорию России и имеет разрешение 20 км; третья область покрывает Мурманскую область и имеет разрешение 5 км. Выбор высокого разрешения для некоторых областей позволяет надеяться на детальное описание метеорологических полей и их возможных локальных особенностей. Области выбирались таким образом, чтобы можно было оценить влияние усвоения данных в различных регионах, а также на разных пространственных масштабах и размерах самой области. Отдельно были проведены эксперименты для области, охватывающей территорию Японии (с разрешением 10 км), в

которых были рассмотрены возможности усвоения данных в сложной, близкой к штилевой метеоситуации.

Для всех областей использовалась одинаковая конфигурация модели, включающая следующие параметризации: микрофизика – WSM 6-class [8], длинноволновая и коротковолновая радиация – RRTMG [5], пограничный и приземный слои – QNSE [10], почва – Noah [4]; параметризация конвекции [7] использовалась только для области Европейской территории России (из-за ее пространственного разрешения 20 км).

Исходные данные и проведенные эксперименты

В качестве исходных полей использовались данные анализа NCEP (прогноза нулевой заблаговременности), имеющего пространственное разрешение $0,5^\circ$. Эти данные интерполируются в расчетную сетку. Возможно, что при усвоении данных наблюдений в мелкой расчетной сетке могут проявиться какие-то локальные эффекты, отсутствующие в данных анализа из-за его грубого пространственного разрешения.

В качестве данных наблюдений использовались данные синоптических и аэрологических измерений на станциях, их месторасположение приведено на рис. 1. На карте Европейской территории России показаны все доступные нам синоптические станции (открытые точки) и станции, используемые NCEP при расчете глобального анализа (закрашенные точки). Этот пример показывает, что данные с ряда станций не используются и, соответственно, доступно достаточно большое количество дополнительной информации, которая может быть усвоена.

Были выбраны зимний (январь 2010 года) и летний (июль 2009 года) месяцы, для которых были проведены две серии экспериментов для трех областей (кроме Японии). Для каждых суток рассчитывался прогноз на 48 ч. В первой серии экспериментов в качестве начальных данных использовались данные NCEP (в дальнейшем обозначены как base). Во второй серии экспериментов был рассчитан новый анализ с усвоением всех доступных данных наблюдений (обозначены как 3DVAR).

Помимо этого были проведены отдельные эксперименты для случаев, в которых существовали особо значительные расхождения данных измерений на синоптических станциях и анализов NCEP. Они будут подробно описаны ниже.

Изменения начальных полей

В первую очередь было проанализировано, каким образом добавление данных измерений влияет на начальные поля.

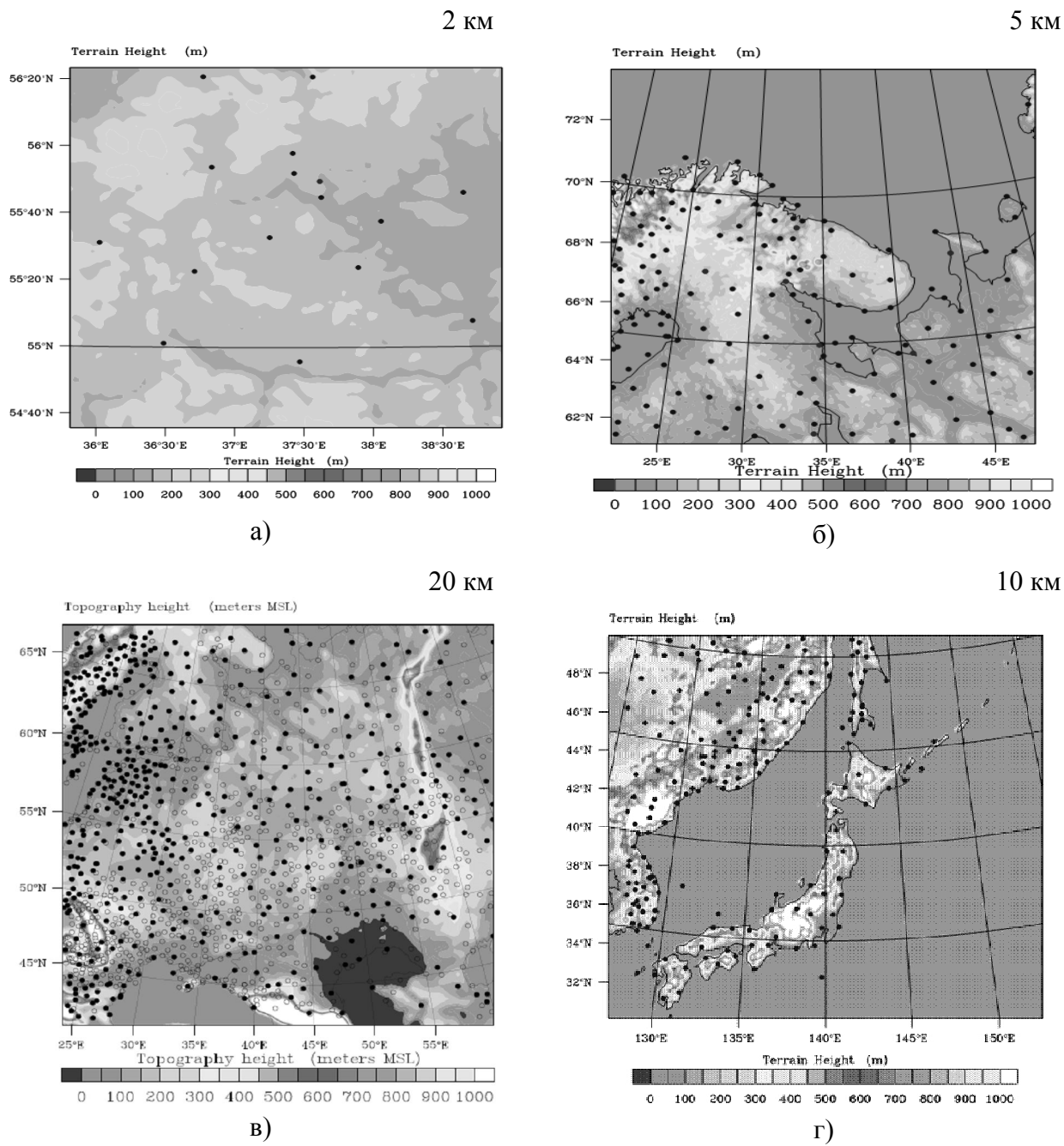
Данные анализа были интерполированы в мелкую расчетную сетку (эксперимент base). Затем в этой сетке были усвоены данные наблюдений на синоптических станциях и аэрологического зондирования (эксперимент 3DVAR). Были рассчитаны разности между полученными таким образом полями и измерениями на синоптических станциях, а также абсолютная ошибка и среднеквадратическое отклонение. Для сравнения выбирался ближайший к станции узел модельной сетки.

На рис. 2 приведены временные ходы средней ошибки начальных полей температуры для зимнего и летнего месяцев для различных областей по данным этих двух экспериментов. Поскольку усваивались те же данные, что и для оценок, то полученные ошибки результирующих начальных полей близки к нулю. Однако по этим графикам можно косвенно судить о качестве анализа NCEP для рассматриваемых областей. В большинстве случаев его ошибка составляет для температуры около 1 °С, однако, можно выделить ряд случаев в рассматриваемые периоды времени, когда она оказывалась около 4–5 °С. В январе ошибки больше, чем в июле, особенно для Мурманской области, для которой средняя разность температуры составила 2,4 °С.

Аналогично были рассчитаны ошибки ветра, давления и влажности (отношения смеси), т.е. тех параметров, данные о которых могут усвоены в WRFDA. При этом было выявлено, что ошибки влажности составляют около 0,5 г/кг. Выделяется случай (16 июля 2009 года), когда ошибка составила 4,8 г/кг в целом по Европейской территории России и около 3 г/кг – для Московской области.

Для всех областей ошибки скорости ветра в среднем не превышали 2 м/с. Поле давления также достаточно близко по данным анализа и наблюдений.

Аналогично были рассчитаны ошибки вертикальных профилей температуры, скорости ветра и влагосодержания, по сравнению с данными аэрологического зондирования. Их анализ показал небольшую величину отклонений. Расхождения данных измерений и исходных анализов видны в основном в приземных данных.



**Рис. 1. Области прогноза: Московская область(а), Мурманская область (б),
Европейская территория России (в), Япония (г).**

В правом верхнем углу указано пространственное разрешение в прогнозе.

Тонем указана топографическая высота, точками – расположение синоптических станций.

Январь 2010 года

Июль 2009 года

Европейская территория России

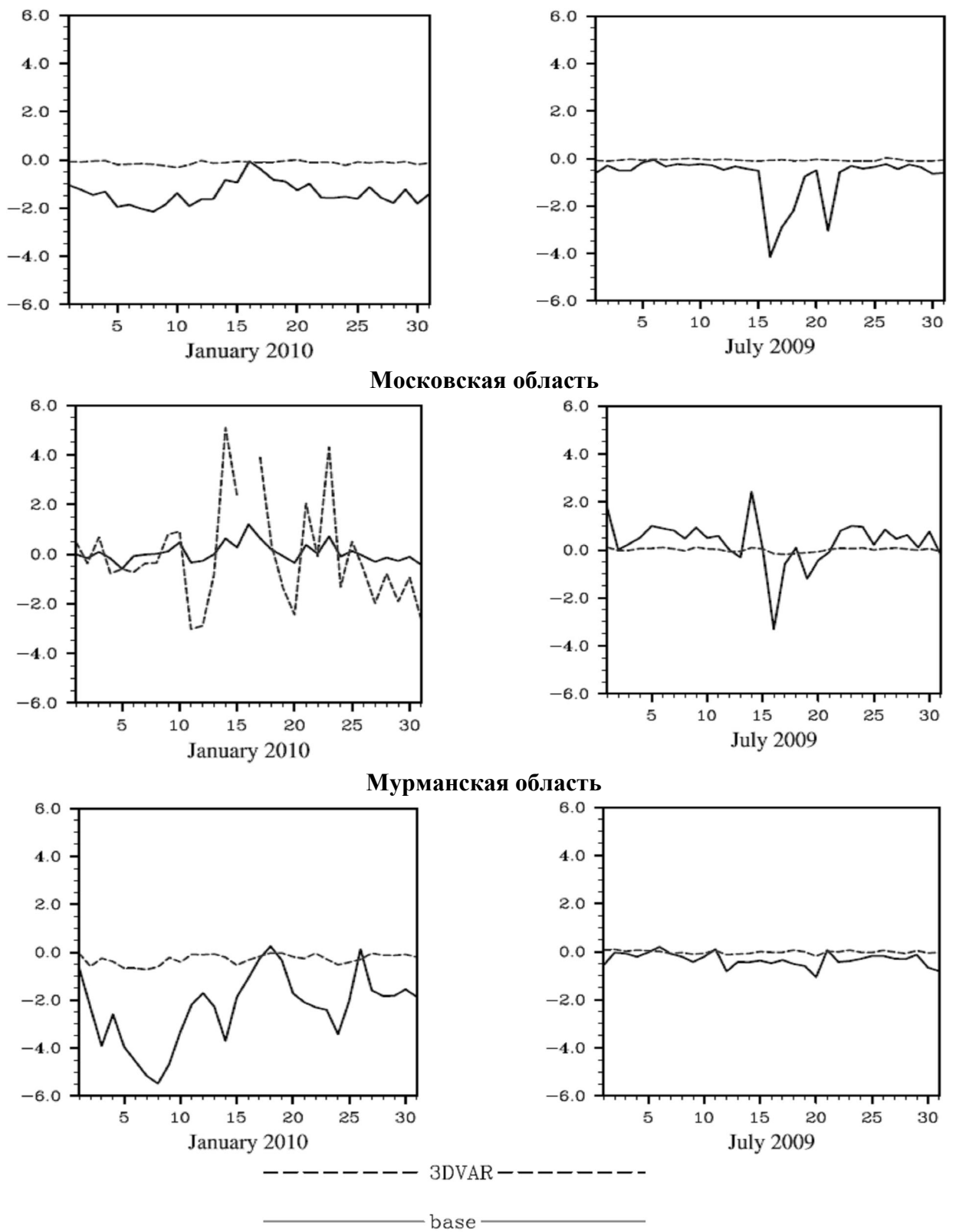


Рис. 2. Средняя разность температуры между данными анализа и наблюдениями на станциях.

Анализ случая сильного мороза для Мурманской области

Особый интерес для выявления возможностей механизма усвоения данных являются случаи больших ошибок прогнозов. Одним из таких случаев была ситуация сильного мороза в Мурманской области 5–7 января 2010 года, когда ни при каком выборе параметризаций и параметров не удавалось воспроизвести наблюдавшееся понижение температуры. Разности в температуре между наблюдениями на станциях и данными анализа, интерполированными в модельную сетку, показаны на рис. 3.

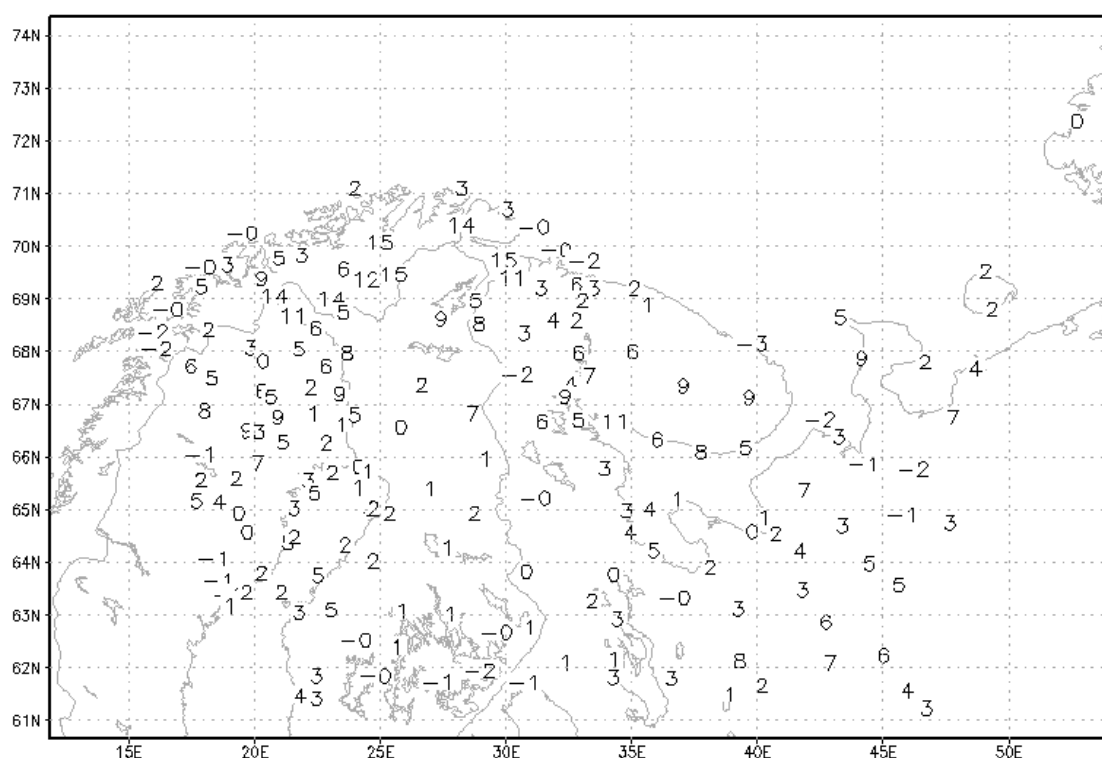


Рис. 3. Разность между начальным полем температуры и наблюдениями на станциях (°C).

Видно, что по данным анализа температура хорошо воспроизводится в Скандинавии, сильно занижается в Мурманской области. Наибольшая разность значений температуры между анализом и данными синоптических станций составила 15 °C. Анализ профилей, полученных аэрологическим зондированием и по данным NCEP, показал их близость. Выше 1 км (10-15 модельного уровня) начальные поля практически совпадают. С помощью 3DVAR начальные поля были изменены так, что при усвоении синоптических данных температура понизилась на 3–5 °C практически по всей территории всей Мурманской области. При этом понизилась температура в нижних 500 м (на 5–10 нижних модельных уровнях). Таким образом, в начальных данных нижний слой атмосферы оказался охлажденным относительно данных исходного анализа.

На рис. 4 показан временной ход прогнозируемой температуры, осредненной по области 67–69° с.ш. 35–40° в.д., от исходных начальных полей и полей после 3DVAR. Исходное отличие между прогнозами в 4,1 °С в течение 12 часов прогноза убывает до 1 °С. Однако разность сохранялась в течение всех 60 часов прогноза и составила к концу срока 1,7 °С. Данные наблюдений на станциях показывали еще на 2–6°С более низкую температуру, но, тем не менее, использование усвоения данных позволило уменьшить ошибку прогноза почти на 2 °С.

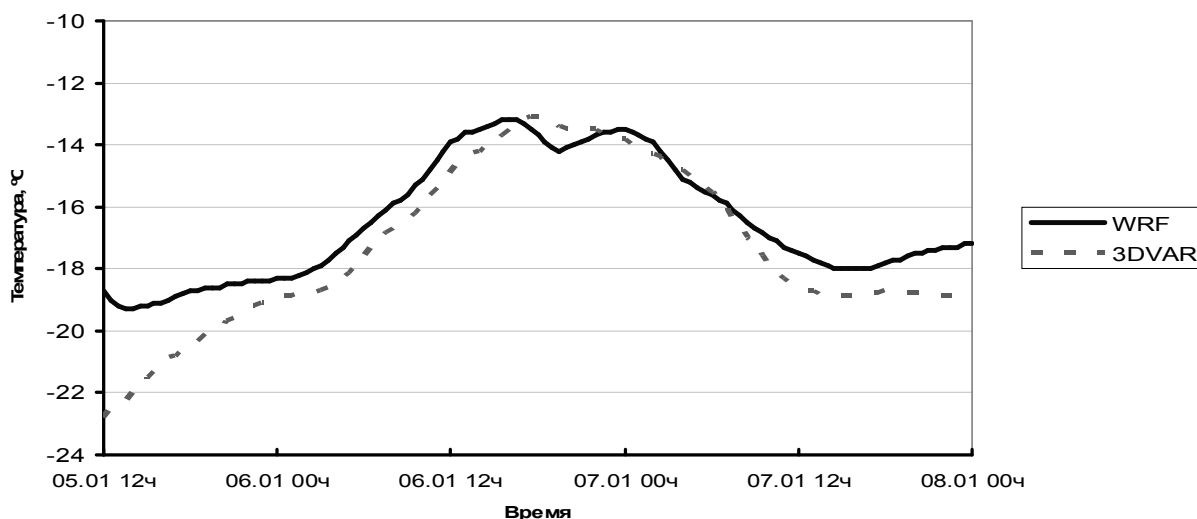


Рис. 4. Осредненная по области 67–69° с.ш. 35–40° в.д. температура в двух прогнозах, от анализа NCEP (WRF) и прогноза с усвоением данных (3DVAR)

Воспроизведение в прогнозе поля приземного ветра в районе Японии

Одной из задач, для которых необходимо очень точное воспроизведение полей скорости ветра, является использование данных расчетов метеорологических полей в качестве входных данных для моделей распространения и переноса примесей. При прогнозировании метеоситуации вокруг атомной станции Фукусима после аварии были выявлены значительные расхождения в направлениях ветра. Следует заметить, что по данным наблюдений ситуация 15 марта 2010 года характеризовалась сложной метеобстановкой. С 0 часов 15 марта (по местному времени) ветер дул на юг и юго-запад в сторону суши, а во второй половине дня 15 марта (после 12 часов) ветер поменял направление на северо-запад. При этом наблюдалась значительная изменчивость ветра по территории. В эти сроки были зафиксированы выбросы радионуклидов во время аварии на АЭС.

Ни в анализе NCEP, ни в анализе Европейской центра среднесрочных прогнозов, ни в прогнозе от исходного анализа NCEP не воспроизводились наблюдавшиеся изменения в

направлении ветра. Ветер южного и юго-западного направлений не присутствовал в таком прогнозе. Использование 3DVAR позволило в значительной степени скорректировать поле ветра и получить направления ветра, более соответствующие наблюдавшимся величинам и направлениям (рис. 5). Использование полученного таким образом поля ветра в качестве исходных данных для модели распространения радионуклидов позволило получить след выброса, хорошо соответствующий данным измерений [1, 13].

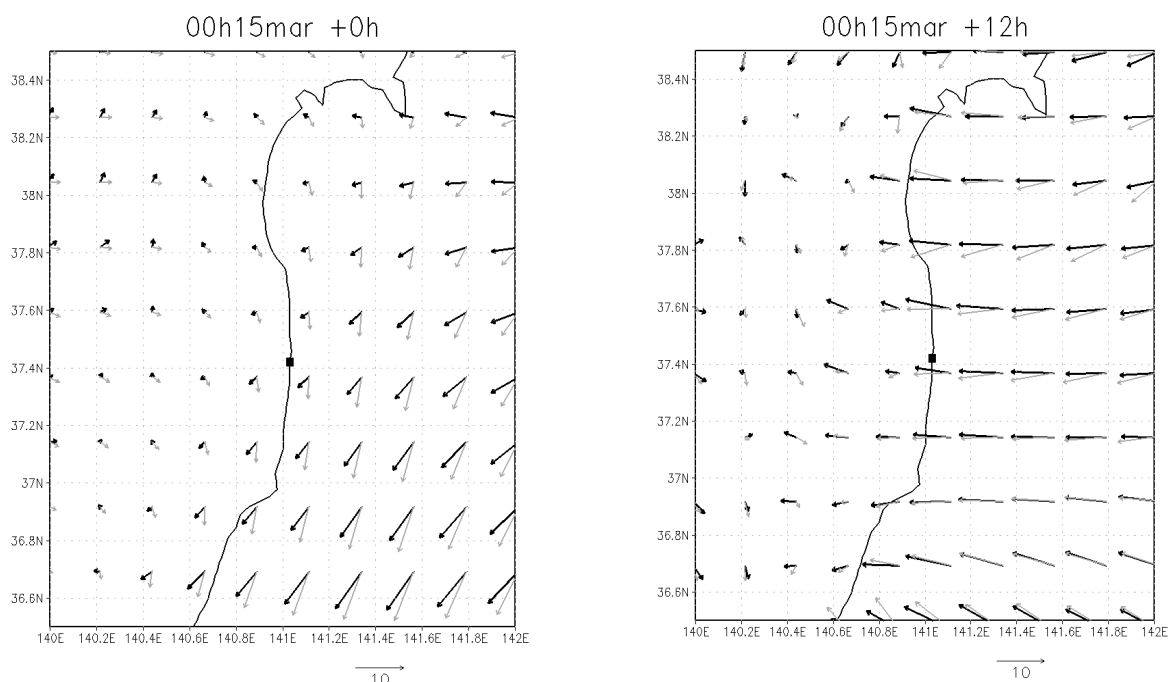


Рис. 5. Поле приземного ветра в районе Фукусимы в исходном прогнозе (серые стрелки) и после усвоения данных (черные стрелки).

Статистический анализ результатов

Были рассчитаны две серии прогнозов на 48 часов каждый через сутки: первая серия прогнозов – от исходных начальных полей на основе анализа, вторая – от полей анализов, измененных с помощью системы 3DVAR. Расчеты осуществлялись для трех областей (кроме Японии) для января 2010 г. и июля 2009 года.

По результатам были рассчитаны средние разности между станционными данными и прогнозами, а также абсолютная и среднеквадратическая ошибки для скорости ветра, температуры, абсолютной влажности и давления.

Оказалось, что для Московской области разность между прогнозами от исходных начальных полей и полей после 3DVAR довольно быстро исчезает со временем, т.е. прогноз перестает определяться начальными данными.

Было выдвинуто предположение, что начальные значения метеорологических параметров довольно быстро «уносятся ветром», и прогноз в таком случае определяется

только граничными условиями и практически не зависит от начальных условий. В связи с этим были произведены расчеты на большей области и посчитана аналогичная разница между прогнозами. Оказалось, что на этой области разность так же быстро затухает со временем.

Гипотеза о «сдувании» была проанализирована путем наложения на карты разности температуры между прогнозами поля скорости ветра (рис. 6). Отличия между прогнозами иногда можно связать со скоростью ветра, переносом температурных «неоднородностей» ветром. В рассмотренном примере созданные «возмущения» температурного поля переносились характерным для Московской области западным ветром и где-то через 10–12 часов прогноза уже «вышли» за границы рассматриваемой области.

Графики средней ошибки прогноза температуры в зависимости от заблаговременности прогноза приведены на рис. 7.

В большинстве случаев прогнозы от анализов и от 3DVAR практически совпадают, отличия наиболее заметны лишь при небольших заблаговременностях прогноза. Летом в Мурманской и Московской областях прогнозы отличаются только первые 6 часов прогноза, при больших заблаговременностях усвоение данных не оказывает влияния на прогноз. Эффект 3DVAR заметен в зимний месяц, особенно в Мурманской области, эффект усвоения данных прослеживается до 36–48 часов.

Средняя разность (BIAS), абсолютная ошибка (ABIAS) и среднеквадратичная ошибка (RMSE) прогнозов температуры (T , °C), отношения смеси (Q , г/кг) и давления (p , гПа) при использовании исходных начальных полей и после усвоения данных для заблаговременности 24 ч приведены в табл. 1 (в табл. 1 и 2 выделены случаи уменьшения ошибок). Средние ошибки по всем параметрам практически совпадают, можно заметить лишь небольшое уменьшение в январе в Мурманской области.

Зимой ошибки влажности невелики, изменения, вносимые усвоением данных, незначительны. Летом прослеживается небольшое уменьшение ошибок для Мурманской области и Европейской территории России.

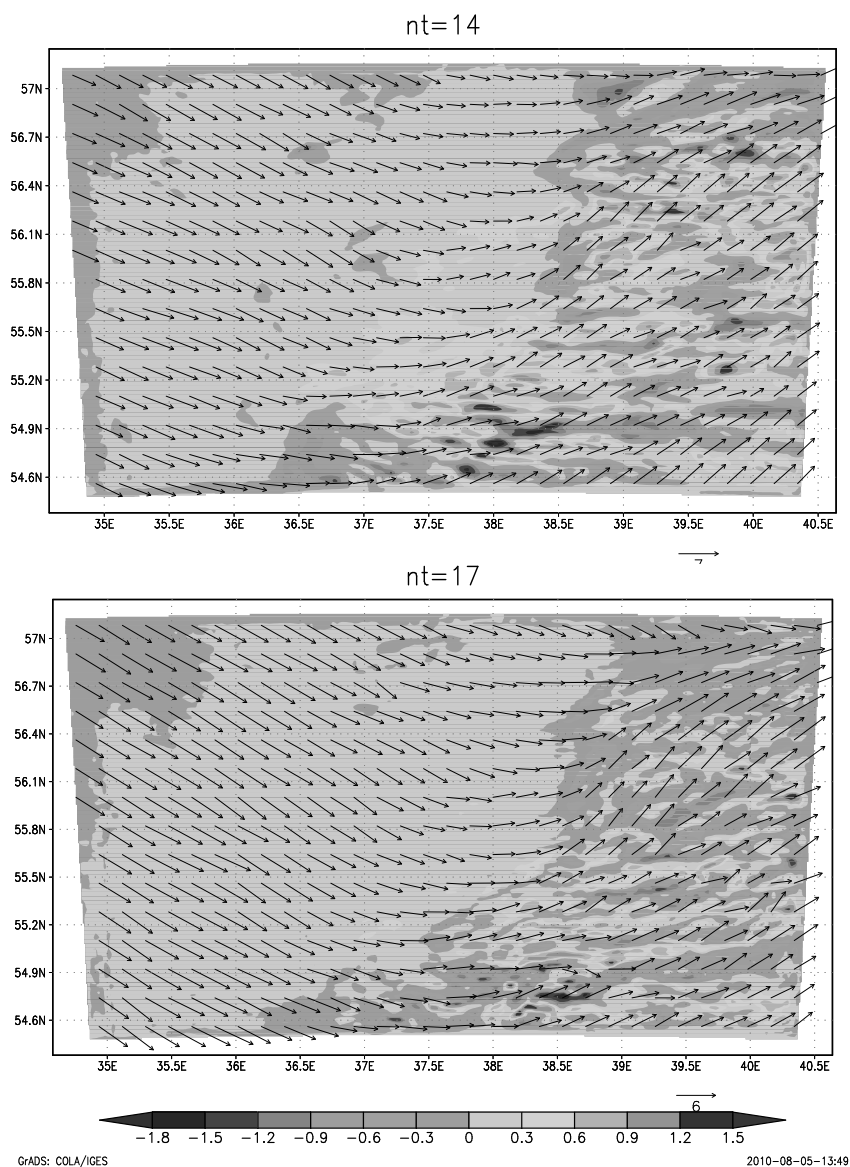


Рис. 6. Разность между прогнозами температуры и ветер через 7 ч от начала прогноза (сверху) и через 8,5 ч (снизу).

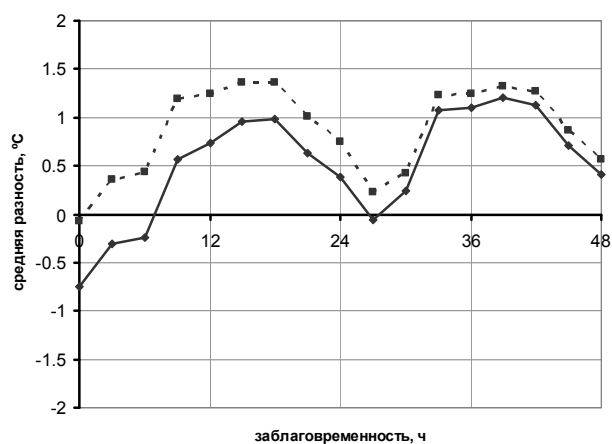
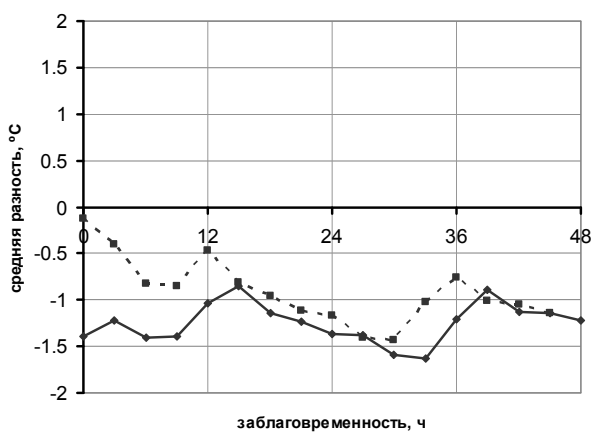
Векторные ошибки скорости ветра в зависимости от заблаговременности приведены в табл. 2. Исходное начальное уменьшение ошибки ветра не прослеживается при больших заблаговременностях. Только небольшое уменьшение ошибок произошло для Европейской территории России для летнего месяца.

Отдельно было оценено влияние усвоения данных на прогноз такой интегральной величины, как осадки. Результаты расчетов оценок осадков на 12 ч заблаговременностью 30 ч приведены в табл. 3. Оказалось, что ошибки при использовании исходных начальных полей и после усвоения данных практически совпадают.

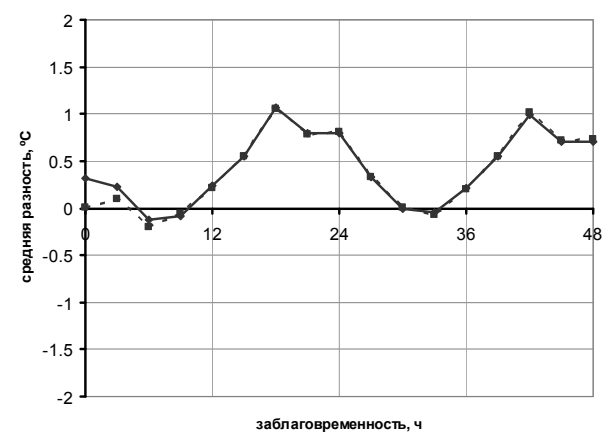
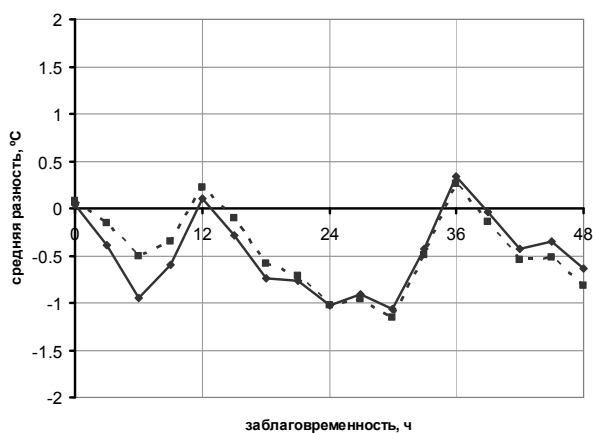
Январь 2010 года

Июль 2009 года

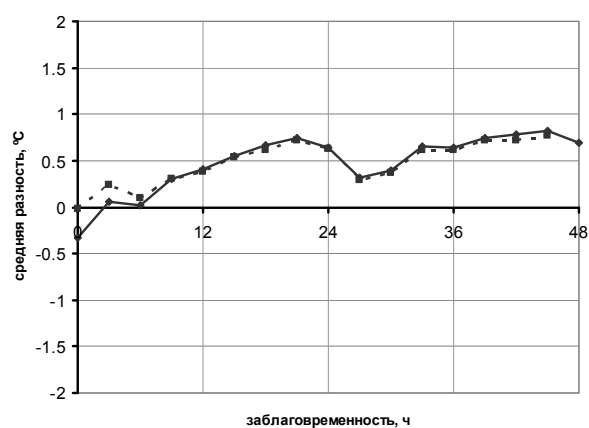
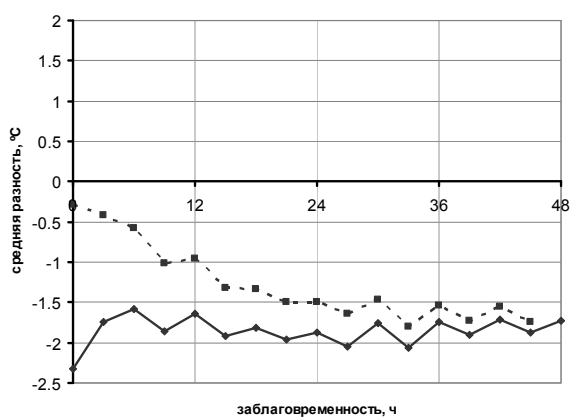
Европейская территория России



Московская область



Мурманская область



—◆— WRF

- -■- - 3DVAR

Рис. 7. Среднемесячные ошибки прогноза температуры в зависимости от заблаговременности прогноза.

Ошибки прогнозов на 24 ч температуры, отношения смеси и давления при использовании исходных начальных полей (base) и после усвоения данных (var)

	Январь 2010						Июль 2009					
	BIAS		ABIAS		RMSE		BIAS		ABIAS		RMSE	
	base	var	base	var	base	var	base	var	base	var	base	var
Европейская территория России												
T	-1,36	-1,17	3,37	3,24	4,76	4,34	-0,05	0,23	1,69	1,71	3,42	3,43
Q	-0,15	-0,11	0,36	0,35	0,50	0,50	-0,34	-0,04	1,13	1,09	1,61	1,54
p	1,86	1,04	2,59	1,98	33,41	22,70	0,62	0,13	1,54	1,56	14,72	14,32
Московская область												
T	-1,02	-1,03	2,76	2,77	3,23	3,24	0,79	0,81	1,55	1,56	1,90	1,90
Q	-0,08	-0,09	0,22	0,22	0,26	0,26	0,16	0,17	0,74	0,73	0,91	0,90
p	0,81	0,79	0,89	0,88	1,11	1,11	0,18	0,18	0,55	0,55	0,68	0,68
Мурманская область												
T	-1,87	-1,50	3,81	3,66	4,87	4,67	0,65	0,63	1,49	1,47	1,89	1,87
Q	-0,11	-0,05	0,36	0,34	0,44	0,42	0,03	0,06	0,62	0,62	0,81	0,81
p	0,69	0,60	0,98	0,92	1,25	1,19	0,21	0,20	0,54	0,52	0,74	0,71

Таблица 2

Векторная ошибка ветра при использовании исходных начальных полей (base) и после усвоения данных (var)

Заблаговременность, ч	Январь 2010		Июль 2009	
	base	var	base	var
Европейская территория России				
0	1,71	1,19	1,50	1,06
12	1,56	1,55	1,77	1,65
24	1,61	1,60	1,52	1,46
48	1,64	1,64	1,60	1,54
Мурманская область				
0	1,94	1,52	1,45	1,19
12	1,58	1,56	1,57	1,55
24	1,64	1,62	1,26	1,27
48	1,68	1,67	1,29	1,29
Московская область				
0	1,32	0,80	1,32	0,89
12	1,44	1,40	1,70	1,75
24	1,44	1,43	1,20	1,21
48	1,45	1,45	1,19	1,19

Таблица 3

Оценки прогноза осадков на 30 ч (мм/12 ч) при использовании исходных начальных полей (base) и после усвоения данных (var)

	Мурманская область	Европейская территория России
--	--------------------	-------------------------------

Оценка прогноза	январь 2010 г.		июль 2009 г.		январь 2010 г.		июль 2009 г.	
	base	var	base	var	base	var	base	var
Асолютная ошибка	1,60	1,59	2,51	2,49	5,22	5,20	5,83	5,78
Средняя ошибка	-0,79	-0,80	-1,08	-1,11	-4,48	-4,49	-4,74	-4,82
Общая оправдываемость	61	61	67	67	65	65	69	70
Оправдываемость факта осадков	54	52	56	54	51	50	42	41
Оправдываемость факта без осадков	69	70	76	78	77	78	80	82
Предупрежденность факта осадков	67	67	67	68	65	65	47	48
Предупрежденность факта без осадков	57	56	67	67	65	65	77	77

Заключение

Таким образом, можно сказать, что разность в прогнозах от исходных анализов и после дополнительного усвоения данных заметна лишь при больших расхождениях начальных данных и измерений на станциях, которые возникают несколько раз в месяц, или при очень малых заблаговременностях прогноза. При таких условиях использование системы 3DVAR улучшает прогноз и не ухудшает в остальных. Соответственно, наличие подобных случаев оправдывает использование данной системы, которая не требует больших затрат машинного времени.

Проведенный анализ показывает, что подобное изменение начальных данных оказывает влияние на прогноз при заблаговременностях до 10–12 ч для небольших областей, на 24–48 ч – для больших областей. Тем не менее, следует подчеркнуть, что в некоторых случаях, подобных приведенному примеру по Японии, использование 3DVAR просто необходимо.

Работа выполнена с частичной поддержкой гранта РФФИ 10-08-00493-а и FP7-IRSES-"Climseas".

Список использованных источников

1. Арутюнян Р.В., Бакин Р.И., Большов Л.А., Дзама Д.В., Припачкин Д.А., Семенов В.Н., Сороковикова О.С., Фокин А.В., Цаун С.Н., Шикин А.В., Игнатов Р.Ю., Рубинштейн К.Г., Смирнова М.М. Некоторые результаты по моделированию радиационной обстановки и оценке источника аварийного выброса на АЭС Фукусима-1 с учетом трехмерных полей метеоданных. – Препринт ИБРАЭ № IBRAE-2011-07.

2. Abhilash S., Someshwar D., Kalsi S.R., Gupta M.D, Mohankumar K., John P.Ge, Banerjee S.K., Thampi S.B., Pradhan D. Impact of Doppler Radar Wind in Simulating the Intensity and Propagation of Rainbands Associated with Mesoscale Convective Complexes Using MM5-3DVAR System // Pure and Applied Geophysics. – 2007. – Vol. 164. – N. 8–9. – P. 1491–1509.

3. *Barker D.M., Huang W., Guo Y.R., Xiao Q.N.* A Three-Dimensional (3DVAR) Data Assimilation System For Use With MM5: Implementation and Initial Results // *Mon. Wea. Rev.* – 2004. – Vol. 132. – P. 897–914.
4. *Chen F., Dudhia J.* Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation // *Mon. Wea. Rev.* – 2001. – Vol. 129. – P. 569–585.
5. *Iacono M.J., Delamere J.S., Mlawer E. J., Shephard M.W., Clough S.A., William D. Collins* Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models // *Journal of Geophysical Research.* – 2008. – Vol. 113. – D13103.
6. *Govindankutty M., Chandrasekar A.* Effect of 3DVAR assimilation of MODIS temperature and humidity profiles on the dynamic and thermodynamic features of three monsoon depressions over the Bay of Bengal // *Meteorology and Atmospheric Physics.* – 2010. – Vol. 107. – N. 1–2. – P. 65–79.
7. *Grell G.A., Devenyi D.* A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – Vol. 29(14). – Article 1693.
8. *Hong, S.-Y., Lim J.-O J.* The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6) // *J. Korean Meteor. Soc.* – 2006. – Vol. 42. – P. 129–151.
9. *Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al.* A Description of the Advanced Research WRF Version 3 // NCAR/TN-475+STR. – National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, 2008.
10. *Sukoriansky S., Galperinand B., Staroselsky I.* A quasi-normal scale elimination model of turbulent flows with stable stratification // *Physics of Fluids.* – 2005. – Vol. 17. – 085107–1–28.
11. *Parrish D.F., Derbe J.C.* The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system // *Mon. Wea. Rev.* – 1992. – Vol. 120. – P. 1747–1763.
12. *Routray A., Mohanty U.C., Niyogi D., Rizvi S.R.H., Krishna K. Osuri.* Simulation of heavy rainfall events over Indian monsoon region using WRF-3DVAR data assimilation system // *Meteorology and Atmospheric Physics.* – 2010. – Vol. 106, N. 1–2. – P. 107–125.
13. *Rubinstein K.G., Nabokova E.M., R.Y. Ignatov R.Y, Smirnova M.M., Arutunyan R.V., Semyonov V.N., Sorokovikova O.S., Fokin A.V., Pripachkin D.A.* Calculation of Surface Tracer Concentration by Set of Hydrodynamic. Weather Forecast Model and Lagrangian Model of Atmospheric Dispersion // *Journal of Environmental Science and Engineering.* – 2012. – Vol. A1. – P. 43–61.

Поступила в редакцию 15.04.2012 г.

О ГИДРОДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКОМ ПРОГНОЗЕ ДО ДВУХ СУТОК ЯВЛЕНИЙ СИЛЬНОГО ВЕТРА И СИЛЬНЫХ ОСАДКОВ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Э.В. Переходцева

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
perekhod@mecom.ru

Введение

Синоптический прогноз шквалов и максимального летнего ветра со скоростью $V > 19$ м/с и $V > 24$ м/с с использованием графических и расчетных методов прогноза этих явлений, представленных в Руководстве по синоптическим прогнозам, в значительной мере зависит от интуиции и профессионализма синоптика. Отечественные гидродинамические модели пока не прогнозируют успешно такие явления с достаточной заблаговременностью. Успешный оперативный прогноз шквалов и порывов ветра со скоростью $V > 19$ м/с и $V > 24$ м/с (критерий опасного явления) заблаговременностью 12–48 ч позволяет своевременно принять предохранительные меры и значительно уменьшить экономические потери. В настоящее время наиболее объективными и успешными представляются статистические методы прогноза шквалов и сильного ветра [7], в которых с помощью некоторого статистического решающего правила проводится распознавание метеорологических ситуаций (интерпретируемых как векторы $\mathbf{X}(A) = (x_1(A), x_2(A), \dots, x_n(A))$), способствующих возникновению этих явлений, и прогноз на основе использования значений выходных прогностических (на 12, 24, 36, 48 ч) полей гидродинамических моделей.

В статье [9], посвященной оценкам прогноза по статистическим моделям шквалов и смерчей в летний период 2009 года, описывается статистическая модель первого объективного физико-статистического метода прогноза [1, 7] и статистическая модель автоматизированного гидродинамико-статистического прогноза этих явлений по Европейской территории России (ЕТР), использующая выходные данные как полусферной, так и региональной модели Гидрометцентра России [3, 9].

В данной статье показана устойчивость разработанных ранее гидродинамико-статистических моделей прогноза сильного летнего ветра и сильных летних осадков

относительно использования выходных прогностических полей двух разных гидродинамических моделей (полусферной и региональной) для территории Северного Кавказа.

Территория Северного Кавказа является очень сложным в климатическом и географическом отношении регионом, поэтому данные разработанные методы гидродинамико-статистического прогноза сильного ветра и сильных осадков для этой территории предоставляют новую дополнительную для синоптика прогностическую информацию и являются эффективной помощью в прогностической синоптической практике.

Автоматизированный гидродинамико-статистический прогноз максимальной скорости ветра при летних явлениях – сильных шквалах и смерчах

Автоматизированный гидродинамико-статистический прогноз (с заблаговременностью 12 и 24 ч) максимальной скорости летнего ветра $V > 19$ м/с с использованием значений выходных прогностических полей первой оперативной полусферной модели Гидрометцентра России (автор – Л.В. Беркович [2]) был разработан на данных объективного анализа и после проведения испытаний по решению Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета (ЦМКП), оперативно использовался в течение 15 лет в пяти управлениях гидрометслужбы Европейской территории России и Украины, в том числе в Северо-Кавказском УГМС, куда прогнозы сильного ветра с заблаговременностью 12 и 24 ч передавались в виде телеграмм. Оценки успешности этого метода по регионам Европейской территории России представлены в табл. 1 [3]. Обозначения в табл. 1 (как и далее в табл. 2): N – количество оцененных прогнозов; F – общая оправдываемость прогноза, %; $F_{я}$ – оправдываемость прогноза случаев с явлением, %; $F_{бя}$ – оправдываемость прогноза случаев без явления, %; $P_{я}$ – предупрежденность прогнозов с явлением, %; $P_{бя}$ – предупрежденность прогноза случаев без явления, %; T – критерий Пирси-Обухова, $T=1-a-b$, где a – ошибка прогноза первого рода, b – ошибка прогноза второго рода.

В 2000 году был разработан гидродинамико-статистический метод прогноза максимальной скорости ветра $V > 24$ м/с с заблаговременностью 12–24 ч [10], который успешно прошел испытания в четырех УГМС (в том числе и в Северо-Кавказском УГМС) и был рекомендован к использованию в синоптической практике этих УГМС. Гидродинамико-статистические прогнозы сильных шквалов и порывов скорости ветра $V > 24$ м/с с

заблаговременностью 12, 24, 36 ч [9, 10], основанные на данных полусферной модели, поступали в УГМС по электронной почте до 2006 г. включительно.

Таблица 1

**Оценки успешности гидродинамико-статистического метода прогноза скорости ветра
не менее 20 м/с по регионам Европейской территории России**

УГМС	Заблаговременность, ч	N	F	F _я	F _{бя}	П _я	П _{бя}	T
Северо-Западное	12	1110	92	25	99	76	92	0,69
	24	1007	89	21	99	80	89	0,69
Центрально-Черноземное	12	160	91	24	99	80	92	0,72
	24	158	91	22	99	80	91	0,71
Верхне-Волжское	12	955	90	22	98	55	91	0,46
	24	995	90	14	98	48	91	0,39
Северо-Кавказское (равнинная и предгорная территории)	12	405	78	24	96	78	77	0,55
	24	400	78	21	97	79	77	0,56

В гидродинамико-статистической модели прогноза сильного ветра двух классов ($V > 19$ м/с, $V > 24$ м/с), как и в разработанной ранее физико-статистической модели прогноза шквалов со скоростью 20 м/с и более [7], были исследованы связи между выбранными потенциальными предикторами ($n=38$), получаемыми из прогностической модели [9], произведено сжатие исходного пространства предикторов (признаков) без значительной потери информации до восьми наиболее информативных и слабо зависимых предикторов, которые и вошли в исходный вектор-предсказатель [3]. В качестве переменных (x_i) в этих функциях использовались прогностические значения предикторов: геопотенциала на уровне 1000 гПа, температуры и модуля градиента температуры у Земли, температуры точки росы у Земли, скорости ветра на уровне 700 гПа, сдвига ветра в средней тропосфере, а также индекса неустойчивости Вайтинга. На основе байесовского подхода [1] для этих предикторов были рассчитаны линейные статистические решающие правила диагноза и прогноза явлений:

– первого класса (для $V > 19$ м/с) $F_1(\mathbf{X}) = \sum a_i x_i + c_1, i=1, \dots, k, k < n;$

– второго класса ($V > 24$ м/с) $F_2(\mathbf{X}) = \sum v_j x_j + c_2, j=1, \dots, l, l < n.$

Методы были автоматизированы и рекомендованы к использованию в синоптической практике в Верхне-Волжском, Северо-Кавказском, Северо-Западном и Центрально-Черноземном УГМС.

Оценки (табл. 1) независимых испытаний прогноза скорости ветра $V > 19$ м/с для предгорных районов Северного Кавказа достаточно успешны. Значения предупрежденности наличия и отсутствия явления, а также значения критерия Пирси-Обухова, равные 0,55-0,56, являются для этого объективного автоматизированного метода достаточно высокими. Синоптики Северо-Кавказского УГМС регулярно пользовались этими прогнозами, поступающими к ним два раза в сутки до 2006 г., пока основной оперативной гидродинамической моделью являлась полусферная неадиабатическая модель по полным уравнениям (автор – Л.В. Беркович). К 2006 году были проведены независимые испытания гидродинамико-статистического метода прогноза шквалов и ветра скоростью $V > 24$ м/с с заблаговременностью 36 ч в Верхне-Волжском, Северо-Западном УГМС и УГМС Республики Татарстан. Методы были рекомендованы по оценкам испытаний для внедрения в синоптическую практику этих УГМС [9]. Следующим шагом в разработке методов прогноза максимального летнего ветра на Северном Кавказе была разработка метода прогноза сильного и опасного летнего ветра с заблаговременностью до 12–48 ч на основе выходной продукции региональной модели Гидрометцентра России.

Адаптация модели гидродинамико-статистического прогноза летнего максимального ветра к территории Северного Кавказа

С введением в оперативную практику региональной модели Гидрометцентра России (автор – В.М. Лосев [6]) при разработке оперативного автоматизированного прогноза двух классов максимального сильного летнего ветра (со скоростью ветра $V > 19$ м/с и с $V > 24$ м/с) проводился расчет значений дискриминантных функций $F_1(\mathbf{X})$ и $F_2(\mathbf{X})$ по прогностическим данным региональной модели, а также значений зависящих от них вероятностей прогноза $P_1(\mathbf{X})$ и $P_2(\mathbf{X})$ [9]. При адаптации статистической модели прогноза к новой гидродинамической модели следовало учесть систематические ошибки региональной гидродинамической модели при переходе от вероятностного прогноза к альтернативному категорическому прогнозу. По эмпирически найденным для каждой заблаговременности новым пороговым вероятностям для явлений каждого класса выделялись прогнозируемые области сильного ветра первого и второго классов соответственно (при наличии в области узлов сетки, в которых $P > P_{\text{пор}}$, где $P_{\text{пор}}$ – пороговая вероятность). Для горной территории Северного Кавказа иногда выделялись небольшие области высоких вероятностей прогноза опасного летнего ветра с $V > 24$ м/с. Экономический ущерб в этих областях (отключение электроэнергии во многих селениях,

разрушение административных и хозяйственных построек, выход из строя ЛЭП и др.) составлял при этом от 1 до 10 млн руб.

В летний период 2011 г. предупреденность с заблаговременностью 12 ч ветра с $V > 24$ м/с составила $P_{\text{я}} = 80$ %, предупреденность отсутствия такого ветра – $P_{\text{от.}} = 92$ %, и оценка критерия Пирси-Обухова составила $T = 0,72$. Для прогноза на следующий день с заблаговременностью 36 ч по сроку 00 ч ВСВ оценки успешности оказались несколько ниже, а для прогноза с заблаговременностью 24 ч практически оказались теми же.

Технология прогнозирования опасного ветра с заблаговременностью 12, 24, 36, 48 ч на основе гидродинамико-статистической модели прогноза

По указанной выше схеме в летний период 2010-2011 гг. были рассчитаны гидродинамико-статистические прогнозы сильного и опасного ветра в Краснодарском и Ставропольском краях, в Волгоградской и Ростовской областях, в Северной Осетии, Кабардино-Балкарии, Чечено-Ингушетии и Дагестане.

В оперативной системе Гидрометцентра России расчет вероятностей прогноза опасного ветра производится два раза в сутки с заблаговременностью 12, 24, 36, 48 ч. На карте ЕТР с помощью графического пакета «ИЗОГРАФ» автоматически расчерчиваются изолинии равной вероятности как для поля $P_1(\mathbf{X})$ (вероятностей прогноза ветра с $V > 19$ м/с), так и для поля $P_2(\mathbf{X})$ (вероятностей прогноза ветра с $V > 24$ м/с).

Прогнозируемая по $P_2(\mathbf{X})$ область опасного ветра выделяется на карте ЕТР изолинией пороговой вероятности $P_{\text{пор.}}$, соответствующей заданной заблаговременности (рис. 1), или значениями вероятности P в узлах сетки 75×75 км, превышающими значение пороговой вероятности $P_{\text{пор.}}$ (рис. 2).

На рис. 1 представлен пример прогноза ветра со скоростью $V > 24$ м/с на текущий день 28.07.2011 года. В Волгограде в этот день при $P > 70$ % (при $P_{\text{пор.}} = 64$ %) наблюдался ветер со скоростью $V = 35$ м/с, во Владикавказе – со скоростью $V = 21$ м/с и ночью с $V = 24$ м/с. На рис. 2 представлен пример прогноза опасного ветра со скоростью $V > 24$ м/с на 3.08.2011 г., рассчитанного с заблаговременностью 36 ч. В области, где $P > 64$ %, в г. Кисловодске наблюдалась скорость ветра $V = 22$ м/с, а в Армавире – $V = 33$ м/с. Ограниченный объем статьи не позволяет привести другие примеры прогноза опасного ветра.

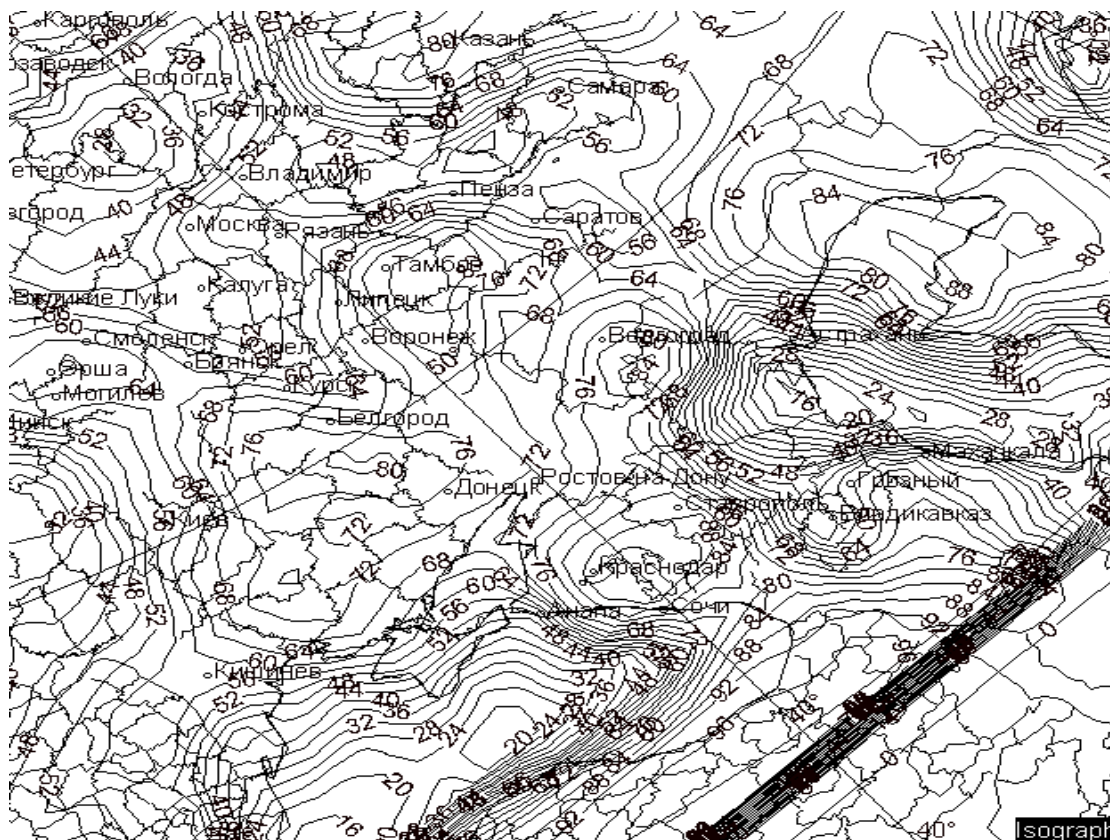


Рис. 1. Прогноз скорости ветра $V > 24$ м/с на 28.07.2011 г. с заблаговременностью 12 ч (область ветра $V > 24$ м/с ограничена изолинией пороговой вероятности $P = 64\%$, широкая темная полоса – граница расчетной области).

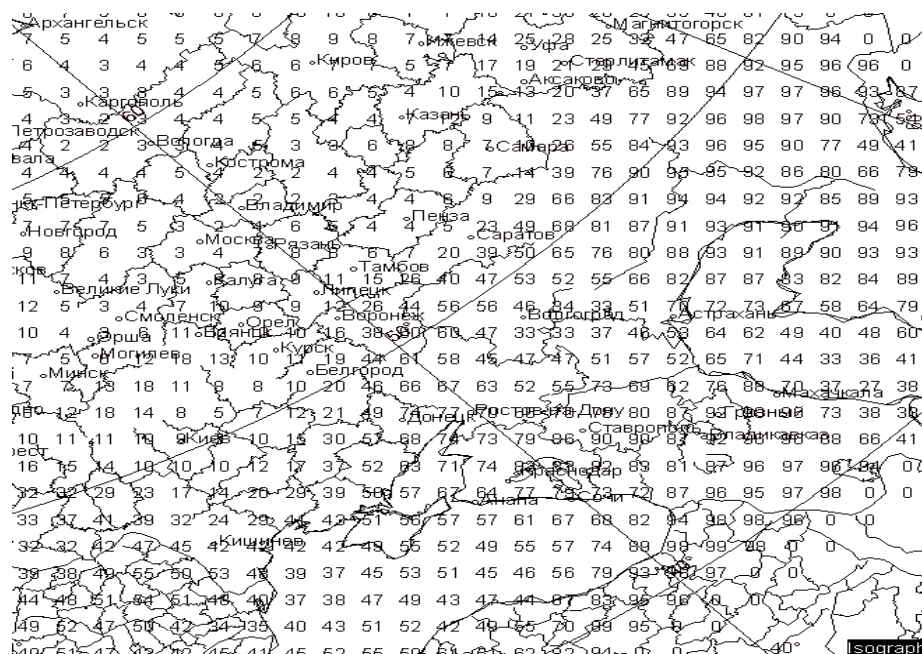


Рис. 2. Прогноз скорости ветра $V > 24$ м/с на 03.08.2011 г. с заблаговременностью 36 ч (цифры – значения P в узлах сетки, область ветра с $V > 24$ м/с при $P > 64\%$).

Модель гидродинамико-статистического прогноза сильных летних осадков двух классов

Модель прогноза сильных летних осадков двух классов (количеством $Q > 14$ мм/12 ч и $Q > 49$ мм/12 ч) была разработана также на данных объективного анализа. Автоматизированный метод прогноза дневных осадков количеством $Q > 14$ мм/12ч заблаговременностью 12–24 ч с использованием выходных данных полусферной модели успешно прошел испытания в тех же УГМС (табл. 2) [4, 5]. Метод прогноза с заблаговременностью 12 и 24 ч опасных полусуточных осадков количеством $Q > 49$ мм/12 ч также оперативно рассчитывался в Гидрометцентре России для территории ЕТР (в том числе и для Северного Кавказа) [11, 12].

Таблица 2

**Оценки успешности гидродинамико-статистического метода прогноза дневных осадков
 $Q > 14$ мм/12 ч по регионам Европейской территории России**

УГМС	Заблаговременность, ч	N	F	F _я	F _{бя}	П _я	П _{бя}	T
Северо-Западное	12	1110	83	33	98	87	82	0,68
	24	719	77	43	88	54	82	0,36
Центрально-Черноземное	12	158	78	30	86	90	65	0,55
	24	86	81	71	91	88	65	0,65
Верхне-Волжское	12	950	70	30	95	68	79	0,47
	24	515	80	88	53	86	59	0,44
Северо-Кавказское (уточненный вариант)	12	405	72	65	83	87	58	0,45
	24	54	85	60	91	60	91	0,51
	24	54	89	67	97	91	88	0,79

Из табл. 2 видно, что оценки прогноза (критерий Пирси-Обухова) сильных дневных осадков количеством $Q > 14$ мм/12 ч для территории Северного Кавказа достаточно высокие. Летом 2002 года успешный прогноз сильных ($Q > 14$ мм/12 ч) и опасных осадков ($Q > 49$ мм/12 ч) позволил предсказать очень сильное наводнение в июне 2002 года, приведшее к большим разрушениям. Также успешно были рассчитаны прогнозы сильных и опасных осадков, приведших к сходу селей и оползней в селеопасных районах Северного Кавказа [12].

В настоящее время гидродинамико-статистический метод прогноза сильных и опасных осадков приспособлен к выходной продукции региональной модели. В качестве примера прогноза стихийного явления приводится прогноз наводнения в октябре 2010 года, вызванного сильными продолжительными ливневыми осадками. С 12.10.2010 г. по 18.10.2010 г. на Северном Кавказе наблюдались сильные ливневые дневные и ночные осадки, вызвавшие

значительное повышение уровня воды в больших и малых реках Северного Кавказа (Кубань, Терек, Подкумок). Сильные дневные и ночные осадки давались в прогнозе на 48 ч (рис. 3 и 4). В результате этого наводнения на р. Кубань были смыты мосты, повреждены автомобильные и железная дороги, почти на сутки было приостановлено движение поездов.

На рис. 5 и 6 приводятся другие примеры оправдавшегося прогноза сильных осадков на Северном Кавказе в летний период 2011 года. На рис. 5 область с вероятностями $P=100\%$ покрывает весь Северный Кавказ (при этом дается прогноз сильных осадков $Q>25$ мм/12 ч). В нескольких пунктах наблюдались сильные ливневые осадки большой интенсивности ($Q=28-40$ мм за 3–4 ч). На рис. 6 представлена область прогнозируемых опасных осадков ($Q>49$ мм/12 ч) на Северном Кавказе, вызванных мощным циклоном. В этой области были отмечены осадки количеством $Q=60$ мм/12 ч. В настоящее время для территории Северного Кавказа автором региональной модели В.М. Лосевым создана телескопизация этой модели с горизонтальным разрешением 20x20 км. В будущем предполагается использовать выходную продукцию этой модели для прогноза явлений погоды горных районов.

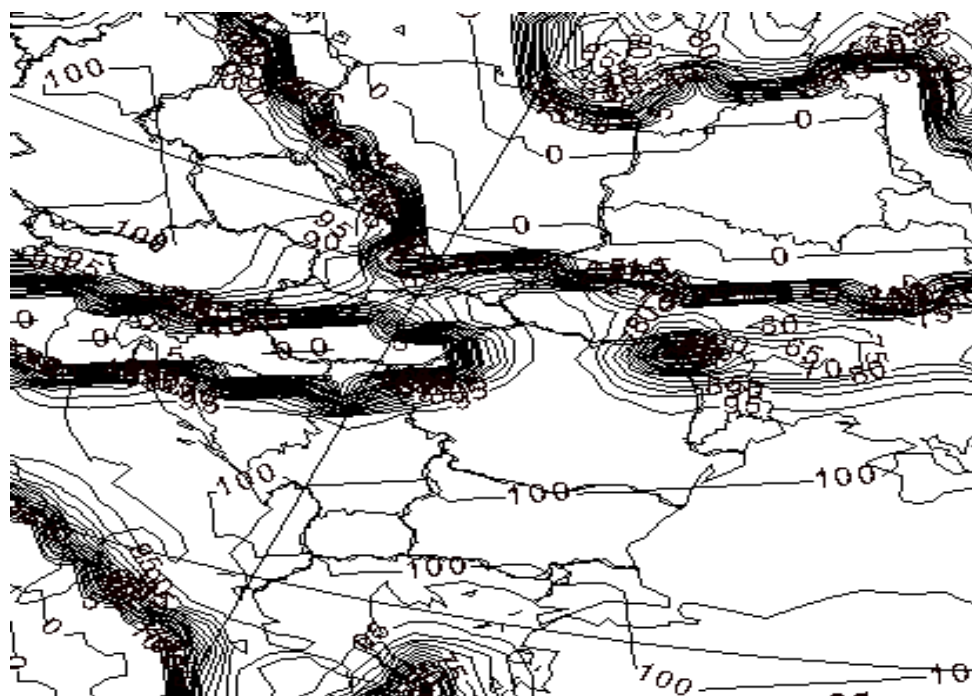


Рис. 3. Прогноз осадков $Q>14$ мм/12 ч на 16.10.2010 г. с заблаговременностью 48 ч (область осадков > 14 мм выделяется вероятностями $P>P_{\text{нор.}}=80\%$; широкая темная полоса – сгущение изолиний P).

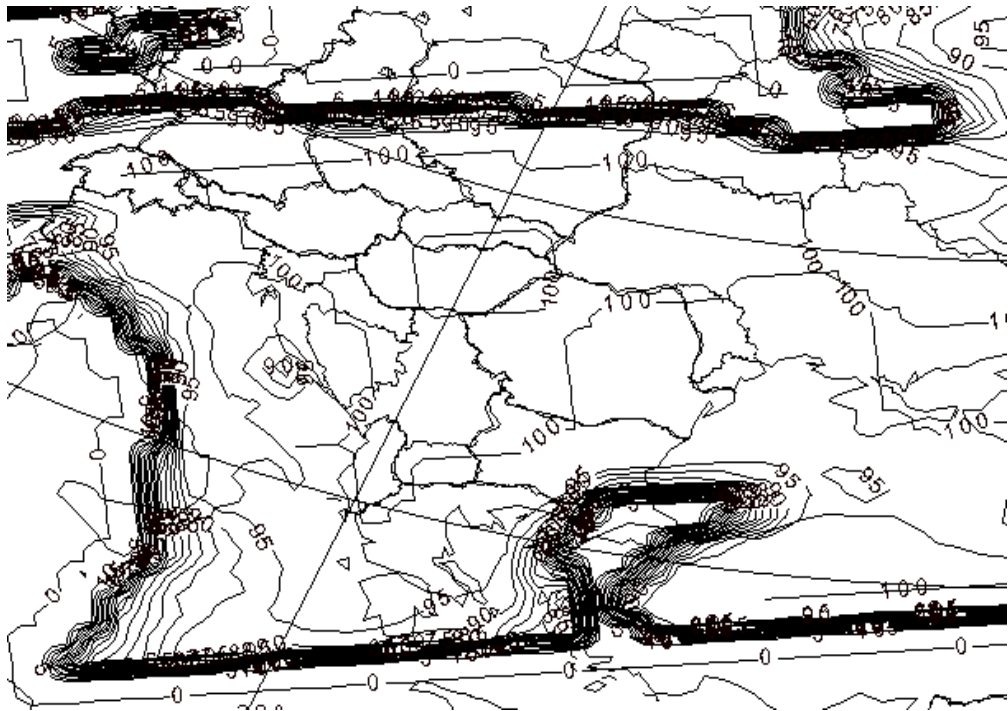


Рис. 4. Прогноз осадков $Q > 14$ мм/12 ч на 18.10.2010 г. с заблаговременностью 48ч (обозначения те же, что на рис.3).

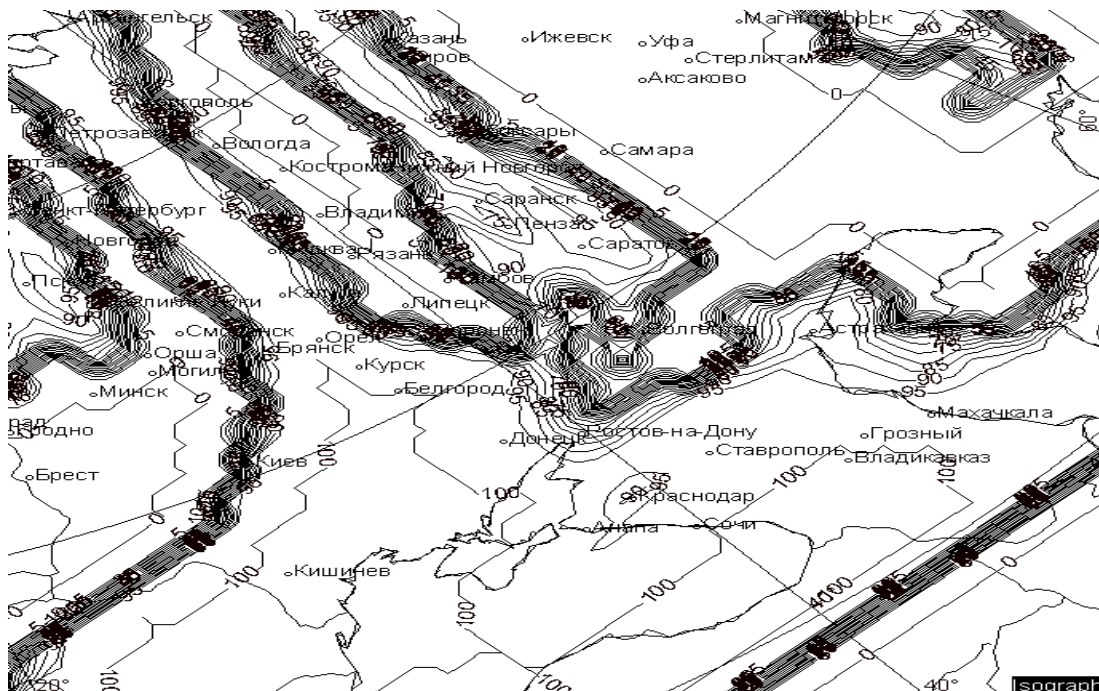


Рис. 5. Прогноз осадков $Q > 14$ мм/12 ч на 26.05.2011 г. с заблаговременностью 48 ч (обозначения те же, что на рис. 3).

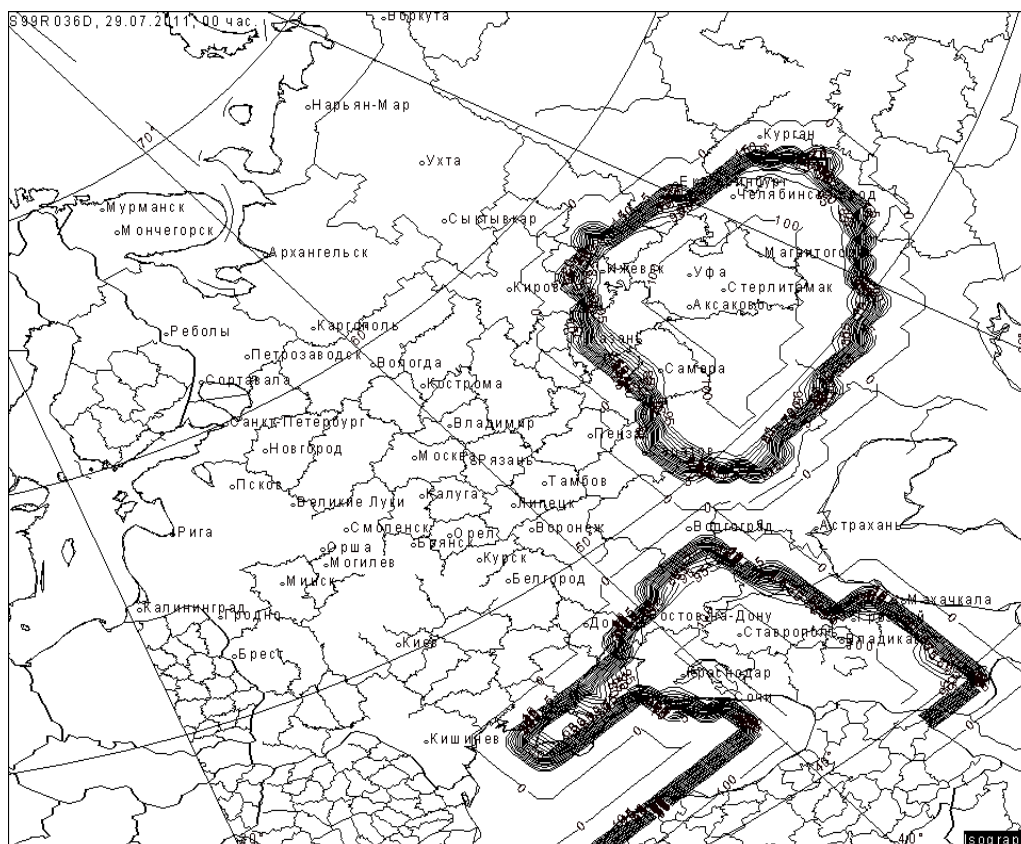


Рис. 6. Прогноз опасных осадков $Q > 49$ мм/12 ч на 30.07.2011 г. с заблаговременностью 36 ч (обозначения те же, что на рис.3).

Заключение

Представленные в работе результаты прогноза на 12–48 ч сильного летнего ветра, включая шквалы и смерчи, и сильных осадков на Северном Кавказе, вызывающих опасные наводнения и сход селей и оползней, на основе гидродинамико-статистической модели прогноза, адаптированной к выходной прогностической продукции региональной модели для территории Северного Кавказа, показали устойчивость разработанных ранее статистических моделей прогноза этих явлений.

Оценки успешности гидродинамико-статистического прогноза до двух суток сильного и опасного ветра и сильных осадков на Северном Кавказе показали возможность использования этой продукции в оперативной синоптической практике. Уточненный автоматизированный прогноз этих явлений позволяет заблаговременно принять меры с целью предупреждения значительных экономических потерь.

Список использованных источников

1. *Андерсон Т.* Введение в многомерный статистический анализ. – М. Физматгиз, 1963. – 500 с.
2. *Беркович Л.В., Ткачева Ю.В.* Развитие неадиабатической полушарной прогностической модели атмосферы // Труды Гидрометцентра СССР. – 1985. – Вып. 277. – С. 3–29.
3. *Веселова Г.К., Гайфутдинова Р.Г., Гостица И.П., Дурова Т.В.* Результаты испытания автоматизированного метода прогноза дневных максимальных скоростей ветра (не менее 20 м/с), связанных с активной конвекцией, заблаговременностью 12 и 24 ч // Информационный сборник № 23. – 1995. – С.7–12.
4. *Веселова Г.К., Переходцева Э.В.* Результаты испытания автоматизированного метода прогноза летних осадков с выделением областей с количеством осадков 15 мм и более на текущий день по европейской части России // Информационный сборник № 22. – 1994. – С. 31–36.
5. *Веселова Г.К., Краснобаева И.А.* Результаты испытания автоматизированного метода прогноза летних дневных осадков количеством 15 мм и более с заблаговременностью 24ч (автор – Э.В. Переходцева) // Информационный сборник № 24. – 1997. – С. 32–38.
6. *Лосев В.М.* Региональная гидродинамическая модель прогноза Гидрометцентра России // 80 лет Гидрометцентру России. – М.: Триада ЛТД, 2010. – С. 36–58.
7. *Переходцева Э.В.* Прогноз шквалов статистическими методами классификации на основании диагностических и прогностических синхронных связей // Труды Гидрометцентра СССР. – 1985. – Вып. 271. – С. 37–60.
8. *Переходцева Э.В.* Анализ устойчивости гидродинамико- статистической модели прогноза шквалов и смерчей для территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т. 6, №. 2. – С. 155–162.
9. *Переходцева Э.В.* Прогноз сильных шквалов и смерчей в летний период 2009 года на основе статистических моделей // Труды Гидрометцентра России. – 2010. – Вып. 344. – С.265–279.
10. *Perekhodtseva E.V.* Hydrodynamic-statistical model of forecast to 36h ahead of dangerous convective phenomena –squalls, tornadoes and rainfalls // Research activities in atmospheric and oceanic modeling. – 2002. – Rep. 32, part 2. – P. 221–223.
11. *Perekhodtseva E.V.* The model of automated hydrodynamic-statistical forecast of strong and dangerous rainfalls for European Part of Russia and Europe // Research activities in atmospheric and oceanic modeling. – 2000. – Rep.30, part 2. –P. 226–228.
12. *Perekhodtseva E.V.* Hydrodynamic-statistical forecast of dangerous precipitation and incurred landslides and mudflows at the territory of Caucasian mountains // XVI Assembly of EGU. – Nice, April 2004.

Поступила в редакцию 16.05.2012 г.

КРАТКОСРОЧНЫЙ ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ МЕТЕЛЕЙ

В.И. Бычкова, К.Г. Рубинштейн

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
Er-riad@mail.ru*

Введение

На значительной территории России и других северных стран метель является часто встречающимся опасным метеорологическим явлением. Значительная продолжительность холодного периода, наличие обширных снежных площадей, синоптических и орографических факторов, обуславливающих возникновение сильных ветров, создают условия для наличия метелевой деятельности на большей части России. По данным [1], на Европейской территории России (ЕТР) продолжительность метелей составляет в среднем около 30 дней в году.

Существует множество определений и близких терминов для метели, например «поземка», «низовая метель», «верховая метель», «буран», «вьюга», «пурга» и т.д. Многие из этих терминов отражают местные диалекты. В статье ограничимся следующими терминами для описания движения снежинок в атмосфере и над поверхностью Земли [2]:

- спокойный снегопад – выпадение снега из атмосферы без ветра;
- общая метель – выпадение снега при сильном ветре (7 м/с и более); структура ветра при этом не имеет особого значения;
- низовая метель – перенос сухого, ранее выпавшего снега, поднимаемого сильным ветром (примерно 10–12 м/с) с поверхности снежного покрова до высоты нескольких метров;
- поземок – перенос ранее выпавшего сухого снега в слое, непосредственно прилегающем к земной поверхности (не более 10–12 см) при скорости ветра обычно более 5 м/с.

Исследования метелей предпринимались еще во второй половине 18 века и были обусловлены необходимостью создавать защитные сооружения для развивающейся сети железных дорог. Одна из первых статей на эту тему в России была опубликована в 1878 году Э.Д. Золотницким [6].

В начале 19 века Н.Е. Долгов сформулировал основные принципы метелевого переноса [4]:

- метель начинается при вполне определенной для данных условий состоянии снежной поверхности скорости ветра;

- снежные частицы, принимающие участие в изменении микрорельефа поверхности, находятся в непосредственной близости к земле.

Н.А. Рынин [8] утверждал, что существует возможность перемещения больших масс метелевого снега и на больших высотах над снежной поверхностью.

В регулярных записях о метелях на станциях отсутствует строгая классификация этого явления, нет подразделения метелей на низовые метели и поземки. Можно выделить материал наблюдений Метеорологической обсерватории Московского университета с 1905 по 1913 годы [1]. По этим данным построено распределение метелей и поземок по месяцам года, выявлена связь метелей с отдельными метеорологическими элементами (температура, ветер, давление, влажность). В этом же сборнике произведен более подробный статистический анализ зависимости метелей от метеорологических элементов по 19 станциям ЕТР за период с 1890 по 1910 год.

В начале прошлого столетия большое внимание уделяется исследованию возникновения и эволюции метелей в различных барических системах. Анализ ежедневных синоптических карт для ЕТР позволил выявить наиболее часто встречающиеся при метелях барические положения, а также характерные черты изменения микробарической структуры при метелях [1].

Некоторые авторы выделяют такие явления, как буран, вьюга, пурга, ураган, вводя различия в соответствии с температурным режимом, составом переносимого вещества и скоростью ветра. В работе [2] приводится порог скорости ветра 7 м/с, с достижением которого и определяется общая метель. У других авторов скорость ветра варьируется от 5 до 10 м/с. Кроме представленных типов метели, Дановский [5] выделил верховую метель, отличающуюся переносом снега на значительной высоте.

При прогнозировании метелей ограничимся двумя типами – общая и низовая метель, разделив при этом существенно различающиеся явления по факту выпадения твердых атмосферных осадков. Поземок, как процесс происходящий в тонком приповерхностном слое и не способный оказать сильного воздействия на ощущения человека, рассматриваться не будет.

Существует множество градаций метелей. По признаку рельефа подстилающей поверхности различают:

- метели на равнинной и слабопересеченной местности;
- горные метели.

По признаку силы ветра, скорость которого измеряется на высоте флюгера метеорологических станций, выделяются следующие виды метелей:

- слабые, при скорости ветра менее 10 м/с;
- обычные, при скорости ветра от 10 до 20 м/с;
- сильные, при скорости ветра от 20 до 30 м/с;
- очень сильные, при скорости ветра от 30 до 40 м/с;
- сверхсильные, при скорости ветра свыше 40 м/с.

По насыщенности снегом различаются:

- насыщенные метели, когда ветровой поток переносит количество снега, соответствующее его максимальной транспортирующей способности;
- ненасыщенные метели, когда вес снега, переносимого ветром, меньше максимума, насыщающего ветровой поток.

Традиционно к прогнозу метелей было принято подходить с точки зрения синоптики. Прогноз метелей базируется на прогнозе развития синоптических процессов и сводится к прогнозу снегопада и сильного ветра при отрицательных температурах с учетом состояния снежного покрова. Для прогноза метелей необходим прогноз положения фронтов, атмосферных вихрей и учет последовательности синоптических событий. Общие метели связаны обычно с зонами фронтальных осадков преимущественно в системе углубляющихся циклонов. Главная роль принадлежит при этом теплым фронтам или фронтам окклюзии, более редко – холодным фронтам. Низовые метели и поземки наблюдаются преимущественно в тылу циклонов и на периферии антициклонов (особенно на юго-западной и западной) при больших горизонтальных градиентах давления, т. е. при сильных ветрах, после выпадения сухого снега.

Ранее, кроме синоптического метода, для прогноза метелей в качестве вспомогательного инструмента в оперативной практике использовался автоматизированный метод Таран и Купянской, разработанный в лаборатории синоптических исследований Гидрометцентра России [9]. Метод базируется на численных прогнозах температуры воздуха у поверхности Земли, скорости ветра, количества осадков. Дополнительно учитывается состояние подстилающей поверхности в исходный срок прогноза. Прогноз составляется по следующему алгоритму (рис. 1):

1. Рассчитываются прогностические значения температуры воздуха в узлах сетки. Узлы, в которых температура воздуха выше 0 °С, исключаются из дальнейшего расчета.

2. В остальных узлах по данным синоптических телеграмм определяется погода в исходный срок и оценивается состояние подстилающей поверхности.

3. Рассчитывается прогноз осадков и поле прогностического давления, по которому определяется скорость геострофического ветра.

4. Заключение о наличии и отсутствии в каждом узле сетки метели составляется в зависимости от прогностических значений указанных величин согласно данным табл. 1.

Метели, достигающие по интенсивности опасных метеорологических явлений и стихийных гидрометеорологических явлений, прогнозируются при скорости ветра более 12,4 и 15 м/с соответственно.

При наличии прогнозируемых осадков для прогноза метели используются два параметра: количество осадков и скорость ветра. В случаях, когда осадки не ожидались, оценивается возможность возникновения низовой метели по данным о скорости ветра и характеристике снежного покрова

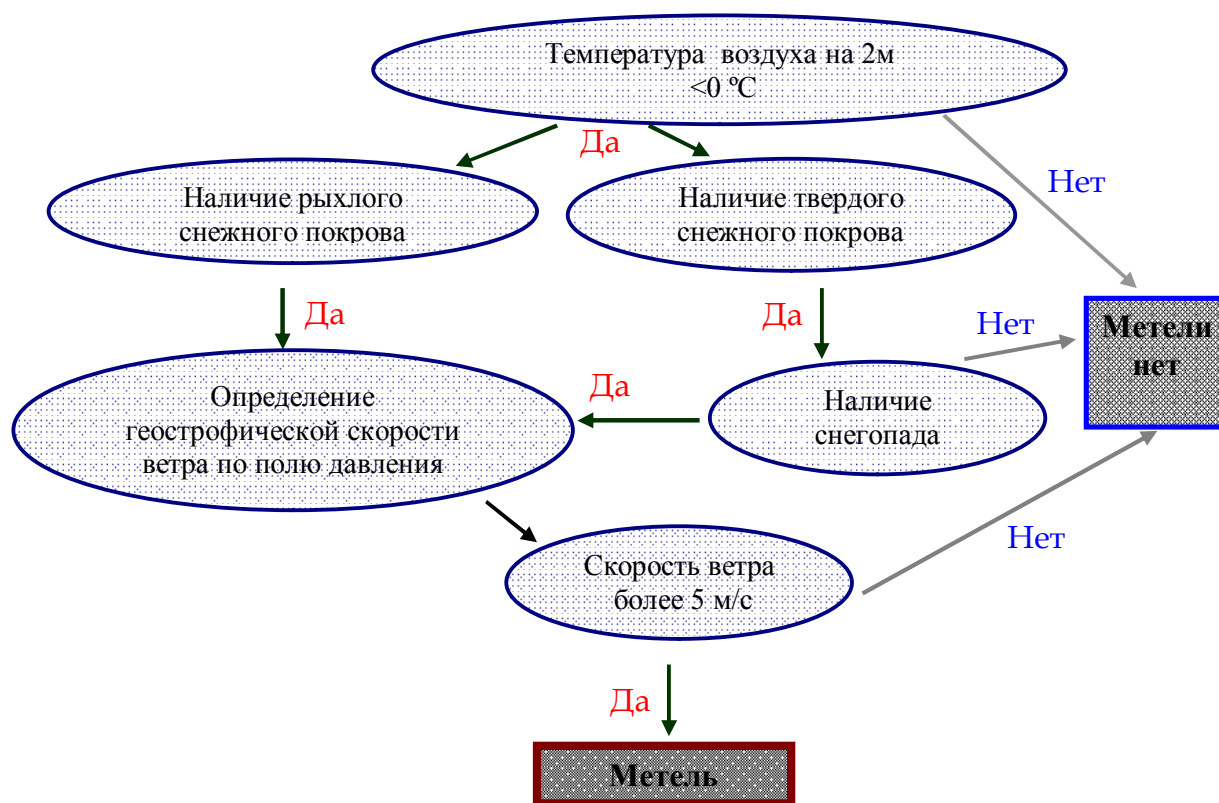


Рис. 1. Алгоритм численного прогноза метелей.

Простота разработанного алгоритма и формы его представления позволяют использовать метод как в ручном, так и автоматизированных вариантах. Оперативные испытания проводились в автоматизированном варианте. Оперативные испытания данного метода проводились на ЕТР в период с октября 1992 г. по март 1993 года. Результаты показали, что общая оправдываемость прогнозов метелей заблаговременностью 12, 24 и 36 ч

составила 81, 76 и 72 % соответственно. При этом оправдываемость прогнозов с явлением метелей колебалась от 76 до 68 %, в то время как метели предупреждены удачно только в 47, 41 и 35 % случаев соответственно.

Таблица 1

Прогноз метелей по методу Таран и Купянской [9]

Прогнозируемое количество осадков в мм за 12 часов и состояние снежного покрова	Прогностическое значение скорости приземного ветра, м/с				
	< 4,9	5...9,9	10,0...12,4	12,5...14,9	>15
0,0-0,4 плотный снег	Метели нет				
0,0-0,4 рыхлый снег	Метели нет	Слабая низовая метель	Умеренная низовая метель	Сильная низовая метель	
> 0,5		Умеренная общая метель		Сильная общая метель	Очень сильная общая метель

В [5] метель рассматривается как двухфазный поток воздуха, пара и снежинок с другими примесями. Корректность определения твердого расхода метели, как ее главной характеристики, зависит от причины взвешивания твердой фазы в пограничном слое. Такой причиной, как было установлено в [5], может быть перепад давления. Если перепад давления отрицателен, то частицы должны как бы «всасываться» в поток, подсакивая вертикально вверх. Опыт показывает, что отрицательные перепады давления действительно встречаются в потоке непосредственно около поверхности.

В этой же монографии приводится формула скорости ветра, соответствующая началу метелевого переноса. Формула выведена из предположения о неподвижной скорости потока, которая не сможет изменить баланс массы. Поэтому скорость, соответствующая началу метелевого переноса, должна превосходить неподвижную скорость [5]:

$$v_{nh} < \sqrt{\frac{lg \frac{h}{\delta_{uu}}}{a_s(\delta)}} * \sqrt{2\delta_{cp}s_0\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right)g},$$

где δ_{uu} – шероховатость поверхности, мм; δ_{cp} – средний размер снежных частиц, мм; ρ_s и ρ – массовая плотность снега и воздуха соответственно, гс²/м⁴; s_0 – объемная концентрация

твердой фазы метели, для начала метелевого переноса равная $0,4 \text{ г/м}^2$; h – высота, равная $0,05 \text{ м}$; $\alpha_s(\delta)$ – коэффициент, равный 1.

По этой формуле можно определить скорость, соответствующую началу метелевого переноса. В [5] за средний размер снежных частиц принята величина $0,3 \text{ мм}$. Поскольку в выходной информации прогностических численных моделей такого параметра, как размер снежных частиц, нет, мы также приняли его равным $0,3 \text{ мм}$. Параметры ρ_s , ρ и δ_w вычислены по прогностическим полям плотности снега и воздуха, а также шероховатости поверхности.

Алгоритм прогноза метели на основе данных модели WRF-ARW

Как было показано выше, прогноз метели базируется на прогнозе твердых атмосферных осадков и сильных ветров при отрицательном температурном режиме и с учетом состояния снежного покрова. В выходных данных модели содержится большое количество прогностической информации о полях температуры (температура поверхности, почвы, воздуха и пр.), а также три компоненты скорости ветра и динамическая скорость. Такого набора параметров для прогноза метели вполне достаточно. Не вызывает также затруднений и информация об осадках. В качестве «снежных» переменных имеем параметры: факт наличия/отсутствия снега, плотность и водный эквивалент снега.

Как указано в [2], общая метель начинается при выпадении твердых осадков тогда, когда ветер достигнет скорости 7 м/с . Примем этот порог в качестве критического для прогнозирования общей метели. К прогнозу низовой метели следует подходить по-другому. В литературе не встречается точного порога скорости ветра, достижение которого необходимо для начала низовой метели. В случае с переносом ветром ранее отложенного снега большое значение имеют именно физические характеристики снежного покрова.

С учетом вышесказанного мы предлагаем следующий алгоритм для прогноза общей и низовой метели (рис. 2).

1. Анализируется поле температуры воздуха, рассчитанного моделью WRF-ARW. Если температура превышает $0 \text{ }^\circ\text{C}$, то принимается, что метелей (общих и низовых) в данной ячейке нет.

2. Анализируется факт выпадения осадков в твердом виде. Если осадки выпадают и скорость ветра на 10 м превышает 7 м/с , то прогнозируется общая метель.

3. Если твердых осадков нет и высота снежного покрова менее $0,1 \text{ см}$, то метель не прогнозируется.

4. При наличии снежного покрова, если скорость ветра превысит критическую, прогнозируется низовая метель.

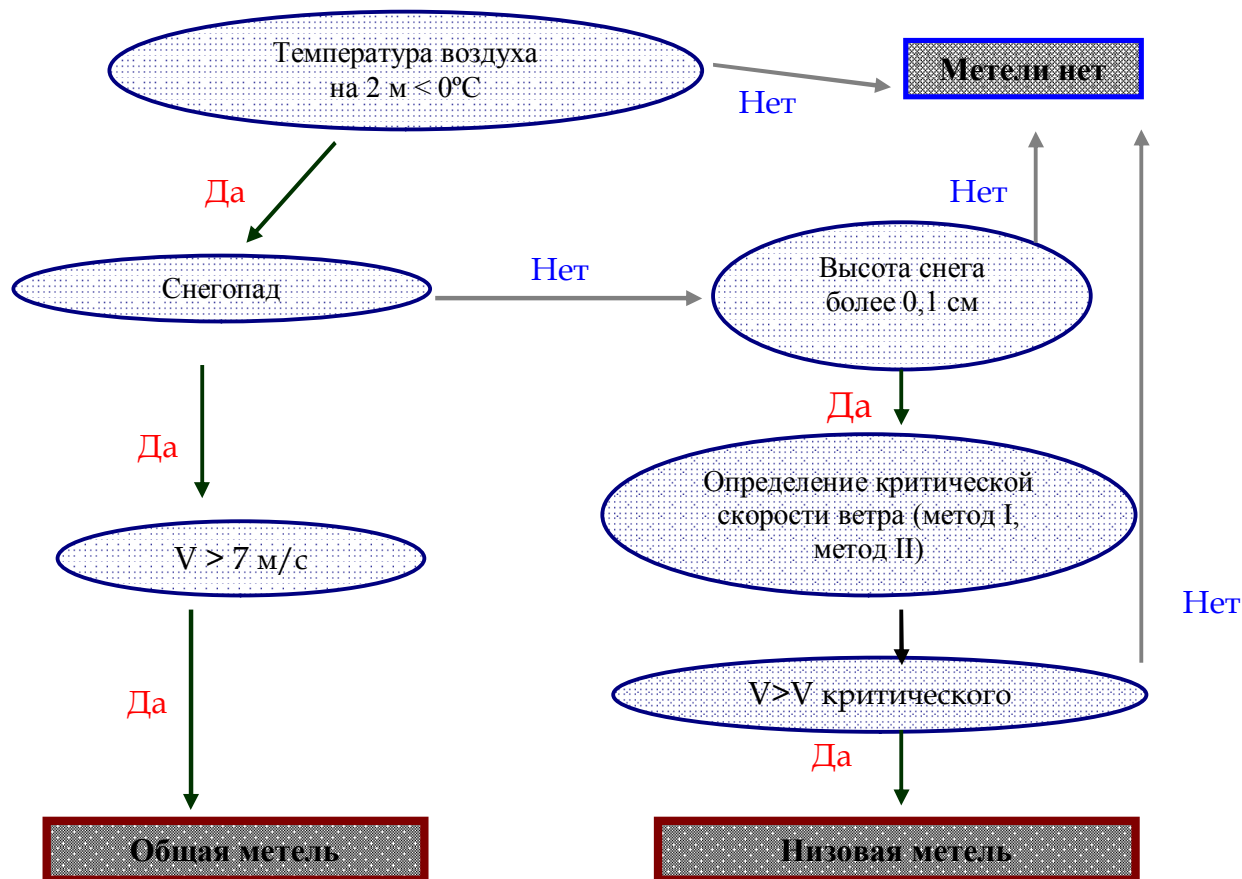


Рис. 2. Предлагаемый алгоритм прогноза общих и низовых метелей.

В данной работе испытано два метода определения критической скорости ветра, достаточной для начала низового метелевого переноса.

Критическая скорость, соответствующая началу низовой метели, зависит от состояния подстилающей поверхности, то есть от свойств снега. Первый предлагаемый метод основан на определении типа снега по его плотности. Одновременно в расчетах используется динамическая скорость ветра [3]:. Плотность снега определяется по прогностическим данным модели как отношение водного эквивалента снега к высоте снега. Таким образом, выделены четыре типа снега с учетом [7]:

1. Сухой свежеснег плотность 0,01–0,05 г/см³,
динамическая скорость 0,15 м/с;
2. Сухой снег, плотность 0,05–0,1 г/см³,
отложившийся несколько часов назад динамическая скорость 0,22 м/с;

3. Уплотненный снег плотность 0,1–0,4 г/см³,
динамическая скорость 0,4 м/с;
4. Старый затвердевший снег плотность 0,4–0,7 г/см³,
динамическая скорость 1 м/с.

Соответственно, если динамическая скорость ветра, прогнозируемая моделью, превышает предложенные критические значения, прогнозируется низовая метель.

Второй метод основан на вычислении порогового значения скорости ветра на 10 м [5]. В его расчетах учитывается параметр шероховатости снежной поверхности, размер снежных частиц, объемные плотности снега и воздуха. Подробная формула приведена выше

Следует отметить, что пороговые значения скорости ветра для определения общих метелей, достаточная высота снежного покрова при прогнозировании низовой метелевой деятельности могут быть изменены в целях улучшения прогноза. Подобные изменения могут быть связаны как с метеорологическими особенностями района, для которого подготавливается прогноз метелей, так и со систематическими ошибками прогнозирования численной моделью того или иного параметра.

Результаты прогнозов общих и низовых метелей по предложенному алгоритму для Мурманской области

В лаборатории моделирования общей циркуляции и климата разрабатывается система прогноза опасных метеорологических явлений для Мурманской области [10]. Кроме прогноза экстремальных величин ветра, осадков и температуры планируется прогнозировать метели. В качестве региона для тестирования алгоритма прогноза была выбрана Мурманская область.

На выбранной территории находятся 30 станций, по данным которых были определены случаи метелевой деятельности. Станционная информация использовалась в качестве эталонных значений для валидации результатов. На рис. 3 показана расчетная область модели.

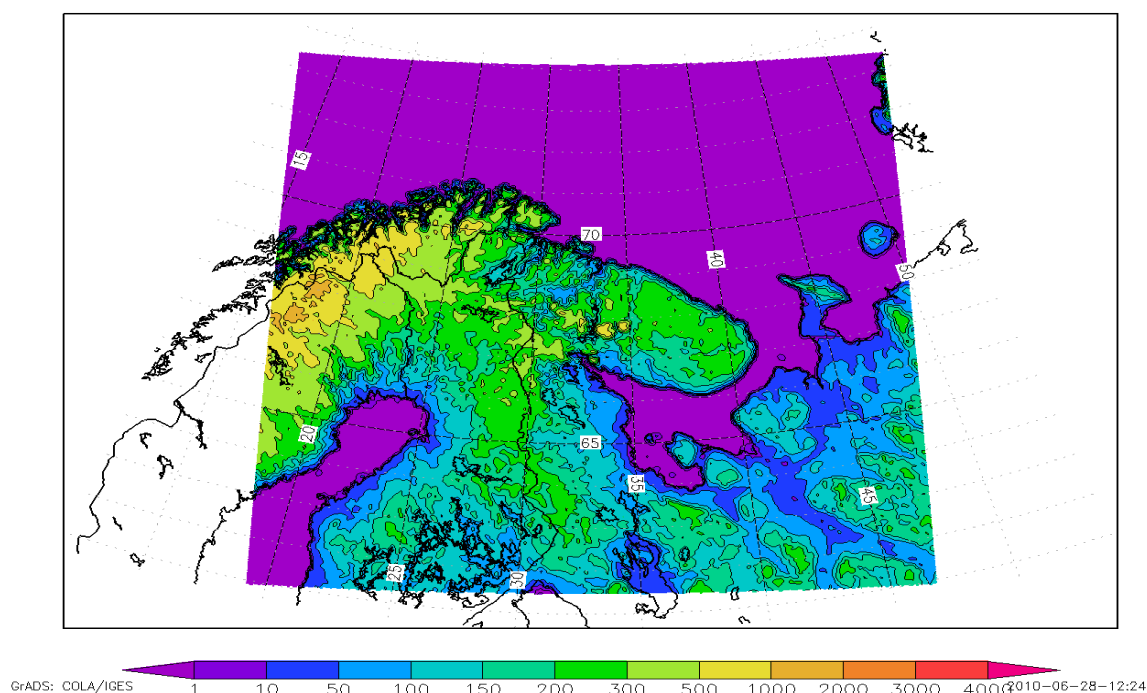


Рис. 3. Расчетная область прогнозов для Мурманской области и использованная орография.

В данной работе для прогнозов реализована полярная версия модели WRF версия 3.3.1 с пространственным разрешением 5 км. В качестве начальных и краевых условий использовался реанализ NSEP/NCAR с 6-часовым временным шагом. За период с 2000 по 2010 год на территории Мурманской области наблюдалось более 50 случаев низовых метелей. Из всего ряда явлений выделено два наиболее ярких, при которых метелевая деятельность наблюдалась более, чем на трех синоптических станциях: с 11 по 13 января 2003 г. и с 26 по 28 января 2007 г.. Для этих случаев получены численные значения характеристик снега, ветра и осадков.

В целях улучшения качества прогноза численные эксперименты были проведены с усвоением стационарных данных (система 3DVAR).

Для указанных случаев метелевой деятельности посчитан прогноз низовой метели по предложенной выше методике и общей метелевой деятельности. Расчет критической скорости ветра, необходимой для начала метелевого переноса, производился по двум методам, описанным выше.

Прежде чем оценивать прогноз факта наличия или отсутствия метелей, оценивались базовые метеорологические поля температуры, скорости ветра и твердых осадков. В качестве эталона использованы данные синоптических станций, находящиеся на рассматриваемой территории.

Таким образом, мы получили базовый уровень качества прогнозов региональной модели. Стандартный уровень ошибок прогноза температуры для данного региона составил: 2,5 °С для 2003 г., 3,1 °С для 2007 г.; с системой усвоения данных 3,1 и 2,5 °С соответственно. Ошибки скорости ветра для двух рассматриваемых периодов составили 2,4–2,8 м/с. Примечательно, что прогностическая температура воздуха занижается по сравнению со стационарными данными, а скорость ветра, наоборот, завышается примерно на 2 м/с. Это говорит о том, что при прогнозировании метелей с использованием этих данных будет велико количество «ложных» метелей, при том, что число не предсказанных метелей будет невелико.

При оценке метелевой деятельности в качестве эталона используется информация о характере погоды с синоптических станций. Оценивается только факт наличия метели, рассчитанной с использованием двух методов определения критической скорости ветра.

Как говорилось выше, за десятилетний период с 2000 года по Мурманской области были выбраны случаи низовой метели, при которых факт низовой метели отмечен наблюдателями более чем на двух синоптических станциях. Несмотря на то, что в данном регионе находятся 30 станций, за этот период было зафиксировано 4 низовых метели. По этим четырем случаям и были оценены численные прогнозы (табл. 2). Из данных, приведенных в таблице, видно, что оправдываемость прогноза низовых метелей не превышает 25 %. Во всех случаях велико количество лишних тревог и пропусков цели. По приведенным данным не удастся сделать вывод о том, какой из методов определения критической скорости представляется более надежным. В условиях слишком малого количества синоптических данных, приведенные оценки нельзя назвать объективными.

Метелевая деятельность общего характера начинается тогда, когда при выпадении твердых осадков ветер на 10 м достигает отметки в 7 м/с. Однако для предсказания метелей по модельным данным, в целях улучшения качества прогноза, эти критерии могут быть изменены. Оценки скорости ветра, полученной в ходе расчетов (табл. 3), показали, что прогнозы завышают наблюдаемую скорость ветра. Поэтому подбор критериев для ветра осуществлялся путем увеличения порогового значения. Так, лучшие результаты показал вариант прогнозирования метелей при скорости ветра более 9 м/с и осадках более 0,1 см.

Таблица 2.

Качество прогноза низовой метели (в долях единицы)

Статистический показатель	Первый метод определения критической скорости ветра	Второй метод определения критической скорости ветра
11–13 января 2003 года		
Оправдываемость	0,23	0,25
Предупрежденность	0,6	0,2
Лишние тревоги	0,77	0,75
Пропуск цели	0,4	0,8
Предупрежденность отсутствия явления	0,33	0,8
Критерий Пирси-Обухова	–0,06	0
26–28 января 2007 года		
Оправдываемость	0,25	0,2
Предупрежденность	0,06	0,16
Лишние тревоги	0,75	0,8
Пропуск цели	0,9	0,8
Предупрежденность отсутствия явления	0,9	0,52
Критерий Пирси-Обухова	–0,03	–0,3

Таблица 3

Качество прогноза общей метели (в долях единицы)

Статистический показатель	Модель WRF	Модель WRF с 3DVAR
11–13 января 2003 года		
Оправдываемость	0,32	0,44
Предупрежденность	0,8	0,28
Лишние тревоги	0,67	0,5
Пропуск цели	0,2	0,7
Предупрежденность отсутствия явления	0,5	0,9
Критерий Пирси-Обухова	0,35	0,18
26–28 января 2007 года		
Оправдываемость	0,23	0,1
Предупрежденность	0,56	0,3
Лишние Тревоги	0,8	0,9
Пропуск Цели	0,4	0,7
Предупрежденность отсутствия явления	0,5	0,3
Критерий Пирси-Обухова	0,08	–0,4

Как и в случае прогнозирования низовых метелей, оправдываемость прогнозов невелика. В случае прогнозирования метеорологических полей без использования системы

усвоения данных 3DVAR показатели предупрежденности наличия или отсутствия метели можно считать удовлетворительными. Практически по всем статистическим критериям вариант прогноза WRF 3DVAR оказался менее надежным. Основные ошибки в обоих случаях связаны с ошибочным предсказанием наличия метелевой деятельности. Эта ошибка возникает из-за неправильных расчетов области выпадения осадков. Более правильным подходом к оценке таких опасных явлений, как метели, в условиях недостатка станционных данных будет подход, изложенный в статье [10], в основе которого лежит оценка опасных явлений по выделенным административно-географическим районам (рис. 4).

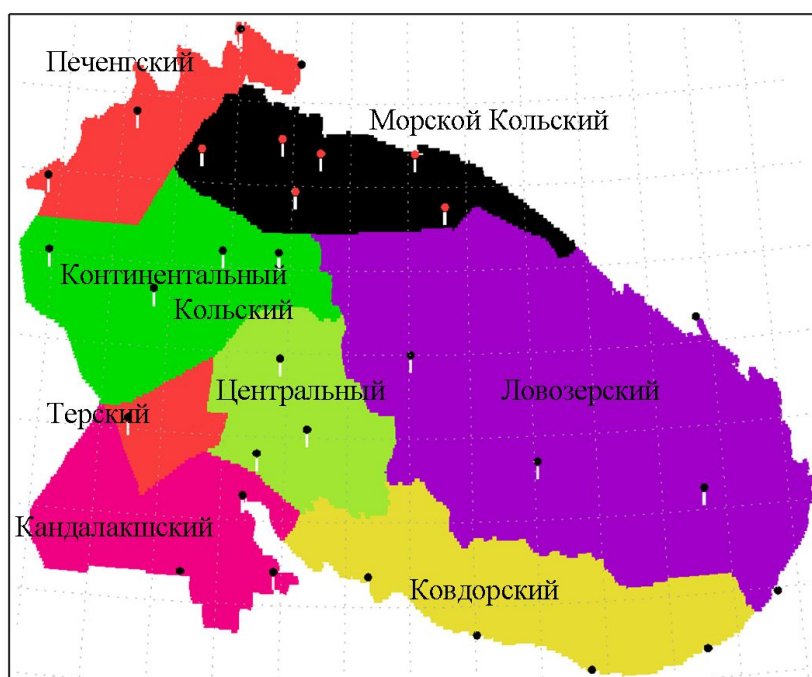


Рис. 4. Районирование Мурманской области по административно-географическому признаку и расположенные на ней синоптические станции.

Низовые метели в указанные сроки 2003 и 2007 гг. наблюдались в Печенгском и Морском Кольском районах. Проведена попытка оценивать полученный прогноз метели по этим районам (другие районы в связи с отсутствием станционной информации не рассматривались). Результаты представлены в табл. 4, 5.

Как и ожидалось, оценки общих и низовых метелей для регионов заметно улучшились. Практически во всех случаях предупрежденность факта наличия метелевой деятельности близка к единице. Статистические показатели ошибок прогноза низовых метелей лучше при использовании второго метода определения критической скорости.

Таблица 4

Качество прогноза низовой метели по отдельным районам Мурманской области
(в долях единицы)

Статистический показатель	Первый метод определения критической скорости ветра	Второй метод определения критической скорости ветра
11–13 января 2003 года		
Оправдываемость	0,4	0,3
Предупрежденность	1,0	0,8
Лишние тревоги	0,6	0,6
Пропуск цели	0,0	0,2
Предупрежденность отсутствия явления	0,4	0,5
Критерий Пирси-Обухова	0,4	0,3
26–28 января 2007 года		
Оправдываемость	0,23	0,45
Предупрежденность	0,6	0,9
Лишние Тревоги	0,7	0,5
Пропуск Цели	0,5	0,08
Предупрежденность отсутствия явления	0,13	0,35
Критерий Пирси-Обухова	–0,4	0,3

Таблица 5

Качество прогноза общей метели по отдельным районам Мурманской области
(в долях единицы)

Статистический показатель	Модель WRF	Модель WRF с 3DVAR
11–13 января 2003 года		
Оправдываемость	0,38	0,51
Предупрежденность	0,97	0,87
Лишние тревоги	0,62	0,49
Пропуск цели	0,03	0,13
Предупрежденность отсутствия явления	0,14	0,57
Критерий Пирси-Обухова	0,11	0,44
26–28 января 2007 года		
Оправдываемость	0,32	0,42
Предупрежденность	0,96	0,89
Лишние Тревоги	0,68	0,58
Пропуск Цели	0,04	0,11
Предупрежденность отсутствия явления	0,11	0,47
Критерий Пирси-Обухова	0,07	0,36

Следует отметить, что статистические оценки качества прогноза метелей (первый метод) рассчитаны по большому ряду данных, тогда как оценки второго метода посчитаны для единичных случаев прогноза метелей, осредненных за 2003 и 2007 гг. Во всех случаях

показатели оправдываемости выше у методики определения метели, описанной в работе [9], тогда как предупреденность заметно выше у алгоритма прогноза, представленного в данной статье (табл. 6).

Таблица 6

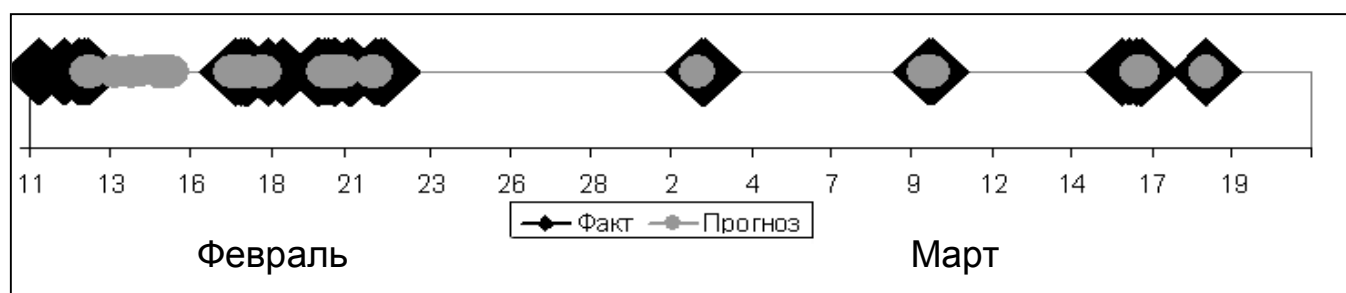
**Сравнение качества прогнозов общих метелей
по методу Таран-Купьянской [9] (1) и представленному в данной работе (2)**

Заблаговременность, ч	Оправдываемость		Предупреденность	
	Метод 1	Метод 2	Метод 1	Метод 2
12	0,81	0,5	0,47	1
24	0,76	0,65	0,41	1
36	0,72	0,47	0,35	0,87

Подробный анализ прогностических карт низовых метелей показал, что хуже всего прогнозируются метели на побережье – на двух северных станциях Печенгского района. Эта ошибка связана с тем, что в модели снег на побережье «сдувается» сильными ветрами, хотя на станциях его высота превышает порог в 0,1 см.

Во всех случаях прогнозирования метелей велико значение лишних тревог. При прогнозе общей метелевой деятельности ошибка в этом элементе обусловлена значительным увеличением границ выпадающих осадков. При использовании системы усвоения данных 3DVAR количество лишних тревог уменьшается благодаря более корректному описанию полей твердых осадков.

Описанная система прогнозирования общей и низовой метелевой деятельности внедрена в регулярный счет. Ниже представлен график (рис. 5) наличия общих метелей на станции 22324 «Умба» с 11 февраля по 22 марта 2012 года. Эта станция выбрана в связи с высокой повторяемостью в этой местности метелей. По графику видно, что признак наличия метелей, посчитанный по данным модели WRF-ARW, хорошо согласуется с наблюдениями. Только в начале рассматриваемого периода наблюдается расхождение между прогностическими и фактическими сроками начала метелей.



**Рис. 5. Наблюдавшиеся метели и их прогноз на станции 22324 «Умба»
с 11 февраля по 22 марта 2012 года.**

По четырем станциям Мурманской области (22324 – Умба, 22334 – Кашкаранцы, 22339 – Чаванга, 22349 – Палицы), наиболее подверженным метелевой деятельности, посчитано качество оперативного прогноза общих метелей в период с 11 февраля по 22 марта 2012 года (табл. 7).

Таблица 7

Качество оперативного прогноза общей метели по четырем станциям Мурманской области с 11 февраля по 22 марта 2012 года (в долях единицы)

Статистический показатель	Модель WRF
Оправдываемость	0,52
Предупрежденность	0,28
Лишние тревоги	0,48
Пропуск цели	0,72
Предупрежденность отсутствия явления	0,95
Критерий Пирси-Обухова	0,22

Заключение

В работе представлен алгоритм прогноза общих и низовых метелей с использованием модели WRF-ARW. При анализе качества прогноза метелевой деятельности более корректно оценивать факт наличия метели не по точкам расположения синоптических станций, фиксирующих текущую погоду, а по районам. В качестве районов было использовано деление на округа по административно-географическому признаку, предложенное в [10].

Лучшие результаты показал метод определения пороговой скорости ветра, достижение которой необходимо для начала низовой метели, в котором учитывается плотность снега и воздуха, а также шероховатость поверхности. При прогнозе общих метелей использование системы усвоения данных 3DVAR привело к значительному улучшению качества прогнозов. В обоих случаях прогноза метелевой деятельности велик процент лишних тревог.

Прогноз низовых и общих метелей по Мурманской области внедрен в оперативную практику. По представленной методике рассчитан прогноз метелей с 11 февраля по 22 марта 2012 года. Оценка по отдельно выбранным станциям, отличающимся большой повторяемостью общих метелей, показала относительно высокий процент оправдываемости прогнозов и меньший, по сравнению с экспериментами 2003 и 2007 гг., процент лишних тревог.

Работа над предложенной методикой в дальнейшем будет продолжена с целью улучшения качества прогноза и уменьшения ложных тревог метелевой деятельности.

Работа выполнена с частичной поддержкой гранта РФФИ 10-08-00493-а и FP7-IRSES-«Climseas».

Список использованных источников

1. *Бончаковский В.Ф.* Метели и поземки // Труды Центрального аэрогидродинамического института. – 1925. – Вып. 11. – 78 с.
2. Вельтищев Н.Ф. Руководство по краткосрочным прогнозам. – Гидрометеоиздат, 1986. – 299.
3. *Грей Д.М., Мэйл Д.Х.* Снег. – Л.: Гидрометеиздат 1986. – 737 с.
4. *Долгов Н.Е.* Борьба со снегом на русских железных дорогах. Вып. 1. – Екатеринбург, 1909.
5. *Дюнин А.К.* Механика метелей. – Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1963. – 376 с.
6. *Золотницкий Э.Д.* О снежных заносах // Журнал Министерства путей сообщения (часть неофициальная). – Т. 4, кн. 1.– 1878.
7. *Рихтер Г.Д.* Снежный покров, его формирование и свойства. – М.: Издательство академии наук СССР, 1945. – 120 с.
8. *Рынин Н.А.* Заметка по поводу изучения работы снеговых защит // Сборник Института инженеров путей сообщения. Вып. 89. – Петроград, 1915
9. *Таран И.В., Купянская Т.П.* Прогноз метели различной интенсивности, включая стихийные для Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР. – 1989. – Вып. 299. – С. 22–24.
10. *Ширяев М.В., Рубинштейн К.Г., Игнатов Р.Ю., Бычкова В.И.* Предварительные оценки результатов работы экспериментальной системы прогноза опасных метеорологических явлений для Мурманской области на базе модели WRF-ARW // Труды Международной молодежной школы и конференции CITES-2011 «Computational information technologies for environmental sciences», Томск, Россия, 3-13 июля 2011 г., – С. 22–26.

Поступила в редакцию 25.04.2012 г.

ПРОГНОЗ КАТЕГОРИЙ ОПАСНОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

М.В. Ширяев, К.Г. Рубинштейн

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
mr.felixoid@gmail.com*

Задача надежного прогноза опасного метеорологического явления (ОЯ), то есть прогноза редкого явления в определенной точке в конкретный момент времени, является сложнейшей задачей на современном этапе численного прогнозирования. В данной работе рассматривается несколько иная задача, а именно прогноз категорий степени опасности явлений, возникновение которых может ожидаться на некоторой территории в определенном интервале времени. Такая задача представляется более реализуемой и может быть верифицирована, например, по метеорологическим станциям.

В настоящее время существуют различные технологии прогноза опасных явлений. В Гидрометцентре России разработаны два независимых метода прогнозирования шквалов и смерчей. По методу А.А. Алексеевой [1] прогноз шквалов в градации ОЯ осуществляется с помощью дискриминантной функции. Гидрометеорологические предупреждения составляются вручную синоптиками Гидрометцентра России с учетом результатов работы прогностических моделей и синоптического опыта. Для прогноза сильных и штормовых ветров по методу Э.В. Переходцевой [3] используется статистическая модель диагноза и прогноза этих явлений. Также в Гидрометцентре России выпускаются предупреждения об ОЯ по типу «ALARM» для Центрального и Северо-Западного федеральных округов России, для Мурманской области и Краснодарского края.

Объединенное средство оповещения населения для европейских стран «ALARM» (<http://meteoalarm.eu>) работает по следующему принципу: все участники программы (32 метеоцентра стран Европы) рассчитывают по собственным алгоритмам вероятность возникновения различных метеорологических опасностей. В результате информация о возможности возникновения опасной ситуации отправляется на общий сайт, который и формирует карту предостережений для всей Европы. При выборе интересующей страны осуществляется переход на карту страны с подробным описанием типов ожидаемых явлений по областям. По информации некоторых национальных метеорологических центров, не существует единых алгоритмов расчетов вероятности возникновения опасности.

Особенности работы системы “ALARM” в различных странах Европы

Для различных стран (и даже регионов) характерно возникновение опасных метеорологических явлений различного рода и интенсивности. В табл. 1 представлена сводная информация о явлениях, категории опасности которых прогнозируются некоторыми метеослужбами Европы.

Таблица 1

Характер прогнозируемых различными метеослужбами опасных метеорологических явлений

Метеоцентры	Сильный ветер	Интенсивный снег / гололёд	Грозы	Туман	Экстремально высокая температура	Экстремально низкая температура	Прибрежные явления	Лесные пожары	Лавины	Ливни и интенсивные дожди
DWD, Германия	x	x	x		x	x				x
HNMS, Греция	x	x	x	x	x	x		x		x
Met.no, Норвегия	x		x	x	x	x	x	x	x	x
SMHI, Швеция	x	x	x				x	x		x
Гидрометцентр России	x	x	x	x	x	x		x		x

Прогноз категорий ОЯ в метеослужбе Германии (DWD)

Критерии категорий опасности для всей страны являются одинаковыми, лишь для горных районов приняты специальные критерии оценки категорий опасности снегопадов. Даются предупреждения: по 1) сильному ветру; 2) интенсивному снегопаду; 3) грозам; 4) экстремально высоким и 5) экстремально низким температурам; 6) сильным дождям; 7) туманам; 8) озёрным и прибрежным морским явлениям; 9) гололёду; 10) оттепели. В настоящее время предупреждения в основном даются «в ручном режиме», а также используется процедура наукастинга для поддержания или опровержения предупреждений. Разрабатывается полуавтоматическая процедура предупреждений. Критерии определения границ категорий опасности метеорологических явлений представлены в табл. 2.

Информация по категориям опасности метеорологических явлений любезно предоставлена д-ром Christa Stein, сотрудником метеослужбы Германии.

Критерии определения границ категорий опасности метеорологических явлений в Германии

Метеорологическое явление	Критерии границ категорий опасности
Порывы ветра на высоте 10 м	14-17 м/с 18-24 м/с 25-28 м/с
Гроза	молния, порывы ветра молния, шквалы или сильные шквалы
Сильный дождь	10-25 л/м ² в течение 1 часа 20-35 л/м ² в течение 6 часов
Непрерывный дождь	25-40 л/м ² в течение 12 часов 30-50 л/м ² в течение 24 часов 40-60 л/м ² в течение 48 часов
Небольшой снег	до 5 см в течение 6 часов до 10 см в течение 12 часов (на высотах более 800 м иные критерии)
Снегопад	5-10 см в течение 6 часов 10-15 см в течение 12 часов (на высотах более 800 м до 30 см в течение 12 часов)
Метель	снегопад или свежевыпавший снег при скорости ветра 11-17 м/с (на высотах более 800 м иные критерии)
Обледенение	гололедица
	гололёд
Оттепель	таяние снега: 25-40 л/м ² за 12 часов 30-50 л/м ² за 24 часов 40-60 л/м ² за 46 часов
Туман	видимость менее 150 м
Заморозок	в период с 01.04 по 31.10 каждого года понижение температуры ниже 0 °С
Мороз	температура ниже –10 °С (на высотах более 800 м иные критерии)

Прогноз категорий ОЯ в метеослужбе Греции

По границам категорий опасности ОЯ страна поделена на различные регионы в зависимости от вида опасного метеорологического явления. Границы категорий опасности принимаются в зависимости от повторяемости явления.

Потенциально опасным считается явление, встречающееся более 30 раз в год, опасным – явление, встречающееся от 1 до 30 раз в год, очень опасным – менее одного раза в год.

Границы категорий опасности метеорологических явлений, принятые в метеослужбе

Греции, приведены в табл. 3.

Данные были любезно предоставлены сотрудником Греческой национальной метеорологической службы Panagiotis Skrimizeas.

Таблица 3

Границы категорий опасности метеорологических явлений в Греции

Явление		Категория опасности			
		Зелёная	Желтая	Оранжевая	Красная
Ветер (км/ч)		< 60	60 ... 80	80 ... 100	≥ 100
Порывы ветра (км/ч)		< 80	80 ... 110	110 ... 130	≥ 130
Осадки (мм/24 ч)	1 группа регионов	< 20	20 ... 60	60 ... 100	≥ 100
	2 группа регионов	< 15	15 ... 40	40 ... 75	≥ 75
Осадки (мм/12 ч)	1 группа регионов	< 15	15 ... 50	50 ... 80	≥ 80
	2 группа регионов	< 10	10 ... 30	30 ... 60	≥ 60
Экстремальная жара (°C)	Сев. Греция - Эпир	< 35	35 ... 39	39 ... 42	≥ 42
	Цент. и Вост. Греция	< 37	37 ... 41	41 ... 44	≥ 44
	Островная территория	< 33	35 ... 37	37 ... 40	≥ 40
Экстремальные морозы (°C)	Сев. Греция - Эпир	> -5	-5 ... -8	-8 ... -15	≤ -15
	Цент. и Вост. Греция	> -1	-1 ... -4	-4 ... -8	≤ -8
	Островная территория	> 0	0 ... -2	-2 ... -5	≤ -5
Снег (высота, см)	Сельская местность	Нет	0 ... 5	5 ... 25	> 25
	Городская местность	Нет	0 ... 2	2 ... 10	> 10
Туман (видимость, м)		≥ 500	100 ... 500	50 ... 100	< 50
Пожарная опасность		Параметр определен органом гражданской защиты			

Примечание: 1-я группа регионов – Восточная Греция, северо-восточные Эгейские острова, Додеканес; 2-я группа регионов – Северная Греция, восток Центральной Греции, Фессалия, Пелопоннес, Цикладские острова, Крит.

Прогноз категорий ОЯ в метеослужбе Норвегии

Метеослужба Норвегии особое внимание уделяет прибрежным явлениям – штормовым нагонам. Существует 18 различных границ категорий опасности этого явления в зависимости от региона («потенциально опасная» категория – от 145 до 395 см относительно нулевого уровня моря, «опасная» – от 170 до 430 см, «очень опасная» – от 190 до 450 см). Также

существует единый критерий опасности для всех регионов – подъем уровня воды вследствие шторма выше значений, представленных в нормативном документе «Приливные таблицы».

Зависят также от региона границы категорий опасности ОЯ: для ветра колеблются в диапазоне 20-28 м/с для «потенциально опасной» категории, 24–32 м/с – для «опасной» и свыше 28–32 м/с – для «экстремальной» категории; для обильных дождей, например, «очень опасная» категория имеет нижнюю границу от 45 до 140 мм/24 ч. Остальные категории опасности едины для всей территории страны.

Метеослужбой Норвегии выпускаются прогнозы категорий дорожных опасностей: «потенциально опасная» — если был выпущен прогноз с «опасной» категорией опасности любого явления для данного региона; «опасная» — либо при одновременном прогнозе сильного ветра в «потенциально опасной» градации и обильных осадков в опасной градации, либо при прогнозе ледяного дождя или измороси свыше 1 мм; «очень опасная» — при одновременном прогнозе сильного ветра в опасной градации и обильных осадков в «опасной» либо «очень опасной» категории.

Метеослужба Норвегии также выпускает прогнозы пожароопасности, схода лавин, гроз, туманов, экстремально высоких и низких температур.

Таблицу границ категорий опасностей метеорологических явлений любезно предоставил сотрудник Норвежской метеослужбы Dag Roger Kristoffersen.

Прогноз категорий ОЯ в метеослужбе Швеции

По информации сотрудника Шведского института метеорологии и гидрологии Weine Josefsson при определении категории опасности различных явлений используются различные модели, поэтому отсутствуют статические методы определения опасностей.

В метеослужбе Швеции границы категорий опасности метеорологических явлений определены по их повторяемости [6]. Для обозначения категории опасности приняты классы от 1 до 3, соответствующие категориям от «потенциально опасно» до «экстремально опасно». Для 1-го класса опасности приняты границы, соответствующие повторяемости ОЯ в среднем раз в 2 года, для 2-го класса – раз в 10 лет, для 3-го – раз в 50 лет. Вследствие этого все границы категорий опасности, по сравнению с большинством других метеоцентров, имеют гораздо более высокие критерии. Например, на равнинной местности опасности 1-го класса соответствует средний ветер со скоростью 21 м/с и более. Для всей страны характерно разделение на три различных типа местности: морская, равнинная и горная. Даются предупреждения по следующим явлениям:

– морские и прибрежные территории: сильный ветер, большой прилив, большой отлив,

обледенение судов;

– равнинные территории: порывы ветра, снегопад, обледенение, обильные дожди, сильные грозы, затопление, высокий уровень воды в озерах, полевые и лесные пожары;

– горные территории: сильный ветер при низкой температуре, сильный ветер при метели и осадках, очень сильный ветер.

Прогноз категорий ОЯ в метеослужбе России

В настоящее время в ФГБУ «Гидрометцентр России» существует несколько независимых технологий (методов) прогноза категорий опасности метеорологических явлений. Одна из них, разработанная отделом краткосрочных прогнозов погоды Гидрометцентра России, используется для двух регионов: Северо-Западного и Центрального федеральных округов (СЗФО и ЦФО). Принцип работы данной системы описан в [2].

Система отображения категорий опасности метеорологических явлений показывает информацию по следующим явлениям: ветер, снег, гроза, туман, экстремально низкие и высокие температуры, дождь, пожары, заморозки. Критерии определения категорий опасности для ЦФО приведены в табл. 4. «Спокойная» категория опасности соответствует зелёной, «потенциально опасная» – желтой, «опасная» – оранжевой и «очень опасная» – красной категории опасности метеорологического явления

Таблица 4

**Критерии определения категорий опасности метеорологических явлений для
Центрального федерального округа [2]**

Метеорологическое явление	Категория опасности			
	зеленая	желтая	оранжевая	красная
Ветер, м/с	< 12	12..14	15...24	>25
Дождь/мокрый снег, мм/12 ч	< 7	7...9	10...49	> 50
Снег, мм/12 ч	< 3	3...4	5 ...19	>20
Заморозки (минимальная суточная температура воздуха в летнее время), °С	> 3	2...3	1...2	< 1
Температура, °С	> -20 < 25	-25..-20 25...30	-30...-25 30...35	< -30 > 35
Туман (видимость, м)	> 600	300...600	50...300	< 50

Для различных областей ЦФО месяцы, когда падение температуры ниже значений, указанных в табл. 4, считается заморозками, изменяется в зависимости от географического расположения: с марта по сентябрь – для южных регионов и с апреля по сентябрь – для средних и северных.

Другая технология (метод) прогноза категорий опасных метеорологических явлений [5] разработана лабораторией моделирования общей циркуляции атмосферы и климата отдела долгосрочных прогнозов погоды Гидрометцентра России. Этот метод основан на полярной версии гидродинамической модели WRF-ARW, по выходным метеорологическим полям которой определяются категории опасности прогнозируемых явлений. Критерии категорий опасности метеорологических явлений для Мурманской области представлены в табл. 5.

Таблица 5.

**Критерии определения категорий опасности метеорологических явлений
для Мурманской области [5]**

Метеорологическое явление	Категория опасности			
	спокойная	потенциально-опасная	опасная	очень опасная
Ветер, м/с	< 8	8 ... 14	14 ... 25	≥ 25
Дождь, мм/12 ч	< 7	7 ... 15	15 ... 50	≥ 50
Снег, мм/12 ч	< 3	3 ... 6	6 ... 20	≥ 20
Мороз, °С	> -35	-40 ... -35	-45 ... -40	≤ -45
Жара, °С	< 20	20 ... 25	25 ... 30	≥ 30

Сравнение качества прогнозов категорий ОЯ двумя методами для Мурманской области и ЦФО

Для получения оценок качества авторами используется следующий алгоритм: данные прогнозов (явление и категория его опасности, прогнозируемое по областям для временного интервала) сравниваются с соответствующими данными станционных метеорологических наблюдений. Оценки качества прогнозов определяются отдельно для каждого района, каждой заблаговременности и каждой категории в соответствии с [4].

Для расчета показателей успешности прогнозов категорий ОЯ заполняется таблица сопряженности (табл. 6).

Таблица сопряженности

Прогноз	Фактическое количество случаев		Сумма
	с ОЯ	без ОЯ	
С ОЯ	n_{11}	n_{12}	n_{10}
Без ОЯ	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Сумма	n_{01}	n_{02}	n_{00}

где n_{11} – число оправдавшихся прогнозов явления; n_{12} – число не оправдавшихся прогнозов явления; $n_{10} = n_{11} + n_{12}$ – число прогнозов явления; n_{21} – число не оправдавшихся прогнозов отсутствия явления; n_{22} – число оправдавшихся прогнозов отсутствия явления; $n_{20} = n_{21} + n_{22}$ – число прогнозов отсутствия явления; $n_{01} = n_{11} + n_{21}$ – число фактов наличия явления; $n_{02} = n_{12} + n_{22}$ – число фактов отсутствия явления; $n_{00} = n_{10} + n_{20} = n_{01} + n_{02}$ – общее количество прогнозов/фактов явления.

По элементам табл. 6 для анализа успешности прогнозов рассчитываются следующие характеристики:

$$U_{\text{я}} = \frac{n_{11}}{n_{10}} \cdot 100 - \text{оправдываемость прогноза наличия явления, \%};$$

$$T_1 = \frac{n_{11}}{n_{01}} - \frac{n_{12}}{n_{02}} - \text{критерий Пирси-Обухова (вариант 1)};$$

$$T_2 = \frac{n_{22}}{n_{02}} - \frac{n_{21}}{n_{01}} - \text{критерий Пирси-Обухова (вариант 2)}.$$

Табл. 6 заполняется отдельно для каждой категории опасности (см. табл. 5) в отдельности по алгоритму, представленному на рис. 1, где f — категория опасности по данным прогноза, s — категория опасности по стационарным данным (максимальное зарегистрированное значение метеорологического элемента), d — категория опасности, для которой составляется таблица сопряженности. Если по каким-то причинам отсутствуют данные прогноза либо наблюдений на метеорологических станциях для рассматриваемого района, то данный срок не учитывается при получении статистики за длительный период.

Посчитанные разными вариантами критерии Пирса-Обухова тождественно равны при условии, что таблица сопряженности не имеет нулевых значений. Если же матрица не заполнена полностью, то T_1 характеризует качество прогнозов наличия явлений, а T_2 – качество прогноза отсутствия.

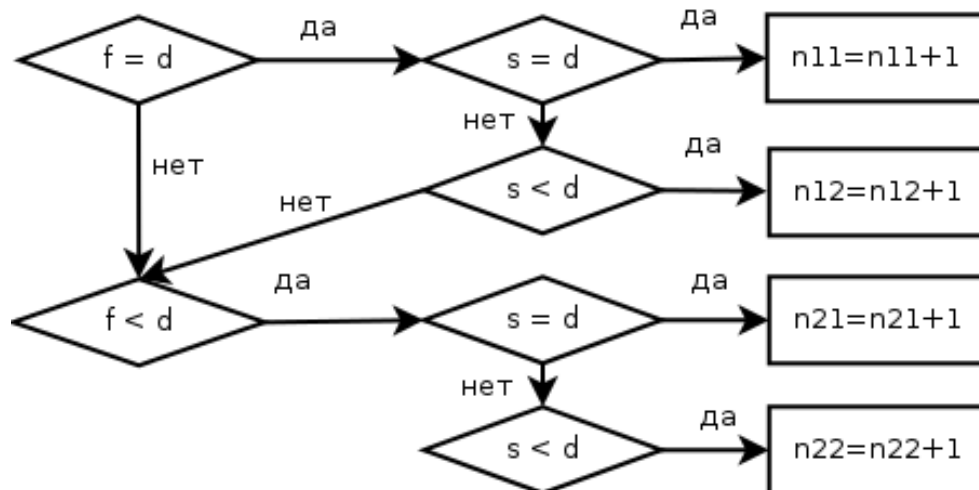


Рис 1. Определение элементов таблицы сопряженности.

С февраля 2012 года началось накопление базы данных прогнозов категорий ОЯ для ЦФО и СЗФО по методу [2] для сравнительной оценки качества прогнозов различными методами. Была получена статистика качества прогнозов категорий опасности метеорологических явлений ЦФО для периода с 10.02.2012 по 25.03.2012 г. следующих опасных явлений: сильный ветер, обильные снегопады и дожди, экстремально низкая температура. Для аналогичного периода была составлена статистика оценок для прогнозов по Мурманской области [5].

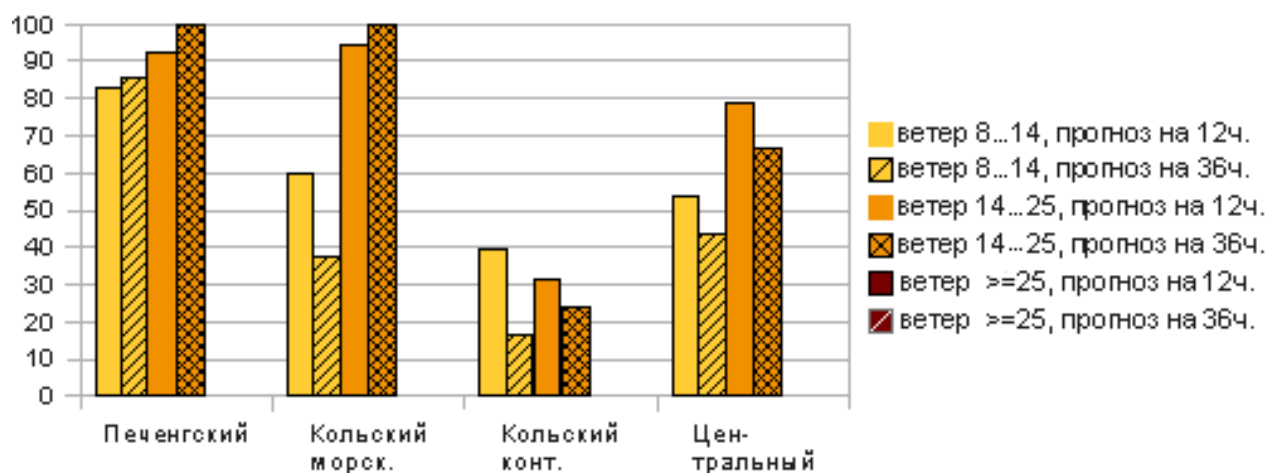
Очевидно, что сравнение статистики прогнозов по различным регионам не является представительным, так как районы, для которых определяются категории опасности, имеют различную площадь; за рассматриваемый период в различных регионах категории опасности имеют различную повторяемость; критерии определения опасности не идентичны. Анализ статистики качества прогнозов выполняется с единственной целью – определить, насколько качественными являются прогнозы категорий опасности метеорологических явлений по технологии [5], по сравнению с другими методами.

Для сравнения показателей качества прогнозов категорий опасности были выбраны наиболее освещенные метеорологическими станциями районы. Это условные Печенгский, Кольский морской, Кольский континентальный и Центральный районы для Мурманской области; Воронежская, Курская, Московская, Тамбовская и Тверская области для ЦФО.

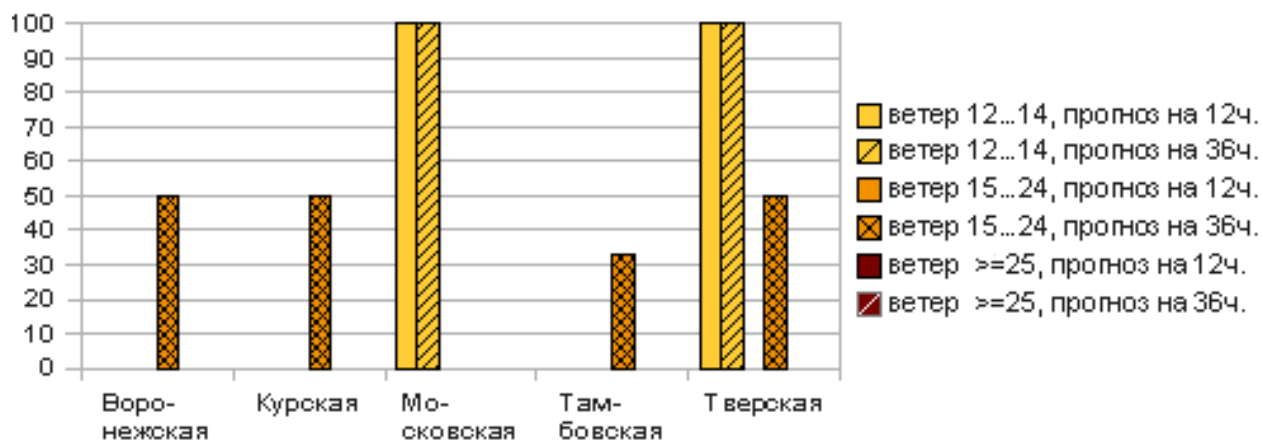
На рис. 2 приведено сравнение оправдываемости, на рис. 3 – критерия Пирси-Обухова (рассчитанного по двум вариантам) прогнозов категорий сильных ветров для двух методов. Видно, что для метода [5] эти характеристики выше, чем для метода [2]. Для Мурманской области критерии Пирси-Обухова (рис. 3а и 3в) похожи, для ЦФО (рис. 3б и 3г) они заметно

отличаются. Это свидетельствует о том, что таблица сопряженности (табл. 6) для данного региона имеет неполное несимметричное заполнение в основном в строке «прогноз без ОЯ».

На рис. 4 и 5 изображены те же характеристики качества для прогнозов категорий сильных морозов на территории ЦФО. На территории Мурманской области за рассматриваемый период сильные морозы не наблюдались и не прогнозировались. Оправдываемость и критерии Пирси-Обухова для данного периода показывают достаточно неплохое качество прогнозов категорий опасности по методу [2].

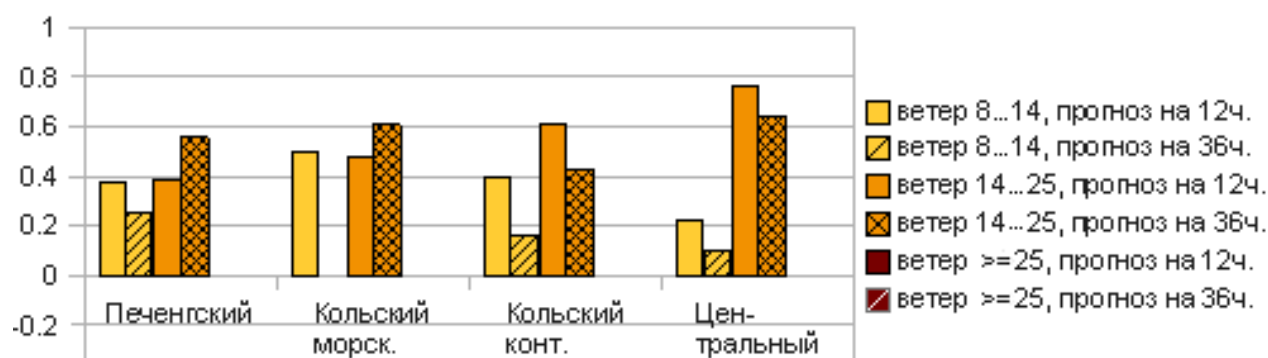


а)

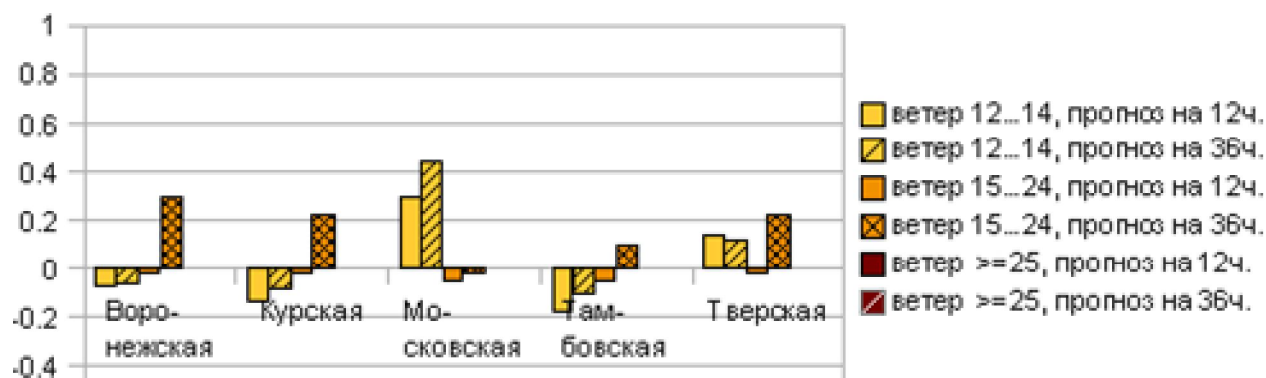


б)

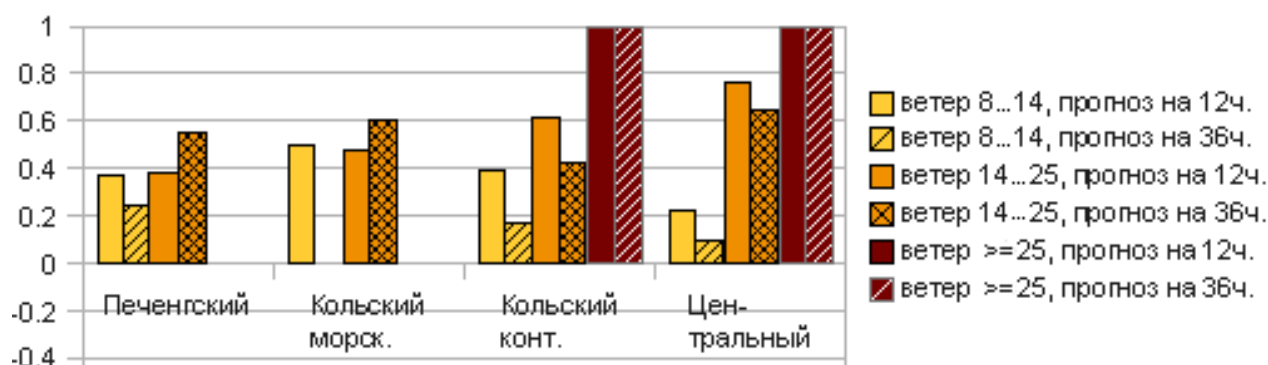
Рис. 2. Оправдываемость (%) прогнозов ветра в районах Мурманской области [5] (а) и областях ЦФО [2] (б).



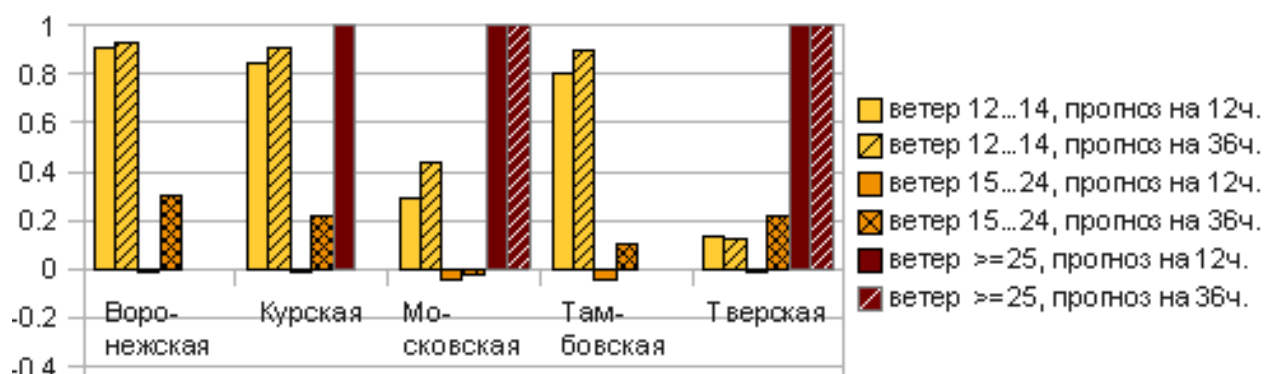
а)



б)



в)



г)

Рис. 3. Критерий Пирса-Обухова, посчитанный по первому (а, б) и второму варианту (в, г), прогнозов ветра в районах Мурманской области [5] (а, в) и областях ЦФО [2] (б, г).

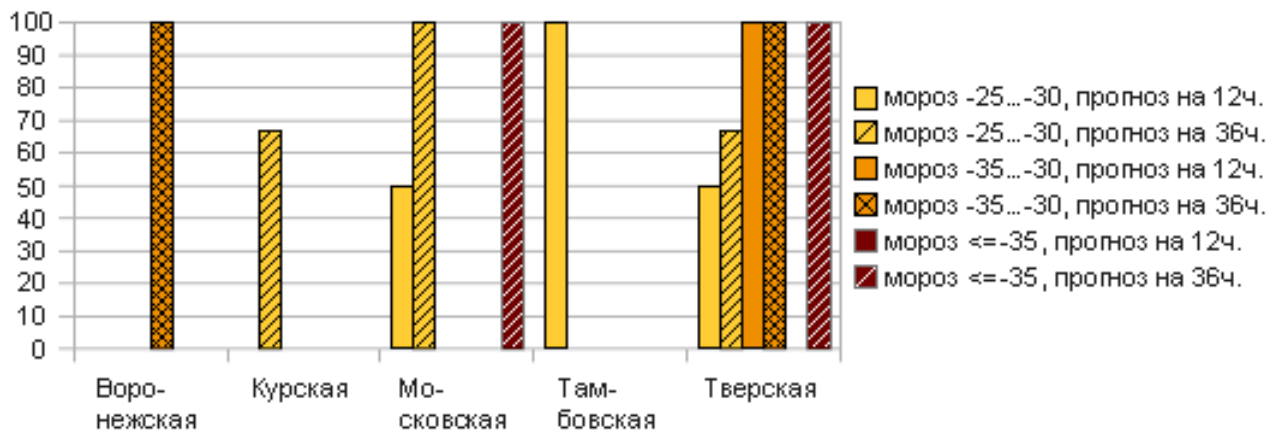
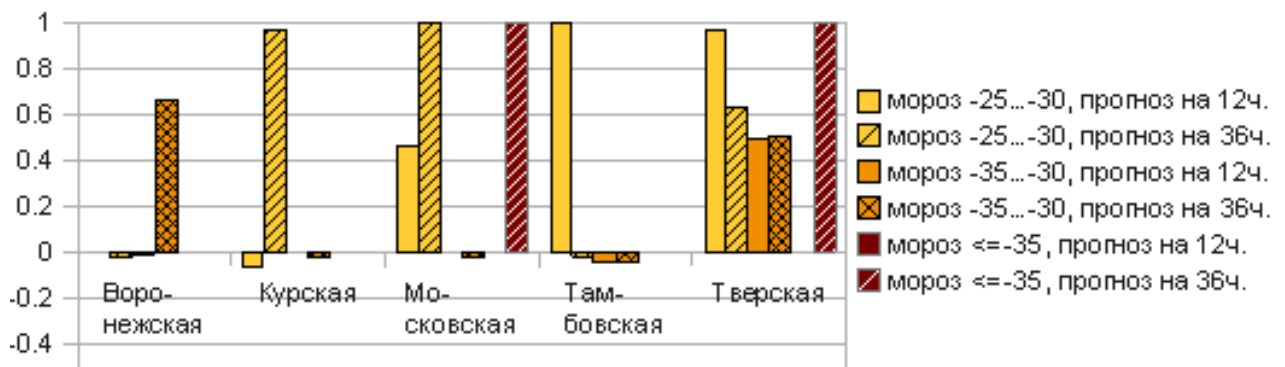
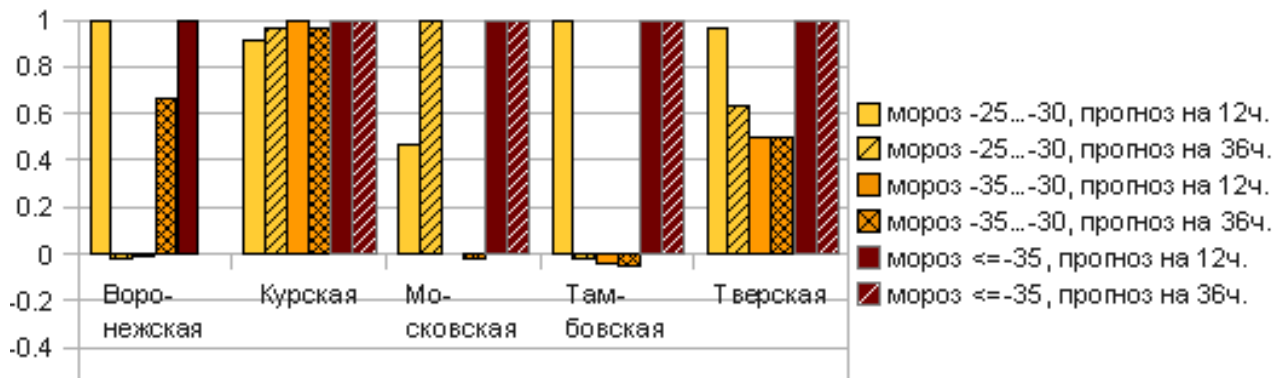


Рис. 4. Оправдываемость (%) прогнозов категорий сильных морозов в областях ЦФО [2].



а)



б)

Рис. 5. Критерий Пирса-Обухова, посчитанный по первому (а) и второму варианту (б), прогнозов сильных морозов в областях ЦФО [2].

Выводы

В процессе данной работы была собрана, проанализирована и представлена информация по существующим системам прогноза категорий опасных метеорологических явлений. В работе приводятся результаты сравнения статистического анализа качества прогнозов категорий опасности метеорологических явлений методами [2] и [5]. Показано,

что качество прогноза категорий опасности сильного ветра для метода [5] выше. Данное сравнение следует рассматривать как качественное, так как оно проводится для различных регионов.

В настоящее время ведутся работы по усовершенствованию метода [5], а именно: изменение критериев категорий опасности в соответствии с климатическими условиями регионов, для которых он используется; изменение алгоритма с целью улучшения качества прогнозов. Также продолжается сбор информации о существующих технологиях прогнозов категорий опасности метеорологических явлений.

Работа выполнена с частичной поддержкой гранта РФФИ 10-08-00493-а и FP7-IRSES-"Climseas".

Список использованных источников

1. *Алексеева А.А.* Методы прогноза максимального количества осадков в зонах активной конвекции и альтернативного прогноза сильных ливней и шквалов // Информационный сборник № 34. – 2007 – С. 49–69.
2. *Вильфанд Р.М., Васильев П. П., Лукьянов В.И., Голубев А.Д.* Методические указания по прогнозу опасного природного явления — аномально холодной (аномально жаркой) погоды на территории России – М., 2010 — 13 с.
3. *Переходцева Э.В.* Модель гидродинамико-статистического прогноза с заблаговременностью 12-14 ч сильных шквалов и смерчей по территории Сибири // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. –Т. 8. № 1 – С. 263–270.
4. Р.Д. 52.27.284-91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиографических прогнозов. – Л.: Гидрометеоздат, 1991.
5. *Рубинштейн К.Г., Игнатов Р.Ю., Бычкова В.И., Ширяев М.В., Чекулаева Т.С.* Система прогноза опасных метеорологических явлений для Мурманской области на базе региональной гидродинамической модели // Погода и климат: новые методы и технологии исследований (к 50-летию государственной кафедры метеорологии и охраны атмосферы в Пермском государственном университете). – Пермь, 2010. – С. 30–34.
6. http://www.smhi.se/vadret/vadret-i-sverige/Varningar/varning_definition.html. – категории опасности метеорологических явлений, принятые НМС Швеции.

Поступила в редакцию 25.05.2012 г.

ТЕХНОЛОГИЯ ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОДГОТОВКИ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ ДЛЯ ОЛИМПИАДЫ «СОЧИ-2014» С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОЗМОЖНОСТЕЙ GOOGLE MAPS

А.В. Смирнов, Д.Б. Киктёв

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
smirnov@metcom.ru, kiktjev@metcom.ru*

Введение

Международный опыт организации гидрометеорологического обеспечения Олимпийских и Паралимпийских игр показывает, что одной из серьезных угроз успешному проведению этих спортивных мероприятий являются погодные риски. Гидрометеорологические условия могут привести к сбоям в проведении Олимпиады и стать основанием для отмены соревнований. Своевременное предоставление качественной гидрометеорологической информации играет важную роль для организаторов, участников и зрителей Игр.

Многие требования к гидрометеорологическому обеспечению Олимпийских игр выходят за рамки сегодняшних возможностей российской Гидрометслужбы в части степени детализации и точности информации. Среди мер по исправлению ситуации не последнее место занимает развитие эффективных систем представления гидрометеорологической информации для специалистов-прогнозистов, выпускающих официальные прогнозы погоды.

Хотя для обеспечения Олимпиады важны практически все виды прогнозов, данная работа нацелена в основном на задачи детализированного прогноза на период от нескольких часов и до 1–2 суток. Задачи прогноза на этих временных интервалах сегодня решаются на основе двух технологически различных подходов – наукастинга (экстраполяции данных последних наблюдений) и численного прогноза погоды (ЧПП) с помощью гидродинамических моделей атмосферы. Это связано с тем, что при сегодняшнем состоянии систем регионального усвоения данных наблюдений и мезомасштабного моделирования численный прогноз погоды на ближайшие несколько часов проигрывает экстраполяции предшествующих наблюдений в точности. Мезомасштабный краткосрочный ЧПП в данном случае не противопоставляется наукастингу – по мере развития систем регионального усвоения данных и моделирования ЧПП будет все в большей степени становиться составляющей наукастинга.

В системах наукастинга роль различных информационных составляющих может существенно зависеть от местных условий. В горных районах, и в частности в регионе Красной Поляны, где будут проводиться состязания Олимпиады «Сочи-2014», линейная экстраполяция перемещения зон особых погодных явлений может быть сопряжена с существенными ошибками из-за активной роли рельефа в трансформации воздушных потоков. Сегодня в Росгидромете нет собственной технологии объективной экстраполяции последовательности предшествующих наблюдений – для прогноза на ближайшие часы синоптик вынужден отслеживать ход развития атмосферных процессов по данным последовательных наблюдений, выявлять тенденции развития процессов и мысленно экстраполировать их на ближайший период (от десятков минут до нескольких часов). Экстраполируя ход развития процессов, синоптик должен учитывать влияние орографических факторов по ходу воздушного потока. По этой причине экстраполяцию наблюдений в горном районе желательно проводить на фоне орографии с возможностью простой регулировки степени ее видимости.

Для целей краткосрочного прогноза погоды сложность региона Сочи требует применения мезомасштабного моделирования с высоким разрешением. К 2014 году для детерминированных прогнозов представляется достижимым разрешение порядка 1 км (для ансамблей при этом может использоваться более грубое разрешение), но и эта степень детализации представляется недостаточной для учета особенностей сложной горной орографии в районе олимпийских объектов. Для обеспечения соревнований предполагается отдельный выпуск прогнозов для индивидуальных спортивных объектов горного кластера с учетом микроклиматических особенностей местности. Расстояние между этими объектами может составлять от нескольких сотен метров до нескольких километров. Использование графических инструментов, обеспечивающих представление различных видов гидрометеорологических данных на фоне детализированной информации об орографии, делает синоптическую интерпретацию результатов мезомасштабного ЧПП более эффективной.

Информационная база для обеспечения задач прогноза погоды по объектам Олимпиады «Сочи-2014»

В районе проведения Олимпиады наблюдательная сеть будет усилена более чем сорока автоматическими метеорологическими станциями. Помимо температуры, влажности, ветра и осадков ряд станций будут фиксировать видимость, высоту нижней границы облаков, характеристики радиационного баланса, состояние снежного покрова и т.д. Большая часть

этих автоматических метеорологических станций уже введена в строй. В конце 2012 года начнут функционировать новый метеорологический доплеровский локалатор на горе Ахун, температурно-влажностный и ветровой профайлеры в районе Красной Поляны и другое оборудование. Для валидации результатов моделирования и оценок практической предсказуемости предполагается использовать ряды фактических и прогностических данных с высоким временным разрешением (10 минут и менее) в точках наблюдений. Для полей осадков также предполагается использовать данные объективного анализа радарных наблюдений, откалиброванных по данным автоматических метеорологических станций.

По сравнению с обычно доступным объемом используемой прогностической информации отечественных и глобальных зарубежных моделей, для информационного обеспечения подготовки и проведения Олимпиады предполагается привлечение дополнительных источников прогностических данных. Так, под эгидой Всемирной программы метеорологических исследований ВМО для метеорологического обеспечения Олимпийских игр «Сочи-2014» был инициирован международный прогностический проект FROST-2014 (Forecast and Research in Sochi Olympic Testbed). Проект фокусируется на проблемах регионального численного краткосрочного прогноза погоды (на срок до 1-2 суток) и наукастинга (детализированного прогноза на несколько первых часов) и будет включать три периода с расширенными программами наблюдений и прогнозов – зимы 2011/2012, 2012/2013 и 2013/2014 гг. Заинтересованность участвовать в проекте выразили представители европейских международных консорциумов по мезомасштабному моделированию COSMO иHIRLAM/ALADIN, Центрального института метеорологии и геодинамики Австрии (ZAMG), Китайской метеорологической администрации, Национального центра метеорологических исследований США (NCAR), Финского метеорологического института, Университета г. Хельсинки, Environment Canada (дополнительная информация о проекте FROST-2014 доступна на сайте <http://frost2014.meteoinfo.ru>). В ходе выполнения проекта формируется архив данных наблюдений и результатов различных отечественных и зарубежных прогностических систем по сочинскому полигону для сравнительного анализа различных систем наукастинга и краткосрочного численного прогноза метеорологических условий. Информационный обмен полями прогностических сеточных данных с участниками проекта осуществляется в коде GRIB через FTP-сервер проекта, обмен сеточными данными – в коде XML (<http://ru.wikipedia.org/wiki/XML>).

Для интеграции фактических и прогностических данных, их архивации и унифицированного предоставления прогнозистам и участникам проекта доступа к текущей и

предшествующей информации в Гидрометцентре России организован специализированный web/ftp-сервер и проведена работа по установке и настройке программных средств, позволяющих вести оперативный обмен информацией с участниками проекта, а также создана база данных, обеспечивающая быстрый поиск данных.

Технология визуализации гидрометеорологической информации на основе Google Maps

Большинство используемых сегодня в Росгидромете графических автоматизированных рабочих мест (АРМ) синоптиков построены на архитектуре клиент-сервер с установкой на компьютере пользователя специализированного клиентского программного обеспечения (ПО), отображающего информацию, хранящуюся на удаленном сервере. Развитие web-технологий и использование быстрых каналов связи позволяют отказаться от специализированного клиентского ПО и реализовать диалоговый интерфейс с пользователем через web-браузер.

Самостоятельное создание развитого картографического пользовательского интерфейса для работы с географически привязанными данными требует серьезных ресурсов. Задача может быть облегчена за счет использования различного рода специализированных библиотек. Одним из возможных вариантов здесь является использование картографического сервиса Google Maps.

Карты Google (Google Maps) — набор картографических приложений для web-браузеров, построенных на основе условно бесплатного программного интерфейса

Google Maps API (Application Program Interface) и базовых технологий компании Google дают возможность разработчикам интегрировать возможности Google Maps в их web-сайты с геоданными средствами языка JavaScript. Этот инструментарий позволяет отображать на сайтах различного рода географически привязанные данные на фоне детальной трехмерной модели земной поверхности или спутниковых снимков с высоким пространственным разрешением, а также обеспечивает гибкие механизмы управления прозрачностью слоев, перемещением окна просмотра по поверхности Земли и масштабированием изображения.

Ввод геоданных для их отображения на картах Google осуществляется через файлы в формате KML (<http://ru.wikipedia.org/wiki/Kml>), построенном на основе стандарта XML. Описание геоданных в KML имеет основанную на тегах структуру с вложенными элементами и атрибутами. С помощью KML-файлов можно устанавливать на трехмерной модели земной поверхности различные метки, изменять положение камеры и создавать

различные ракурсы для выбранных объектов, использовать различные накладываемые изображения, определять стили для настройки отображения объекта, применять код HTML для создания гиперссылок и встроенных изображений, иерархически группировать элементы, динамически получать и обновлять файлы KML из удаленных или локальных узлов сети, отображать текстурные трехмерные объекты и т.д. Формат файлов .kml и его упакованная версия в виде файлов с расширением .kmz воспринимаются и Google Maps и браузером Земли Google Earth (<http://www.google.com/intl/ru/earth/index.html>).

В файлах формата KML могут использоваться следующие объекты:

- метка – самый простой элемент KML. Метки задают обозначения положений на поверхности Земли с помощью специальных маркеров;
- путь – линия определенной толщины и цвета;
- многоугольник;
- изображение – накладываемые изображения на ландшафт Земли, могут быть как перемещаемыми и масштабируемыми, так и не перемещаемыми (например, логотип);
- трёхмерная модель – позволяет подключать описание трёхмерных объектов (например, зданий и сооружений).

Комбинирование элементов этого базового инструментария позволяет строить такие сложные изображения как векторные или растровые карты метеорологических полей, используя изолинии и/или тоновую заливку. Для этого требуется предварительно сгенерировать соответствующие kml-файлы. Для решения этой задачи авторами использовался широко распространенный в гидрометеорологическом сообществе пакет с открытым кодом GrADS (Grid Analysis and Display System, <http://grads.iges.org>). Этот программный продукт может работать с большим количеством форматов для входных и выходных данных. Последние версии пакета GrADS могут генерировать выходные файлы в формате .kml для отображения карт двумерных метеорологических полей.

Процедура подготовки kml-файлов в данном случае была реализована на обрабатывающем запросы пользователей web-сервере проекта FROST-2014.

Построение пользовательских запросов организовано в диалоге, определяющем последовательно источник данных (выбирается из перечня участвующих в проекте прогностических систем), отображаемое метеорологическое поле, начальные дату и срок для расчета прогноза и заблаговременность прогноза (рис. 1). Помимо прогностических данных также можно выбрать для просмотра те или иные данные станционных наблюдений в районе Сочи. После построения запроса на web-сервере проекта средствами языка PHP

(<http://ru.wikipedia.org/wiki/PHP>) вызывается пакет GrADS, подготавливающий соответствующий kml-файл. Геоданные из .kml-файла сразу отображаются на сайте на картографической основе Google Maps в окне браузера, сформировавшего запрос пользователя (рис. 2).

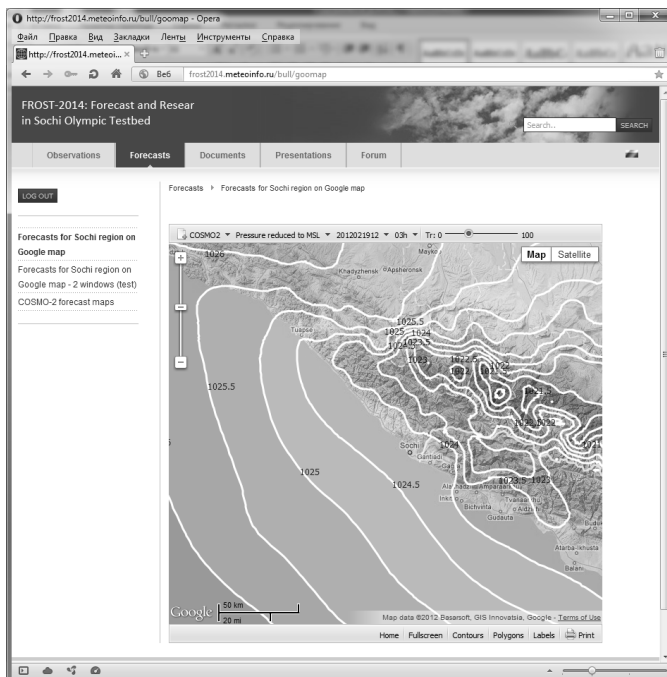


Рис. 1. Пример web-интерфейса системы с одним окном.

Карта с регулируемой прозрачностью на основе подложки Google Maps отображает прогноз давления на уровне моря по модели COSMO с шагом 2 км.

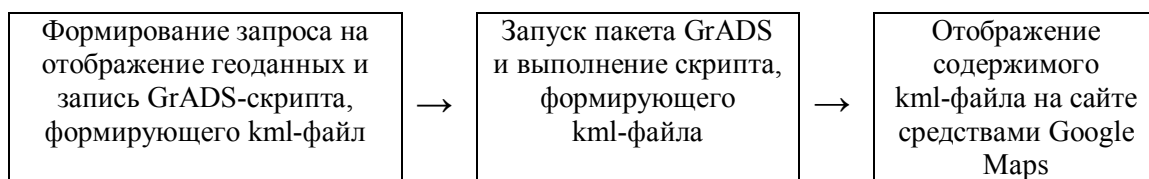


Рис. 2. Общая схема организации выбора и отображения геоданных на сайте проекта FROST-2014.

На web-сервере проекта FROST-2014 также реализован режим одновременного отображения нескольких окон с метеорологической информацией, располагающихся на одной web-странице. При этом в каждом окне доступна выборка различных параметров и комбинаций наносимой информации. Разработанная система обеспечивает географическую синхронизацию карт в различных окнах, т.е. при перемещении и масштабировании в одном окне автоматически происходит аналогичное перемещение и масштабирование в соседних

окнах (рис. 3). Таким образом, появляется возможность просмотра одного и того же географического региона на карте с различными наносимыми данными. Например, можно сравнивать результаты прогнозирования различных моделей или же сравнивать прогнозируемый метеорологический параметр со значениями того же параметра, наблюдаемого на станциях в заданное время.

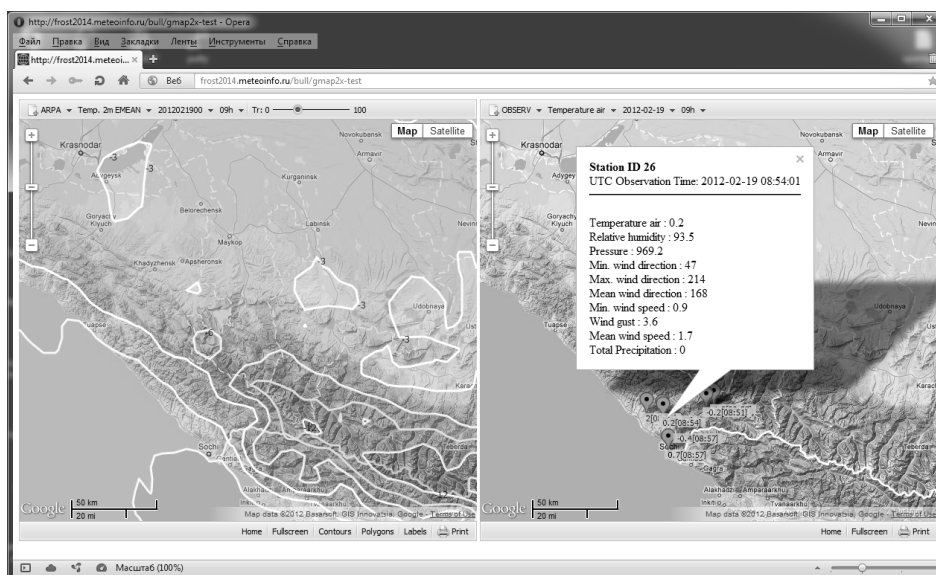


Рис. 3. Пример web-интерфейса системы с двумя окнами с прогностической (слева) и фактической (справа) информацией по региону Сочи.

На момент подготовки настоящей статьи последняя версия пакета GrADS (OpenGrADS версия 2.0.1) позволяла формировать .kml-файлы только для скалярных двумерных полей (температуры, влажности и т.д.). Для отображения на картах Google векторных полей ветра необходимо дополнить доступное программное обеспечение собственными программными разработками на основе базовых возможностей, предоставляемых Google Maps API. Эта работа в настоящее время ведется.

При отображении сеточных полей естественным представляется выбор шага изолиний в соответствии с картографическим масштабом изображения. Для того, чтобы в ходе диалога с пользователем увеличение/уменьшение масштаба давало/убирало новые/лишние детали изображения, в разработанную технологию в перспективе возможно включение повторного вызова пакета GrADS при каждом изменении картографического масштаба.

Заключение

Представлена первая версия реализованной в Гидрометцентре России web-технологии для поддержки подготовки прогнозов погоды по объектам Олимпиады «Сочи-2014» специалистами-синоптиками. Особенностью технологии является возможность гибкой пространственной навигации и масштабирования разнообразной гидрометеорологической информации на фоне трехмерной картографической основы с высокой степенью пространственной детализации. Представление метеорологической информации на фоне сложной орографии Кавказского региона с возможностью регулирования прозрачности информационных слоев существенно для более полного учета местных условий, в значительной степени определяемых особенностями сложного рельефа этого региона.

В перспективе предполагается добавить в разработанную технологию возможности отображения не только двумерных полей на географической подложке, но и различных вариантов построения графиков эволюции метеорологических параметров в выбранных на карте пунктах. Также будет значительно расширен перечень подключенных к системе информационных источников.

Разработанная система – прототип нового, «демократичного» варианта метеорологического АРМ без специализированного клиентского программного обеспечения. Эта технология не требует наличия со стороны пользователя каких-либо специальных аппаратных и программных средств и может быть использована повсюду, где имеется доступ к сети Интернет. Разработанная система может относительно легко изменяться уже в процессе эксплуатации. Это обеспечивается тем, что все компоненты системы постоянно находятся в доступном для разработчиков месте и могут быть изменены практически незаметно для пользователей.

Разработанный инструментарий будет использоваться при обеспечении тестовых соревнований и впоследствии Олимпиады «Сочи-2014», а также найдет применение при представлении гидрометеорологической информации на портале Гидрометцентра России meteoinfo.ru.

Поступила в редакцию 25.05.2012 г.

ЦИРКУЛЯЦИЯ В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И ПРОГНОЗ ОПАСНОГО ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

А.А. Лукин

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
lukin@metcom.ru*

Введение

Диагноз и прогноз ветрового волнения представляет большой интерес для мореплавания, рыболовства, гидротехнического строительства, добычи нефти и газа на шельфе и других видов морской деятельности [1]. С практической точки зрения наиболее важен прогноз опасных ветровых волн. Согласно типовому перечню опасных природных явлений [4], к опасным относятся волны, высота которых в прибрежных районах составляет не менее 4 м, в открытом море – не менее 6 м, в открытом океане – не менее 8 м.

Прогностические данные барических полей и полей ветра, рассчитанных с помощью атмосферных гидродинамических моделей, являются основой для расчета высот ветровых волн. В настоящее время успешность прогноза траекторий циклонов над акваториями океанов на срок более трех дней низка [5]. Это означает, что заблаговременность надежных прогнозов полей ветра и волнения не превышает трех дней, что является неблагоприятным фактором для всех видов морской деятельности.

В условиях возникновения в циклонах зон штормовых и ураганных ветров всегда существует вероятность возникновения опасного ветрового волнения с высотой волн 8 и более метров. Для возникновения этого опасного явления необходимо продолжительное воздействие штормовых или ураганных ветров одного направления на поверхность океана и достаточный разгон для волн. При возникновении очень глубоких циклонов с давлением в центре ниже 960 гПа и взрывных циклонов прогноз возникновения зон опасного волнения (ОВ) в наибольшей степени вызывает затруднения из-за ошибок в выходных данных гидродинамических моделей.

Северная Атлантика является одним из ключевых районов в Мировом океане, где режим ветра и волнения оказывает значительное влияние на морскую деятельность в прибрежных и удалённых от берега районах, поэтому здесь особенно важен качественный прогноз ветра и волнения. Большая заблаговременность прогноза волнения, в особенности возникновения ОВ, для морской деятельности является актуальной задачей. На основе краткосрочных прогнозов осуществляется проводка судов по безопасным и наиболее

выгодным курсам и выпускаются предупреждения о возникновении опасных явлений для всех видов морской деятельности. Качественный прогноз возникновения ОВ с большей заблаговременностью может позволить заранее планировать все виды морских работ, в особенности в сложных условиях, и предупреждать о возникновении опасных явлений на акватории океана, что является очень важным и экономически выгодным в современных условиях.

Опасное ветровое волнение и процессы в атмосфере

Данная работа основана на анализе процессов формирования ОВ на акватории Северной Атлантики в течение пяти холодных сезонов с октября 2007 г. по март 2012 года.

Анализ синоптических условий за рассматриваемый период и выявление их связи с возникновением ОВ на акватории Северной Атлантики показывает, что это опасное явление связано с циклонами, которые зарождались в основном над континентом Северной Америки. В течение этого периода 80 % всех штормовых циклонов, вызвавших ОВ на акватории океана, зародились именно над континентальной частью Северной Америки или недалеко от ее побережья. В результате взаимодействия холодной воздушной массы, перемещающейся с континента в тыловых частях этих циклонов, и теплым морским воздухом зачастую происходит резкое углубление циклонов в районах их выхода на акваторию океана. В некоторых случаях циклоны развиваются по «взрывному» типу, когда понижение давления в центре в течение суток составляет 24 и более гПа. Такие процессы в большинстве случаев сопровождаются возникновением зон штормовых и ураганых ветров и очагов ОВ.

Изучение процессов, происходящих в атмосфере в районе Северной Америки, может служить основой для прогноза возникновения ОВ на акватории Северной Атлантики с большей заблаговременностью. Прогноз возникновения ОВ требует детального рассмотрения особенностей динамических процессов в атмосфере, благоприятных для зарождения и дальнейшего развития циклонов и перехода их в разряд штормовых.

Вследствие того, что зарождение и перемещение циклонов напрямую связано с процессами, которые происходят во всей толще атмосферы, возникла необходимость изучения процессов, происходящих не только у поверхности земли или моря, но и в свободной атмосфере. Для этого были проанализированы процессы, происходящие в средней тропосфере в моменты возникновения ОВ и предшествующие его возникновению.

На основе проведенного анализа синоптических процессов в период с октября 2007 г. по март 2012 года, вызвавших на акватории Северной Атлантики ОВ, были выявлены их особенности для различных уровней в свободной атмосфере во время возникновения штормов и образования очагов ОВ. В результате были получены характеристики циркуляции атмосферы на различных уровнях и определена их связь с процессами формирования ОВ на

акватории океана. При этом было выявлено, что наиболее хорошо процессы, сопровождающие возникновение и перемещение очагов ОВ, выражены в средней тропосфере, а именно на стандартной изобарической поверхности 500 гПа. В связи с этим в дальнейшем рассматривались процессы, происходящие в средней тропосфере на уровне данной изобарической поверхности.

На первом этапе из созданного архива карт абсолютной топографии поверхности 500 гПа было отобрано 912 карт за холодные периоды 2007–2012 гг. за срок 0 ч ВСВ. Также была произведена выборка карт анализа волнения за этот же срок. На их основе были рассмотрены следующие характеристики, определяющие циркуляцию атмосферы в средней тропосфере во время штормовых ситуаций, вызвавших ОВ:

- форма переноса воздушных масс (меридиональная или зональная);
- пространственное расположение ложбин и гребней;
- положение барических центров (циклоны или антициклоны);
- положение очагов ОВ относительно различных форм барического рельефа;
- положение очагов ОВ относительно зон с максимальным и минимальным градиентом геопотенциала;
- положение и перемещение очагов ОВ относительно планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ);
- взаимосвязь формы и положения барических образований на уровне 500 гПа с суточным индексом североатлантического колебания (САК).

На основе этих данных были получены характеристики процессов, происходящих в средней тропосфере, и зависимости их от индекса САК. Выявлено, что при положительной фазе САК очаги ОВ образуются в зонах барических ложбин, перемещающихся по акватории океана с запада на восток. При отрицательной фазе САК очаги ОВ возникают в сильно вытянутых в меридиональном направлении барических ложбинах, перемещающихся в северном направлении, при этом ложбины над акваторией океана перемещаются с меньшими скоростями, чем при положительной фазе САК. В обеих фазах САК очаги ОВ чаще всего возникают под зонами с максимальным градиентом геопотенциала, в том числе под ПВФЗ.

На основе проведенного анализа появились предпосылки для рассмотрения начальных этапов формирования возмущений в средней тропосфере, приводящих к возникновению и развитию очагов ОВ на акватории Северной Атлантики.

Атмосферная циркуляция в средней тропосфере, предшествующая возникновению опасного волнения

На втором этапе работы были рассмотрены процессы в средней тропосфере, предшествующие возникновению очагов ОВ. Непосредственно были рассмотрены и

проанализированы все случаи возникновения ложбин, которые впоследствии развились в штормовые циклоны. В результате было выявлено, что в подавляющем большинстве случаев местом зарождения ложбин, вызывающих образование штормовых циклонов на акватории Северной Атлантики, является восточная часть Тихого океана от Аляски до Калифорнии. Ложбины, возникающие западнее или восточнее этого района, как правило, не вызывают образования очагов ОВ на акватории Северной Атлантики.

Из этого следует, что выявление этих ложбин на начальных этапах развития в данном районе может служить предиктором для прогноза ОВ, так как с развитием этих ложбин связано возникновение большинства штормовых циклонов, вызывающих ОВ на акватории океана. Циклоны, развивающиеся при других процессах, как правило, не вызывают ОВ.

Возмущения, развившиеся в штормовые циклоны, возникают на фронтах в зонах адвекции холодного воздуха. В подавляющем большинстве случаев возмущения проявляются на картах АТ500 как узкие вытянутые ложбины, которые перемещаются с достаточно большими скоростями. В некоторых случаях они перемещаются по периферии стационарных ложбин, впоследствии отделяются от них и перемещаются самостоятельно.

Наиболее сильно выраженные возмущения возникают в условиях меридиональной циркуляции, когда над акваторией Тихого океана наблюдаются хорошо выраженные высотные гребни и ложбины. Такая форма барического рельефа характерна для процессов, происходящих при отрицательных значениях индекса САК. Особенность этих возмущений заключается в том, что они обычно располагаются на умеренных фронтах, хорошо прослеживающихся в средней тропосфере, и в большинстве случаев перемещаются с большими скоростями. При этом на начальной стадии развития в ложбинах наблюдается хорошо выраженная дивергенция и сильная адвекция холодного воздуха, что может служить дополнительным параметром для выявления возмущений подобного рода.

Далее приводятся примеры процесса образования возмущений для различных форм атмосферной циркуляции. На рис. 1 отражен процесс начальной стадии образования ложбины в условиях отрицательной фазы САК (прогноз Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды).

В соответствии с прогнозом 10.12.2010 г. в восточной части Тихого океана сформировалось возмущение, при этом максимальный градиент геопотенциала в этой области составил 5,63 дам/100 км, что превышает критерий развития штормовых циклонов (см. таблицу). В этом районе на момент образования возмущения располагался малоподвижный циклон, хорошо выраженный в поле приземного давления. Через сутки произошло зарождение молодого циклона в юго-восточной части малоподвижного циклона. Зарождение молодого циклона было связано именно с возникшей ложбиной. На третьи сутки произошло отделение молодого циклона от малоподвижного, и уже через двое суток,

14.12.2010 г., он превратился в сильный шторм. В результате этого к югу от полуострова Новая Шотландия сформировался очаг ОВ. Максимальная высота волн по данным заякоренных океанских буев составила 10,1 м (рис. 2).

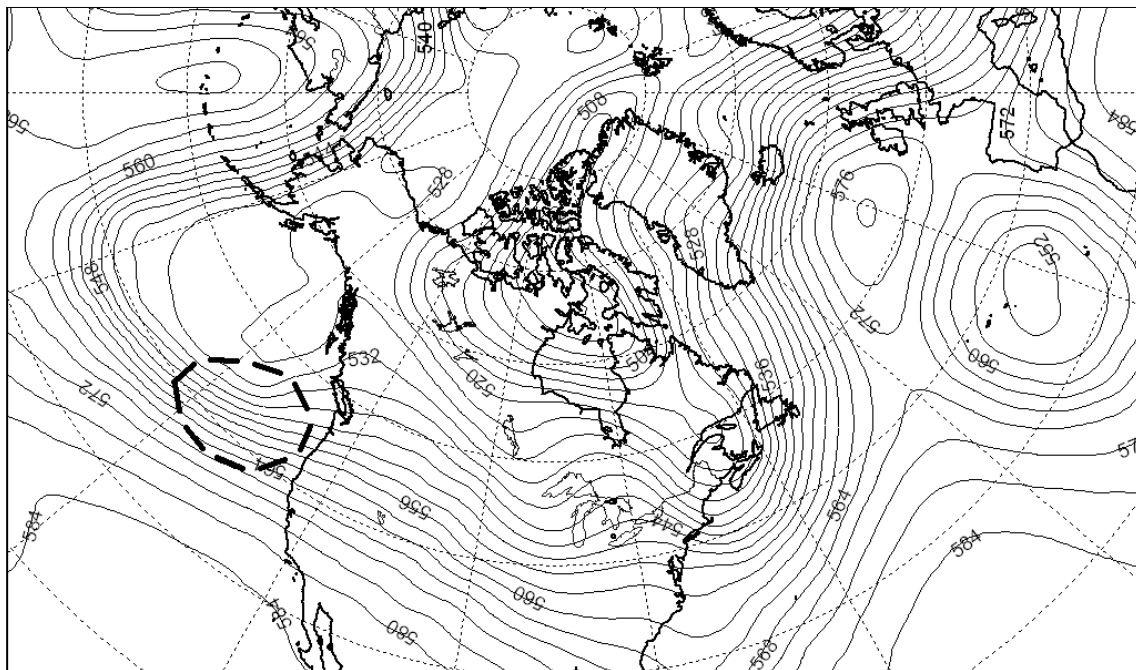


Рис. 1. Прогноз геопотенциала N500 (дам) на 10.12.2010 г. с заблаговременностью 144 ч в условиях отрицательной фазы САК. Пунктиром обозначена область формирования ложбины в восточной части Тихого океана.

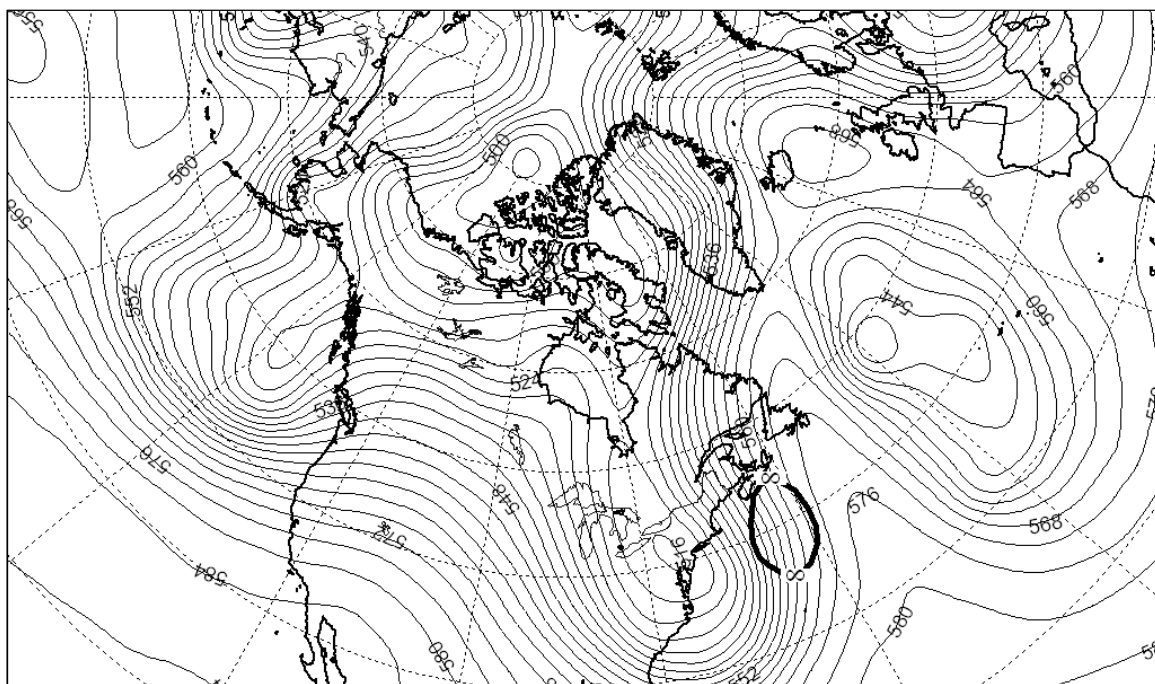


Рис. 2. Поле геопотенциала N500 (дам) и очаг опасного волнения 14.12.2010 г. Жирной линией обозначена область с высотой волн более 8 м.

Циркуляция атмосферы в средней тропосфере над Северной Америкой в этот период осуществлялась по меридиональному типу. В момент образования ложбины значение суточного индекса САК составляло $-0,7$, в момент формирования опасного волнения – $-1,5$, что говорит о резко выраженной меридиональной циркуляции над акваторией Северной Атлантики. Образовавшийся очаг ОВ просуществовал одни сутки, при этом его распространение к востоку произошло на незначительное расстояние, что является характерным для распространения волнения при меридиональной циркуляции над акваторией Северной Атлантики. В таких условиях опасное волнение формируется в западной части океана, при этом наблюдается зависимость локализации очагов опасного волнения от фазы САК.

Следовательно, значение индекса САК может рассматриваться как параметр, определяющий развитие и перемещение очага ОВ по акватории океана (в условиях зональной циркуляции очаги ОВ перемещаются на значительные расстояния и их образование происходит восточнее). При отрицательной фазе САК очаги ОВ формируются в основном в западной части океана, а при положительной фазе – по всей акватории Северной Атлантики. Особенности формирования очагов ОВ в Северной Атлантике и их распространения при разных фазах САК были рассмотрены в работах [2, 3].

В начальной стадии своего образования (рис. 1) ложбины вызывают устойчивую адвекцию холодного воздуха, который до определенного момента поддерживает и усиливает возникшее возмущение. При прохождении над выхолаженным континентом Северной Америки адвекция холодного воздуха в тыловой части ложбины еще больше усиливается, что способствует ее дальнейшему углублению. При возникновении рассматриваемого процесса в районах восточного побережья Северной Америки это приводит к сильнейшим штормам. Такие возмущения вызывают резкое вторжение (обрушение) холодных воздушных масс в южные районы, что в конечном итоге и приводит к образованию хорошо развитых штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение.

Далее будут рассмотрены процессы образования ОВ при положительной фазе САК, т.е. в условиях преобладания зональной циркуляции. При этом на начальном этапе развития возмущения имеют схожие черты с возмущениями, возникшими при меридиональной циркуляции (рис. 3).

В соответствии с прогнозом 7.02.2011 г. в восточной части Тихого океана сформировалось возмущение, при этом максимальный градиент геопотенциала в этой области составил $6,1$ дам/100 км, что говорит о силе и устойчивости процесса развития ложбины.

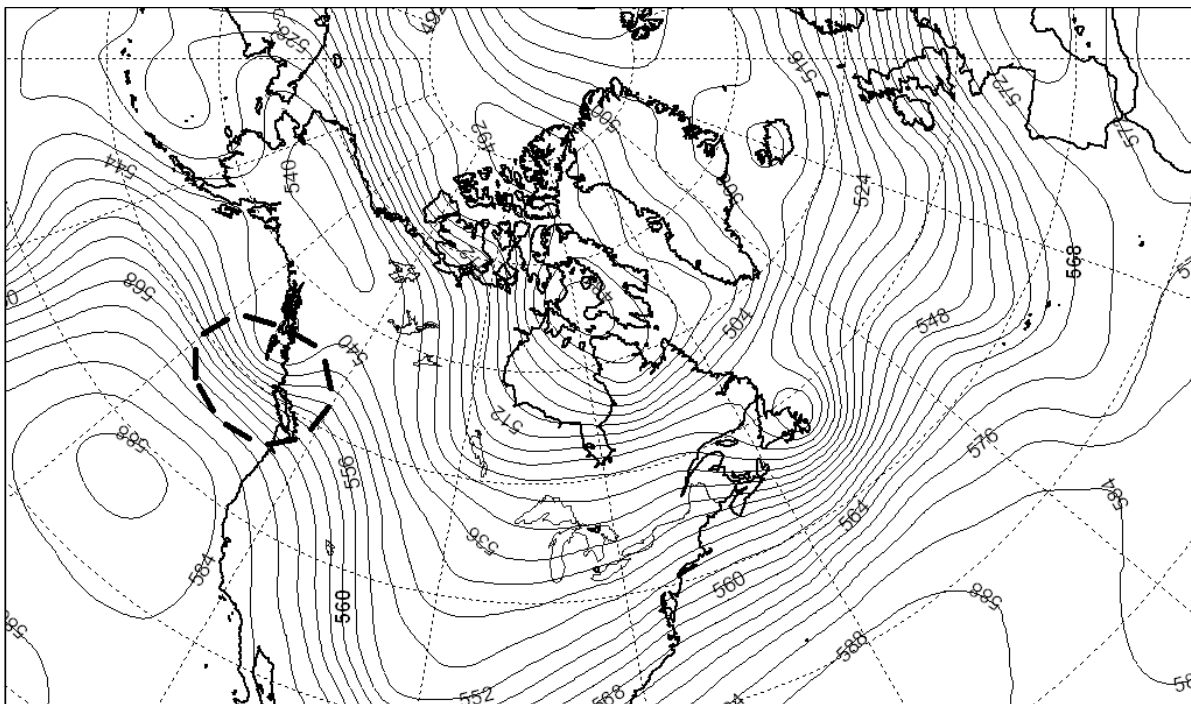


Рис. 3. Прогноз геопотенциала H500 (дам) на 7.02.2011 г. с заблаговременностью 144 ч в условиях положительной фазы САК. Пунктиром обозначена область формирования ложбины в восточной части Тихого океана.

В приземном поле давления 7.02.2011 г. уже наблюдался молодой, быстро движущийся циклон, связанный с этой ложбиной. Его зарождение произошло 6.02.2011 г., так же, как и в первом случае, на юго-восточной периферии малоподвижного циклона, располагавшегося к югу от Алеутских островов. Через шесть суток 12.02.2012 г. он развился в сильнейший штормовой циклон. В результате этого в центральной части Северной Атлантики сформировался очаг ОВ. Максимальная высота волн, по данным закоренных океанских буев, составила около 9 м, а в районе зоны максимальных ветров по данным анализа волнения – 15 м.

Циркуляция атмосферы в средней тропосфере над Северной Атлантикой в это время осуществлялась по зональному типу. В момент образования ложбины значение индекса САК составляло 0,9, в момент формирования ОВ – 0,6, что говорит о хорошо выраженной зональной циркуляции над акваторией Северной Атлантики. При этом давление в рассматриваемом циклоне понизилось до 938 гПа. Образовавшийся очаг ОВ просуществовал в течение двух суток, распространившись на восток и юго-восток до Бискайского залива и на северо-восток до Норвежского моря (рис. 4).

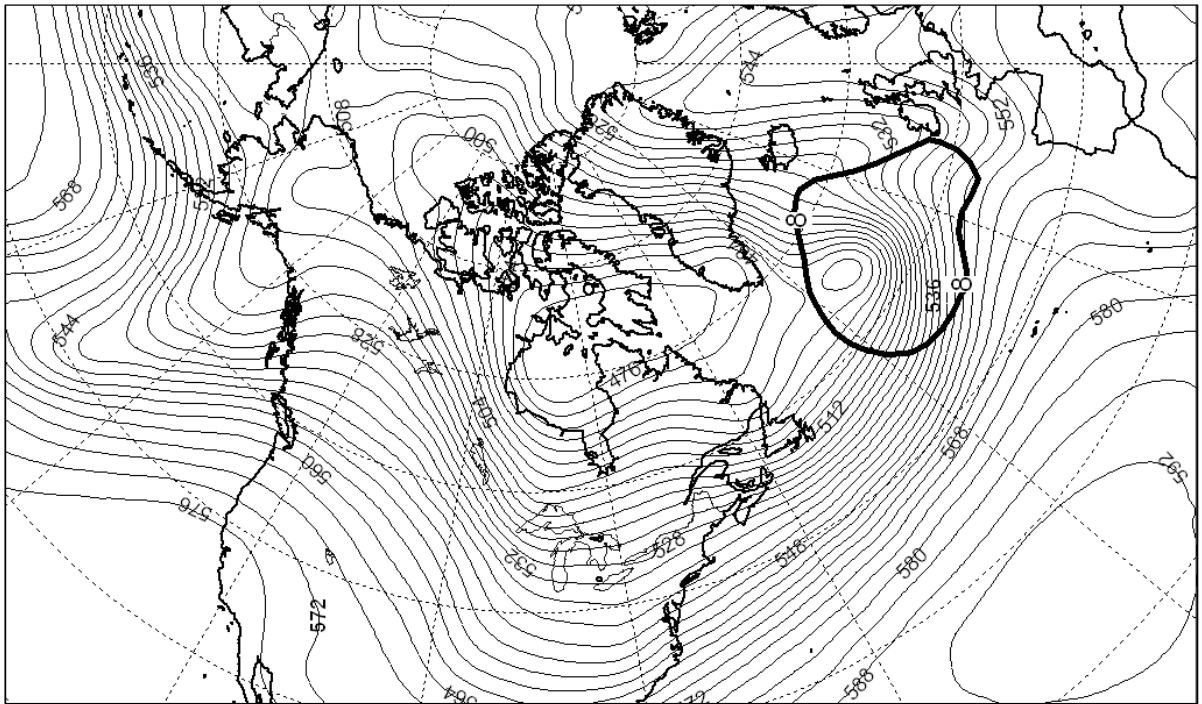


Рис. 4. Поле геопотенциала Н500 (дам) и очаг опасного волнения 12.02.2011 г. Жирной линией обозначена область с высотой волн более 8 м.

Исходя из анализа процессов, происходящих в средней тропосфере над восточной частью Тихого океана, за холодный период с октября 2010 г. по март 2011 года были получены некоторые параметры ложбин, находящихся в начальной стадии развития (таблица). Расчет всех параметров был произведен на основе архива синоптических карт Северного полушария за 00 ч ВСВ, созданного в программе ГИС Метео. Для определения значения градиента геопотенциала Н500 (дам) изначально выделялись зоны с максимальным градиентом в отдельно взятой ложбине. Далее рассчитывался градиент Н500 (дам) на 100 км путем определения расстояния между двумя изогипсами в областях с максимальными градиентами.

За район возникновения ложбин принимались географические координаты центров областей с максимальным градиентом геопотенциала. Значение геопотенциала определялось также в области с его максимальным градиентом. Далее был определен временной интервал между образованием ложбины на востоке Тихого океана и возникновением ОВ на акватории Северной Атлантики. Все рассчитанные параметры ложбин были обработаны и сведены в таблицу.

Для определения этих параметров было рассмотрено 59 случаев образования ложбин, вызвавших ОВ. На основе проведенных исследований было выявлено, что минимальное значение градиента геопотенциала в ложбинах составило 2,72 дам/100 км. Ложбины с максимальным градиентом ниже этого значения разрушались в процессе перемещения над

континентом Северной Америки или выходили на акваторию Северной Атлантики в ослабленном виде, не вызывая при этом на ее акватории ОВ. Максимальный градиент составил 6,56 дам/100 км. Ложбины с градиентом 2,72 дам/100 км и более в начальной стадии своего развития также в большинстве случаев ослабевают над континентом, но при подходе к акватории океана во всех случаях наблюдалось их резкое обострение, с которым и связано образование очагов ОВ.

Таблица

Параметры ложбин в начальной стадии развития

Значение параметра	Градиент геопотнциала, (дам/100 км)	Значение геопотенциала в зонах с максимальным градиентом, Н500 (дам)	Координаты положения очага максимальных градиентов геопотенциала		Временной интервал между возникновением ложбин и образованием ОВ, сутки
			широта, град	долгота, град	
Минимальное	2,72	542	27	129	4
Максимальное	6,56	568	53	144	9
Среднее	4,68	553	42	136	6

Минимальное значение геопотенциала в зонах с максимальным градиентом составило 542 дам, а максимальное 568 дам, т.е. разница между значениями не очень большая, что уменьшает размеры района, на территории которого возможно возникновение рассматриваемых ложбин.

При определении географических координат района зарождения ложбин были получены следующие результаты: крайняя южная точка возникновения ложбин находится в районе 27° с. ш., крайняя северная – в районе 53° с. ш., что говорит о достаточно большой протяженности района с севера на юг – около 3000 км. Крайняя западная точка находится в районе 129° з. д., а восточная – в районе 144° з. д., т.е. протяженность района, в котором ложбины можно выделить как сформировавшиеся возмущения, не превышает 1500 км, что облегчает задачу их выявления. Небольшая часть ложбин зарождается западнее рассматриваемого района, но проявляют себя как самостоятельные сформировавшиеся возмущения именно в этом районе.

Значение интервала времени, отделяющего момент образования возмущения от момента возникновения очага ОВ, составил в среднем 6 суток, при этом минимальное его значение 4 суток, а максимальное 9 суток.

Заключение

При различных формах циркуляции атмосферы время, разделяющее возникновение возмущения в средней тропосфере над восточной частью Тихого океана и образование очага

опасного волнения на акватории Северной Атлантики, варьируется в различных пределах и зависит от скорости перемещения воздушных масс и форм барического рельефа. Так, в условиях сильно развитого меридионального переноса воздушных масс, а значит и характерных для него сильно вытянутых в меридиональном направлении ложбин и гребней, путь между местом возникновения возмущения и выходом его на акваторию океана увеличивается. В условиях меридиональной циркуляции нередко возникают блокирующие процессы, которые замедляют скорость перемещения воздушных масс, а вместе с этим уменьшается и скорость переноса возмущений. В условиях преобладания зонального переноса скорость перемещения воздушных масс увеличивается.

Временной интервал, отделяющий возникновение возмущения в атмосфере от образования очага опасного волнения, в среднем составляет 6 суток, его минимальное значение 4 суток, а максимальное 9 суток. Так как рассматриваемый вид возмущений достаточно хорошо прогнозируется гидродинамическими моделями с заблаговременностью до 5-6 суток, то, основываясь на этих прогнозах и данных анализа синоптических ситуаций, можно прогнозировать район возникновения опасного волнения с заблаговременностью до 10–15 суток.

Список использованных источников

1. Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. – М., 2009. – 287 с.
2. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Траектории циклонов и опасное ветровое волнение в Северной Атлантике // Труды ГОИН. – 2011. – Вып. 213. – С. 224–233.
3. Лукин А.А., Нестеров Е.С. Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике при разных режимах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 12. – С. 36–44.
4. РД 52.88.699-2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. – М.: Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 2008. – 33 с.
5. Froude L.S.R., Bengtsson L., Hodges K.I. The predictability of extratropical storm tracks and the sensitivity of their prediction to the observing system // Mon. Weath. Rev. – 2007. – Vol.135. – No. 2. – P. 315–333.

Поступила в редакцию 15.04.2012 г.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ АТМОСФЕРНЫМИ ПРОЦЕССАМИ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ И ЛЕДОВЫМИ УСЛОВИЯМИ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ

А.В. Федоренко

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации

alfed@metcom.ru

Введение

Балтийское море, включая Финский залив, расположено в умеренном поясе и имеет водообмен через проливы с Атлантическим океаном. Акватория Балтийского моря в основном характеризуется климатом умеренных широт, но вместе с тем рядом его заливов, особенно Финскому, свойственны некоторые черты континентального климата. В зимних условиях влияние холодных материковых воздушных масс может приводить к штормам и быстрому нарастанию толщины ледового покрова. Резкие понижения температуры воздуха могут охватывать период от двух-трех суток до недели и более, происходить на протяжении всего холодного сезона и повторяться в течении ряда лет.

В статье исследуются колебания температуры воздуха как внутри холодного сезона, так и межгодовые, а также связанных с ними ледовых условий. Рассмотрены условия вторжения холодных воздушных масс из Гренландии и Карского моря, а также влияние глубоких атлантических циклонов на возникновение блокирующего эффекта над Северной Атлантикой.

Исходные материалы

В работе использованы данные о зимних ледовых и температурных условиях в Финском заливе с 2000 по 2012 год, значения атмосферного давления в центрах действия атмосферы, а также индексы атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Северной Европой за 1950-2012 гг. (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>) и поля реанализа: NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov>).

Особенности синоптических условий зим различной суровости

Одним из известных методов типизации зим различной суровости на Балтийском море и наглядно иллюстрирующим особенности зимней атмосферной циркуляции в них является

метод, предложенный В.В. Бетиним, который выделял мягкие, умеренные и суровые зимы [2].

В мягкие зимы основной антициклон от Гренландии смещается в район центральной Европы через Северное море, захватывая в своей восточной периферии южную часть Балтийского моря. В этом случае холода могут быть значительными, но не продолжительными. Зимы при этом характеризуются прерывистыми процессами ледообразования.

В умеренные зимы выделяется два подтипа процессов. При первом Гренландский антициклон (юго-восточный отрог) оказывает непосредственное влияние на весь район Балтийского моря. Процессы, развивающиеся по этому подтипу, носят более устойчивый характер и приводят к формированию устойчивого ледового покрова Балтийского моря и Финского залива. Ко второму подтипу относятся процессы, при которых отрог антициклона охватывает обычно только северную часть Балтийского моря, главным образом Ботнический и Финский заливы. В это время само море и Датские проливы находятся под преимущественным влиянием циклонических воздействий.

Ледовитость Балтийского моря бывает особенно значительной в суровые зимы при распространении полярного антициклона из района Шпицбергена на юг. При этом происходят значительные и устойчивые похолодания. В некоторых случаях похолодание в районе Балтийского моря вызывается вторжением антициклонических систем с Карского моря через Финляндию [2]. В этих случаях формируются экстремально сложные условия для судоходства.

Еще один метод типизаций зим может быть основан на использовании индекса североатлантического колебания (САК). Положительные значения этого индекса свидетельствуют о зональной циркуляции в средней тропосфере, повышении температуры воздуха над Северной Европой, уменьшении ледовитости Балтийского моря и толщины льда, а отрицательные значения – о преобладании меридиональной циркуляции, понижении температуры воздуха, увеличении ледовитости и толщины льда в Балтийском море [1].

Зимние процессы над Балтийским морем

В таблице представлены данные о наиболее резких похолоданиях (понижение температуры воздуха зимой на 10 °С и более) в районе Финского залива в 1999-2012 гг. Обозначения в таблице: T_{min} – минимум среднесуточной температуры воздуха в Санкт-Петербурге, °С; ΔL – увеличение ледовитости в дни резкого похолодания, %. Изменение ледовитости, равное нулю, означает, что в момент похолодания ледовитость моря составляла 100 %.

Данные о резких похолоданиях в районе Финского залива в зимы 1999-2012 гг.

Дата	T _{min} , °C	ΔL , %	Синоптические причины похолодания
2.02–5.02.01	–22,9	+22	Антициклон из района Шпицбергена
1.01–3.01.02	–22,0	+12	Антициклон над Северным морем
27.12.02–7.01.03	–25,3	+10	Антициклон из района Шпицбергена
9.01–12.01.03	–26,4	0	Антициклон над Северным морем
17.01–23.01.06	–27,1	+26	Антициклон из района Карского моря
18.01–28.01.10	–24,4	+14	Антициклон из района Скандинавского п-ва
10.02–25.02.11	–25,4	+17	Антициклон над Северным морем
23.01–13.02.12	–22,2	+60	Антициклон из района Карского моря
19.02–25.02.07	–19,1	+58	Антициклон из района Шпицбергена

За рассматриваемый период было выявлено 9 случаев резкого (более, чем на 10 °C за сутки) понижения температуры воздуха в Санкт-Петербурге. Из них 4 случая имели в качестве непосредственной причины блокирующий антициклон над Северной Атлантикой и прилегающей территорией, включая Скандинавский полуостров. Во всех остальных случаях выходу на Балтийское море отрогов антициклонов с Баренцева и Карского морей также предшествовало обширное блокирование над Северной Атлантикой. Для иллюстрации на рис. 1 представлены центры расположения антициклонов или их отрогов с приблизительной траекторией их перемещения за три дня до появления в области Балтийского моря. Наибольшие изменения ледовитости Финского залива были вызваны антициклонами из арктических районов.

Похолодания на Балтийском море тесно связаны с крупномасштабными атмосферными процессами над Северной Атлантикой. В настоящее время связь индекса САК, характеризующего эти процессы, с температурой воздуха в Северной Европе детально изучена во многих публикациях (см., например, [5]). Однако в районе Финского залива, как видно из рис. 2, такая зависимость не всегда проявляется.

Рассмотрим влияние атмосферных процессов над Северной Атлантикой на похолодания в районе Балтийского моря. На рис. 3 изображено развитие блокирующего процесса над Северной Атлантикой в феврале 2011 года, вызвавшего долговременное выхолаживание территории всей Европейской территории России.



Рис. 1. Траектории антициклонов, вызвавших резкое похолодание в восточной части Балтийского моря.

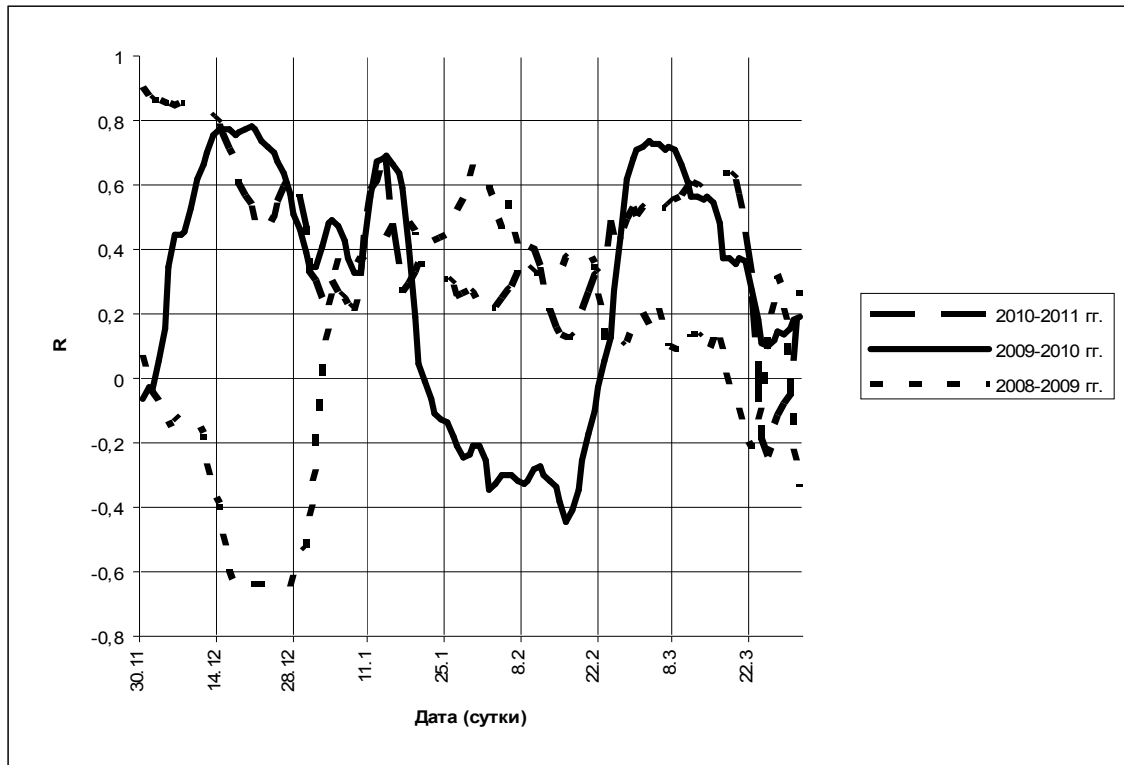


Рис. 2. 30-суточный скользящий коэффициент корреляции между суточными значениями индекса САК и температурой воздуха в Санкт-Петербурге в холодные сезоны 2008–2011 гг.

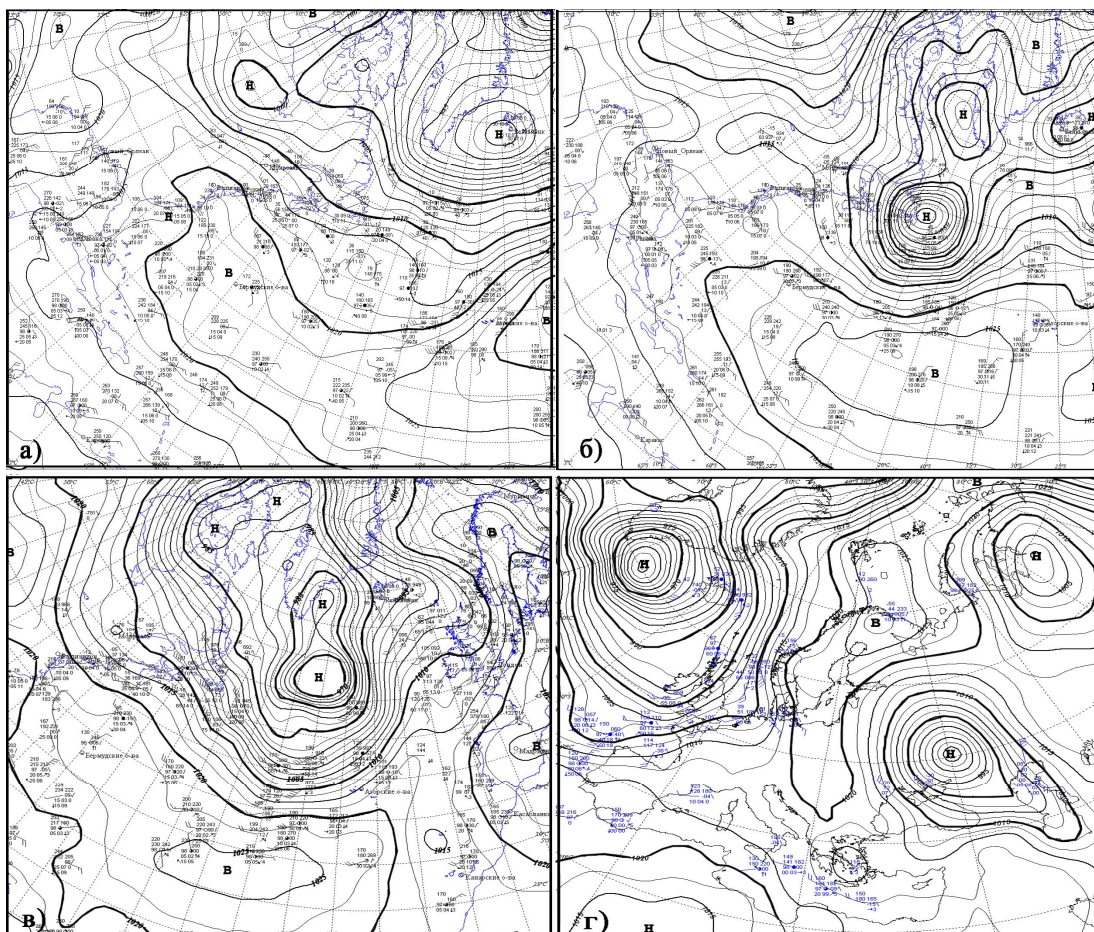


Рис. 3. Развитие блокирующего процесса в тропосфере над Северной Атлантикой и Восточной Европой 5–17 февраля 2011 г.: 5 февраля 2011 г. (а); 7 февраля 2011 г. (б); 10 февраля 2011 г. (в); 13 февраля 2011 г. (г);

5 февраля (рис. 3а) в районе атлантического побережья Флориды произошло зарождение молодого циклона, к северо-востоку от которого наблюдается хорошо выраженный отрог Азорского антициклона, вытянутый в северо-западном направлении. При дальнейшем быстром углублении циклон вышел в Северную Атлантику. Перед ним поперечно сохранялся обширный отрог, при этом во всей толще тропосферы наблюдался интенсивный вынос тепла с юго-востока на северо-запад. Адвекция тепла в средней тропосфере привела к вытягиванию на юг приземного гребня над Гренландией, и 7 февраля 2011 г. над Северной Атлантикой возник блокирующий антициклон, который продолжал смещаться на северо-восток в сторону Скандинавского полуострова (рис. 3б). Образование антициклона над Скандинавским полуостровом привело к вторжению в район Балтийского моря арктических воздушных масс, вслед за которым 13 февраля 2011 г. установился многодневный перенос ядер высокого атмосферного давления из центральной Арктики на юг и юго-запад, в район южной Европы (рис. 3г).

В конце января 2011 г., т.е. еще за 10 суток до похолодания, над Северной Атлантикой наблюдался высотный гребень, вытянутый из субтропической зоны на Скандинавский полуостров (рис. 4). Наличие этого гребня согласуется с данными статьи [4], где описан механизм образования блокирующего антициклона в результате нелинейной неустойчивости волн Россби, приводящей к их опрокидыванию. Исходным возмущением для развития неустойчивости могут являться синоптические вихри. Нелинейность неустойчивости означает, что большую роль играет нелинейный обмен энергией как с волнами сравнимых длин (крупномасштабными), так и с синоптическими вихрями, которые могут питать блокинг своей энергией, а могут ослабить его [4]. Согласно работе [6], значимость вклада синоптических вихрей в развитие блокирующего антициклона зависит от амплитуды планетарных волн, а также от свойств синоптических вихрей.

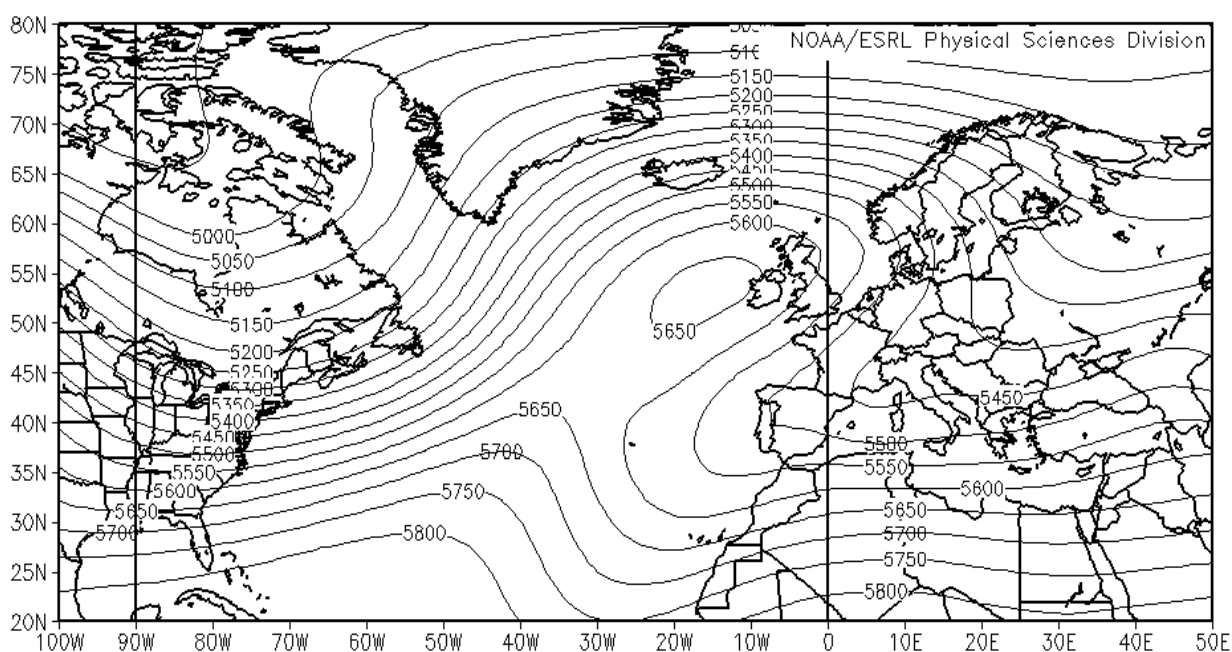


Рис. 4. Барическое поле АТ-500 20–30 января 2011 г.

Таким образом, можно сделать предположение о “триггерном” эффекте, когда возмущение в юго-западной, периферийной части Азорского антициклона, вызванное прохождением быстро углубляющихся циклонов, приводит к формированию крупномасштабного блокирования в Северной Атлантике и далее к процессам интенсивного похолодания в Европе.

На рис. 5 представлены траектории циклонов, которые в конечном счете явились причиной похолоданий в районе Финского залива в зимы 2001-2012 гг.

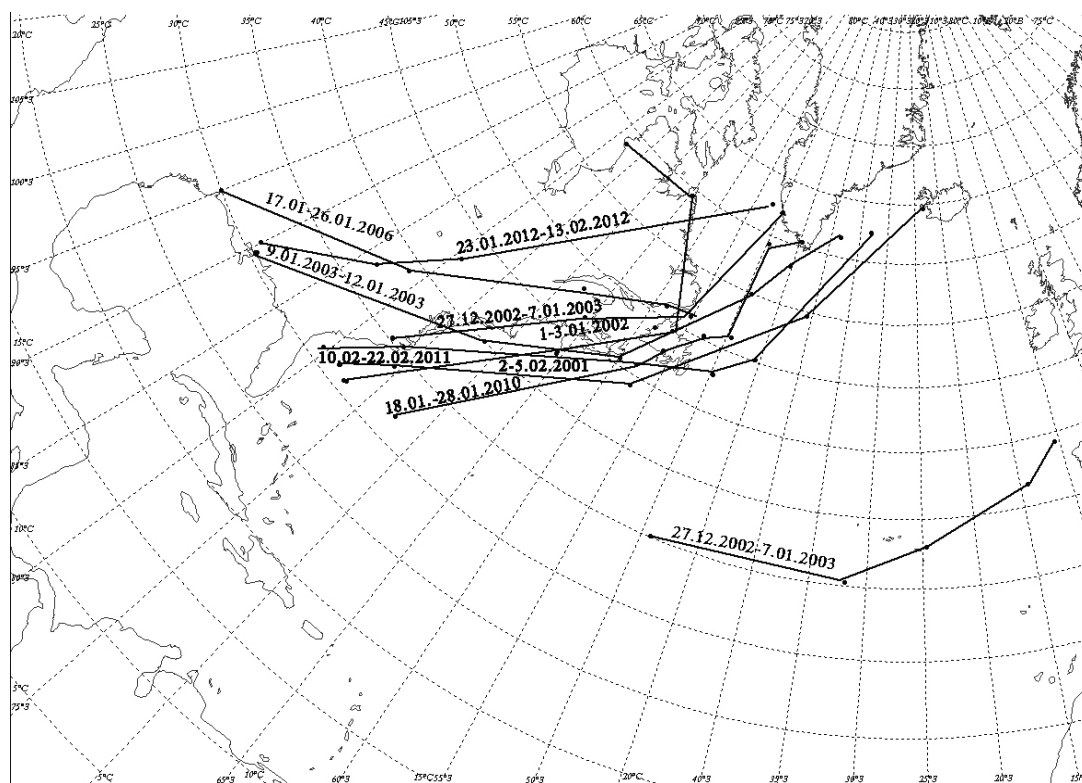


Рис. 5. Траектории циклонов, явившихся причиной похолоданий в районе Финского залива в зимы 2001-2012 гг. (цифрами отображены даты похолоданий).

Не все циклоны, наблюдающиеся над Северной Атлантикой, приводят к формированию блока над Скандинавским полуостровом. Циклоны, образовавшиеся над Атлантикой севернее 40° с. ш. или над американским континентом, – это обычно обширные и быстро окклюдирующиеся образования, которые не несут в себе такого количества тепла, как быстро углубляющиеся циклоны, вышедшие из района Саргассова моря. В передней части “южных” циклонов происходит активный вынос тепла, прослеживаемый на картах АТ-500, что является одним из факторов, вызывающих распространение области высокого давления, находящейся перед циклоном. Схожая картина наблюдалась в дни, предшествующие всем выявленным резким понижениям температуры воздуха в районе Финского залива.

Таким образом, формированию резких похолоданий в восточной части Балтийского моря способствуют следующие процессы: 1) образование высотного гребня, вытянутого из субтропической Атлантики на север и северо-восток (в район Норвежского моря), 2) перемещение на северо-восток подвижных и глубоких циклонов из районов субтропической зоны Северной Атлантики, 3) наличие на приземной карте гребня перед выходящим из субтропической зоны циклоном, 4) развитие антициклона над Гренландией, 5) развитие антициклона в западной части Карского моря и над полярным Уралом. Первые три процесса наиболее скоротечны, они длятся 2–4 суток, остальные могут длиться от 5–7 до 10 суток и

более. Следует отметить, что резкие похолодания на юге Европейской территории России также связаны с развитием блокирующего антициклона над Скандинавским полуостровом [3].

Заключение

На изменчивость ледовых условий в Финском заливе влияет развитие атмосферных процессов в Северной Атлантике, а именно перемещение на северо-восток глубоких циклонов из субтропической зоны Северной Атлантики, сопровождающееся интенсивной адвекцией тепла в тропосфере. Это приводит к распространению на юг области высокого давления из Гренландии и формированию гребня над Северной Атлантикой, который, продолжая смещаться на северо-восток, способствует формированию антициклона над Скандинавским полуостровом и последующим вторжениям холодных воздушных масс на акваторию Балтийского моря.

Список использованных источников

1. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю.* Северо-Атлантическое колебание и климат. – СПб.: РГГУ, 1998. – 103 с.
2. Учет ледовых условий при гидрометеорологическом обеспечении зимних плаваний в Балтийском море / под ред. Гордиенко П.А.– Л.: Гидрометеиздат, 1979.– 39 с.
3. *Федоренко А.В.* Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море // Труды Гидрометцентра России.– 2011. – Вып. 345. – С. 105–117.
4. *Шакина Н.П., Иванова А.Р.* Блокирующий антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–16.
5. *Johansson A. et al.* On the level and origin of seasonal forecast skill in Northern Europe // J. Atm. Sci. – 1998. – Vol. 55. – No. 1. – P. 103–127.
6. *Luo D., Liu J., Li J.* Interaction between planetary-scale diffluent flow and synoptic-scale waves during the life cycle of blocking // Adv. Atmos. Sci., 2010. – Vol. 27. – No. 4. – P. 807–831.

Поступила в редакцию 15.04.2012 г.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НОВОГО АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО КОЭФФИЦИЕНТА УВЛАЖНЕНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА АТМОСФЕРНО-ПОЧВЕННЫХ ЗАСУХ

Чуб О.В., Страшная А.И.

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
ais@metcom.ru,*

После сильной засухи в южной половине Приволжского федерального округа в 2009 году и жестокой продолжительной засухи, охватившей обширную территорию всей европейской части России в 2010 году, проблема агрометеорологического мониторинга засух и состояния сельскохозяйственных культур становится одной из наиболее актуальных в агрометеорологии. Известно, что и зарождение сельскохозяйственной метеорологии, как прикладной науки, организация агрометеорологической наблюдательной сети были непосредственно связаны с последствиями сильных и длительных засух, поразивших значительные площади сельхозугодий в России и на Украине в 1885 и 1891–1892 гг. Система регулярных агрометеонаблюдений по единым программам за метеорологическими параметрами и состоянием сельскохозяйственных растений, созданная в конце XIX – начале XX столетия под непосредственным руководством А.Н. Воейкова, А.В. Клоссовского и П.И. Броунова, по существу, «явилась прообразом» современного агрометеорологического мониторинга состояния посевов, оснащенного в настоящее время новыми техническими средствами, разнообразными каналами связи и компьютерными технологиями [1, 9]. В настоящее время при проведении мониторинга ставится задача не только представить реальную картину распространения засухи и состояния посевов, но и определить возможное снижение урожайности и валового сбора сельскохозяйственных культур.

В Российской Федерации, где около 60 % посевных площадей основных сельскохозяйственных культур сосредоточены в районах недостаточного и неустойчивого увлажнения, сильные и обширные засухи вызывают значительные колебания валовых сборов зерна. По нашим данным, за период с 1890 по 2010 год в России наблюдались 32 сильные и обширные засухи, которые охватывали от трех до семи крупных регионов [10]. За последние двадцать лет в современной России было четыре сильные и обширные засухи, которые охватывали пять – семь регионов и вызывали значительные недоборы зерна (1995, 1998, 1999 и 2010 гг.). От сильных засух страдает не только сельское хозяйство, при этом мелеют реки, убытки несет энергетика, судоходство, рыболовство, ухудшается состояние лесов. Во многих районах настоящим бедствием бывают сильные пожары.

По данным Минсельхоза Российской Федерации, в засуху 2010 г., поразившую 43 субъекта страны, посевы сельскохозяйственных культур погибли на 13,3 млн га, что составило 30 % от площади посевов в пострадавших регионах, или 17 % от общей посевной площади. Наблюдавшиеся пожары нанесли значительный ущерб другим отраслям народного хозяйства, а в ряде районов и населению. Кризисной ситуации в сельском хозяйстве в 2010 г. удалось избежать только благодаря своевременным организационным мерам, которые были приняты, в том числе с учетом агрометеорологической информации, органами власти и управления АПК Российской Федерации. В сильную засуху 1998 г. повреждение посевов сельскохозяйственных культур наблюдалось на площади около 10 млн га, из них на 7 млн га урожай был практически уничтожен.

В агрономической литературе интенсивность засух и ущерб от них часто оцениваются величиной снижения валовых сборов зерна. Применяется такая оценка и в агрометеорологии. Как показывает практика, вследствие колебаний посевных площадей, валовой сбор зерна не всегда является объективным показателем интенсивности засухи. Рассмотрим с этой точки зрения колебания валовых сборов зерна в современной России за два последних десятилетия. В первом десятилетии (1991–2000 гг.) наблюдалось три сильные и обширные засухи (1995, 1998 и 1999 гг.). При этом наиболее сильной и обширной была засуха 1998 г., когда валовой сбор зерна составил 47,8 млн т. Во втором рассматриваемом десятилетии (2001–2010 гг.) наблюдалась одна сильная и обширная засуха (2010 г.). В 1991 и 2009 гг. засухи были менее продолжительными и охватывали значительно меньшую территорию, чем в 1998 году. Засуха 2010 г. по интенсивности, продолжительности и напряженности термического режима не имела себе равных за последние 60 лет (с 1951 года) [14]. Валовой сбор зерна в 2010 г. составил 60,9 млн т, т.е. он был на 13,1 млн т больше, чем в самую сильную засуху первого рассмотренного десятилетия (в 1998 году).

Для сравнительной оценки отрицательных последствий засух более надежной характеристикой является величина урожайности. При этом следует иметь в виду, что величина снижения урожайности (ущерб от засухи) обусловлена не только влиянием погодных условий, но существенное значение имеет уровень культуры земледелия в период, когда случается засуха. Как известно, изменения урожайности вследствие меняющейся культуры земледелия определяются трендом урожайности. При этом отклонения от тренда зависят главным образом от агрометеорологических условий [12, 13]. На рис. 1 представлена динамика урожайности зерновых культур, рассчитанная с посевной площади за 1981–2010 гг. При общем тренде за весь этот период отклонение урожайности от тренда в 1998 году за счет погодных условий (засухи) в целом по Российской Федерации составило 6,7 ц/га, а в 2010

году – 4,8 ц/га. Таким образом, при общем за весь период тренде также можно сделать ошибочный вывод о том, что в 1998 г. засуха была более сильная, чем в 2010 году.

При исследовании временных рядов урожайности (рис. 1) явно прослеживается их статистическая неоднородность. Начавшиеся после 1990 г. структурные изменения в аграрной отрасли в период ее реформирования (1991–1999 гг.) сопровождались резким ухудшением материально-технической базы сельского хозяйства [4], что повлекло за собой изменения в агротехнике возделывания сельскохозяйственных культур, ухудшение культуры земледелия, что в свою очередь обусловило резкое падение урожайности зерновых культур после тенденции ее роста в предшествующий период. С 2000–2001 гг. при относительной стабилизации и положительных сдвигах в уровне материально-технического обеспечения в аграрной отрасли наметилась тенденция повышения урожайности. Этому способствовали, как показал анализ, и в целом более благоприятные агрометеорологические условия в последнее десятилетие. Таким образом, тенденция падения урожайности сменилась тенденцией ее относительного роста. Указанные тенденции мы выявили, построив кусочно-линейные тренды [4, 11]. При этом отклонение урожайности от тренда (за период 1991–2000 гг.) в засуху 1998 г. составило около 2,9 ц/га, а в засуху 2010 г. (от тренда за 2001–2010 гг.) – около 5,0 ц/га.

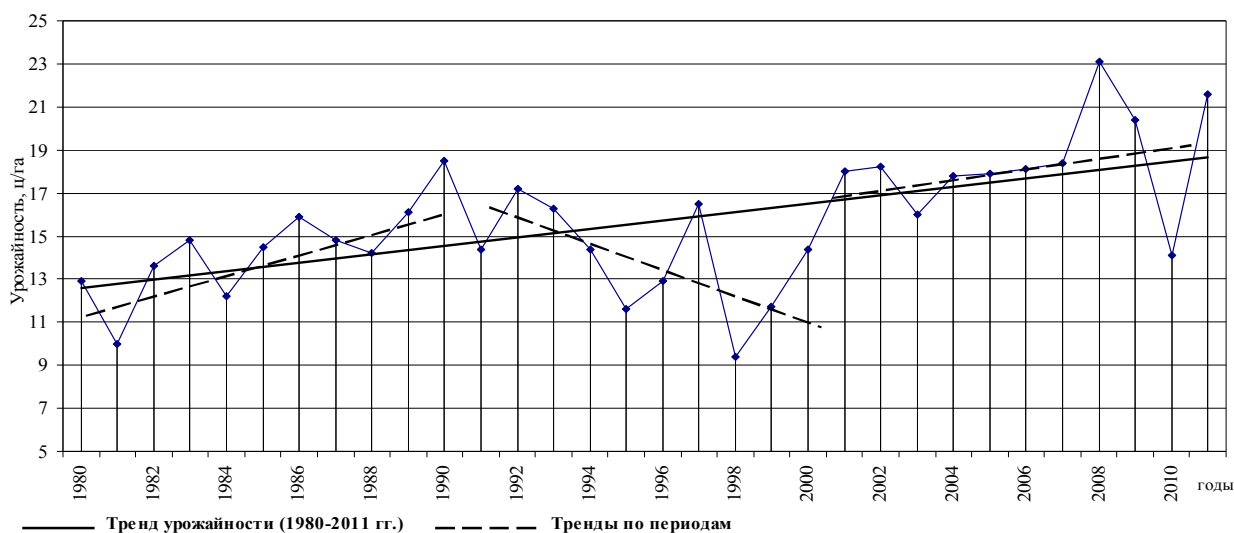


Рис. 1. Динамика урожайности зерновых и зернобобовых культур (ц/га), общий (1980-2011 гг.) и кусочно-линейные тренды урожайности по периодам в Российской Федерации.

Динамика урожайности зерновых культур, связанная с изменением культуры земледелия, за период с 1991 по 2000 год представлена уравнением

$$\bar{Y} = -0,3964 \cdot t + 16,06,$$

где $t = 1, 2, \dots, 10$, а динамика урожайности с 2001 по 2010 год уравнением

$$\bar{Y} = 0,1079 \cdot t + 17,607,$$

где $t = 11, 12, \dots, 20$.

Можно отметить, что в первый рассматриваемый период (1991–2000 гг.), когда наблюдались три обширные засухи, отклонения урожайности от трендов по годам вследствие агрометеорологических условий, как видно на рис. 1, были заметно большими по величине, чем во второй, более благоприятный по агрометеорологическим условиям период (1991–2010 гг.), коэффициент вариации урожайности составил в эти периоды, соответственно, 0,17 и 0,12.

На карте (рис. 2) показаны границы сильных и очень сильных атмосферных засух в 2010 и 1998 гг. в критический для формирования урожая зерновых культур период – июнь. При этом для характеристики засух нами использовался гидротермический коэффициент увлажнения Г.Т. Селянинова (ГТК), представляющий собой отношение сумм осадков за определенный период (не менее месяца) к сумме активных температур за этот же период, уменьшенной в десять раз [5]. $ГТК \leq 0,30$, как установлено ранее [9, 12, 13], характеризует очень сильную атмосферную засуху, а ГТК от 0,31 до 0,60 – сильную. Можно видеть, что атмосферная засуха в июне 2010 г. охватила значительно большую территорию, чем в 1998 году. Отметим, что почвенная засуха в 2010 г. наблюдалась также на существенно большей площади.

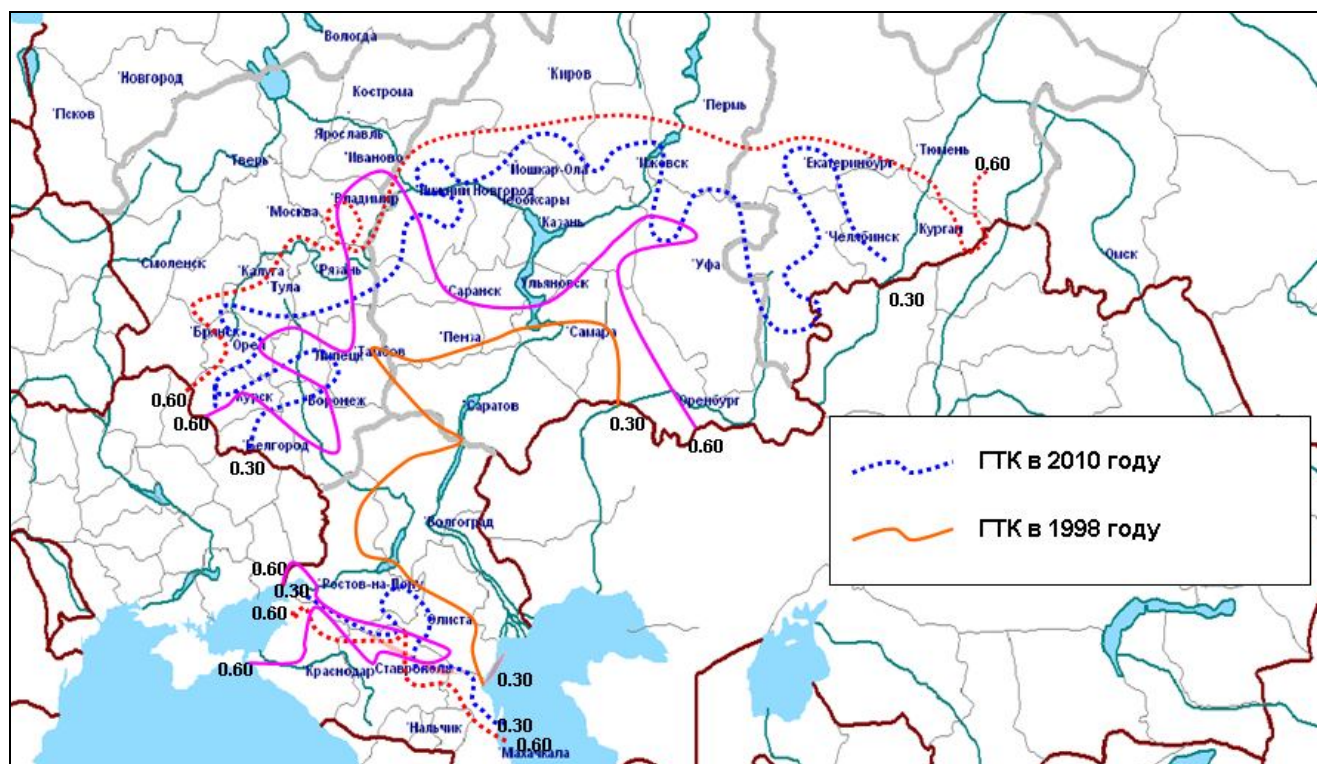


Рис.2. Регионы с очень сильной ($ГТК \leq 0,30$) и сильной ($ГТК \leq 0,60$) атмосферной засухой в июне 1998 и 2010 гг.

Интересным представляется рассмотреть сравнительную агрометеорологическую оценку жесткости (интенсивности) засух 1998 и 2010 гг. по субъектам Российской Федерации, так как в этих случаях можно достаточно точно сравнивать и агрометеоусловия, которые складывались в эти годы. На рис. 3 по Саратовской области показаны общий и кусочно-линейные тренды урожайности зерновых культур с посевной площади. Можно видеть, что отклонения урожайности от общего тренда вследствие погодных условий (засухи) в 1998 и 2010 гг. почти одинаковы – 7,7 и 7,5 ц/га соответственно, т.е. по этой характеристике жесткость засух в указанных годах практически одинакова. При более точном выделении тенденций урожайности, обусловленной культурой земледелия по периодам, т. е. по кусочно-линейным трендам величина отклонений урожайности от тренда вследствие засухи в 1998 г. составила в области около 5,0 ц/га, тогда как в 2010 г. – почти 7,5 ц/га, что указывает на то, что в 2010 г. засуха была значительно более жесткой.

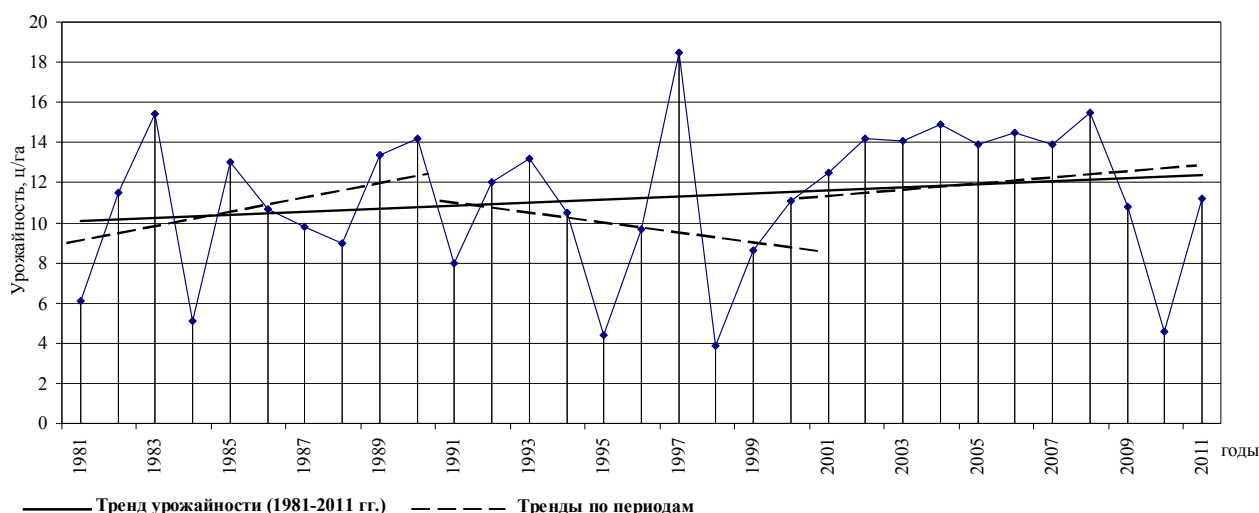


Рис. 3. Динамика урожайности зерновых и зернобобовых культур (ц/га) и кусочно-линейные тренды по Саратовской области (1981–2011 гг.).

В Воронежской области (рис. 4) в 1998 году отклонение урожайности от общего тренда вследствие засухи составило 6,0 ц/га, в 2010 г. – 11,9 ц/га, при кусочно-линейных трендах, соответственно, 1,2 и 11,9 ц/га, что говорит о том, что в этой области засуха 1998 г. была менее сильной и кратковременной (в июле засухи не было, ГТК был равен 0,70, а в июне ГТК составил 0,54).

В табл. 1 приведены подтверждающие это положение агрометеорологические показатели засух (ГТК, запасы влаги в пахотном слое почвы W_{0-20}) и по другим субъектам Российской Федерации. (Так, в Саратовской области ГТК в 1998 г. в июне составил 0,11, а в июле – 0,23, тогда как в 2010 г. он был в эти месяцы, соответственно, 0,06 и 0,12, т.е. интенсивность атмосферной засухи по агрометеоусловиям в 2010 г. была значительно, почти

в два раза, большей. Почвенная засуха также была несколько более жесткой, среднеобластные запасы продуктивной влаги в июне составили в эти годы, соответственно, 4 и 3 мм. Почти аналогичная ситуация по агрометеорологическим условиям складывалась и в Самарской области, которая в 2010 г. практически была эпицентром засухи. Однако отклонения урожайности от тренда вследствие засух 1998 и 2010 гг. были почти одинаковыми, что можно объяснить тем, что в этой области во второй рассматриваемый период тенденции роста урожайности не наблюдалось. По большинству других областей, где засуха была очень сильной, отклонения урожайности от тренда в 2010 г. были значительно большими, чем в 1998 году.

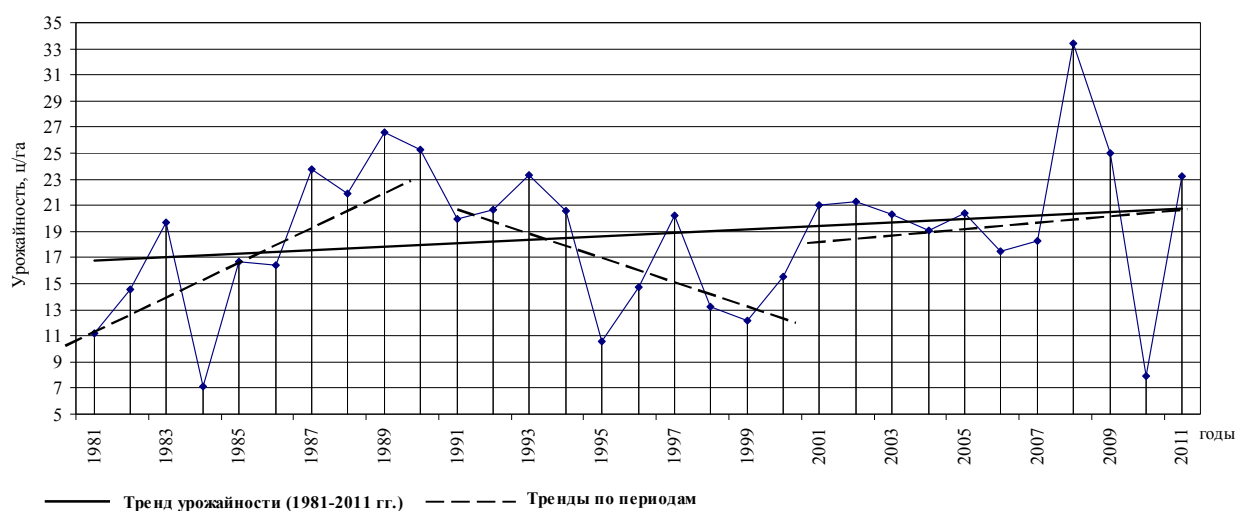


Рис. 4. Динамика урожайности зерновых и зернобобовых культур (ц/га) и кусочно-линейные тренды по Воронежской области (1981-2011 гг.).

Таблица 1

Агрометеорологические показатели, характеризующие засуху 1998 и 2010 гг.

Субъект Российской Федерации	1998 год				2010 год			
	Отклонение урожайности от тренда, ц/га (кусочно-линейный)	ГТК, июнь	ГТК, июль	W ₀₋₂₀ , мм (июнь)	Отклонение урожайности от тренда, ц/га (кусочно-линейный)	ГТК, июнь	ГТК, июль	W ₀₋₂₀ , мм (июнь)
Белгородская область	-2,6	0,47	1,03	10	-9,6	0,42	0,81	8
Воронежская	-1,2	0,54	0,70	18	-11,9	0,27	0,29	5
Волгоградская	-3,6	0,21	0,33	3	-8,0	0,05	0,34	2
Самарская	-7,0	0,23	0,39	4	-7,2	0,09	0,07	3
Саратовская	-5,0	0,11	0,23	4	-7,6	0,06	0,12	3
Пензенская	-2,5	0,37	0,27	12	-7,1	0,08	0,08	6
Ульяновская	5,3	0,25	0,51	6	-9,6	0,08	0,10	6
Республика Башкортостан	7,3	0,53	0,93	15	15,1	0,22	0,13	9

При исследованиях засушливых явлений большинство авторов различают три типа засух: атмосферную, почвенную и общую [1, 2, 12]. Атмосферная засуха обычно предшествует почвенной, и почвенная засуха возникает уже как следствие атмосферной, когда при сильном испарении запасы влаги в почве быстро уменьшаются и становятся недостаточными для роста растений и формирования их продуктивности. Когда оба типа засух наблюдаются совместно, наступает общая засуха. При длительном периоде общей засухи у растений нарушаются физиологические функции [3], происходят значительные повреждения или их гибель. Априори можно утверждать, что при общей засухе урожайность сельскохозяйственных культур практически всегда бывает ниже, чем только при атмосферной или почвенной.

Покажем это на примере засухи 2010 года. В табл. 2 приведены данные по снижению урожайности зерновых и зернобобовых культур в этот год засухи, по сравнению со средней урожайностью за предшествующие пять лет. При этом в расчетах использовалась урожайность с посевной и уборочной площадью (по данным Росстата), которые в годы засух в большинстве районов сильно различаются. Как видно из таблицы, в районах, где наблюдалась общая засуха (т.е. атмосферная в сочетании с почвенной), снижение урожайности зерновых культур с уборочной площади (за вычетом площади гибели, т.е. списания площадей, на которых никакой урожайности не получено) в 2010 г., по сравнению со средней урожайностью за предшествующие пять лет, составляло в основном от 35 до 45 %, в Республике Башкортостан, Республике Татарстан и Ульяновской области – 51–65 %. При расчетах с посевной площади (основной учет) снижение урожайности этих культур составило преимущественно от 43 до 86 %. Такое различие в величинах снижения урожайности объясняется в основном различием в площадях гибели разных зерновых культур, входящих в эту общую группу (зерновые и зернобобовые), в связи с их неодинаковой реакцией на засуху и различием (календарно) критических по отношению к влаге периодов. Известно, что озимые в отдельные годы «уходят» от засухи в связи с более ранним началом вегетации и более продуктивным использованием весенних влагозапасов в почве [7, 12]. В субъектах Российской Федерации, где наблюдалась только атмосферная засуха, снижение урожайности с уборочной площади составляло от 10 до 20 %, с посевной площади – от 23 до 46 %. Приведенные в таблице данные убедительно показывают, что в районах, где наблюдалась только атмосферная засуха, величины снижения урожайности значительно меньше, чем в районах, где наблюдалась атмосферно-почвенная, или общая засуха. В связи с этим мониторинг общих засух представляется наиболее целесообразным и необходимым с точки зрения определения возможных последствий засух.

В настоящее время в Гидрометцентре России оперативный мониторинг засух в автоматизированном режиме проводится в двух вариантах. Мониторинг атмосферных засух основывается на использовании наиболее распространенного в агрометеорологии гидротермического коэффициента увлажнения, что объясняется удобством расчетов входящих в его формулу и наиболее точно измеряемых параметров (температура, осадки), а также его хорошей корреляцией с урожайностью зерновых культур, что позволяет на основе количественных зависимостей урожайности от ГТК за критические по отношению к влаге периоды (не менее месяца) определять величину урожайности или ее возможное отклонение от тренда [6, 8, 13]. Мониторинг почвенных засух основывается на подекадном анализе фактически измеренных запасов продуктивной влаги в почве, для чего используются критерии, разработанные М.С. Куликом, С.А. Вериго и другими авторами. Для пахотного слоя почвы сильная засуха характеризуется запасами влаги менее 10 мм (продолжительностью не менее трех декад), для метрового слоя – менее 50 мм. Определение возможного снижения урожайности отдельных зерновых культур вследствие почвенных засух при проведении мониторинга производится с использованием погодичного каталога сильных засух с учетом их продолжительности [7]. При этом на основе принципа аналогичности реакций растений на почвенную засуху, особенно в критические по отношению к влаге периоды, можно в первом приближении определить уровень ожидаемой урожайности (по году-аналогу).

В оперативном режиме данные мониторинга атмосферных и почвенных засух сопоставляются и используются при подготовке аналитической агрометеорологической информации для органов власти и управления АПК Российской Федерации, а также в прогнозах урожайности. Однако такой способ весьма трудоемок и недостаточно надежен, что вызвало необходимость поиска путей комплексной оценки атмосферной засухи в сочетании с почвенной.

Надо отметить, что в ФГБУ «ВНИИСХМ» Е.К. Зоидзе и Т.В. Хомяковой была разработана автоматизированная система мониторинга общих засух и засушливых явлений, где для оценки интенсивности засухи используются несколько известных в агрометеорологии показателей увлажнения, температуры и влажности воздуха, запасов продуктивной влаги в слоях почвы 0–20, 0–50 и 0–100 см. Комплексование указанных показателей осуществляется с помощью алгоритмов распознавания образов – путем осреднения мер близости фактического значения каждого показателя за i -ю декаду с критериями (граничными значениями) этих же показателей. При этом рассчитываются пять категорий интенсивности засух, что на больших территориях затрудняет их анализ в оперативном режиме. Предложенная система мониторинга засух отслеживает начало и распространение

общих засух по территории, однако она используется в основном для агроклиматических исследований и не предназначена для оценки возможных последствий засух. В связи с этим перед нами была поставлена задача разработать такой показатель общих (атмосферно-почвенных) засух, который был бы удобен для расчетов в оперативном режиме на основе стандартной декадной агрометеорологической информации и позволял бы с определенной вероятностью оценивать возможные последствия засух (снижение урожайности) по субъектам Российской Федерации.

Нами за основной показатель атмосферной засухи был выбран ГТК, для оценки почвенной засухи – запасы продуктивной влаги в пахотном (W_{0-20}) и метровом (W_{0-100}) слоях почвы. На основе созданной базы данных этих показателей, осредненных по субъектам, был разработан новый показатель общих засух – агрометеорологический коэффициент увлажнения (АКУ). Для расчета АКУ за период с 1980 по 2010 год были предварительно рассчитаны приведенные значения показателей, входящих в АКУ.

Приведенный ГТК рассчитывался по формуле

$$ГТК^{прив} = \frac{ГТК^{фак} - ГТК^{мин}}{ГТК^{мак} - ГТК^{мин}}.$$

Максимумы и минимумы значений ГТК выбирались за указанный выше период.

Аналогичные процедуры были проведены для W_{0-20} и W_{0-100} :

$$W_{0-20}^{прив} = \frac{W_{0-20}^{фак} - W_{0-20}^{мин}}{W_{0-20}^{мак} - W_{0-20}^{мин}}, \quad W_{0-100}^{прив} = \frac{W_{0-100}^{фак} - W_{0-100}^{мин}}{W_{0-100}^{мак} - W_{0-100}^{мин}}.$$

Для каждого из этих приведенных значений показателей путем осреднения экспертных оценок, основанных на проведенном по субъектам Российской Федерации корреляционном анализе связей каждого показателя (ГТК, W_{0-20} , W_{0-100}) с урожайностью зерновых культур (данные трех экспертов), устанавливались средние весовые коэффициенты K_1 , K_2 , K_3 для ГТК, W_{0-20} и W_{0-100} соответственно.

В общем виде АКУ (для мая, июня и июля) рассчитывался по формуле

$$АКУ = K_1 ГТК^{прив} + K_2 W_{0-20}^{прив} + K_3 W_{0-100}^{прив}.$$

По специально написанной О.В. Вирченко (ФГБУ «ВНИИСХМ») программе были рассчитаны АКУ по 8 субъектам Черноземной зоны за май, июнь и июль (основные месяцы вегетации и формирования урожая зерновых культур) 1980–2010 гг.

На рис. 5 показана динамика урожайности яровой пшеницы и динамика АКУ за июль 1980-2010 гг. по Оренбургской области. Как можно видеть, они хорошо согласуются.

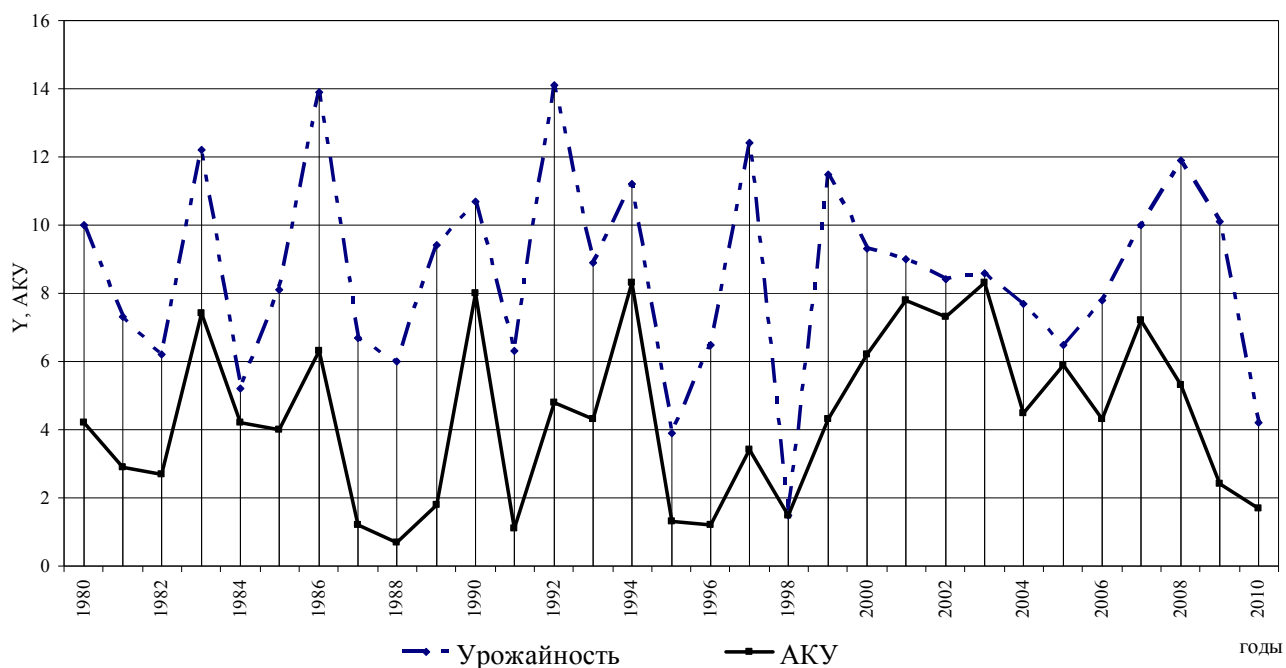


Рис. 5. Динамика урожайности (ц/га) яровой пшеницы и агрометеорологического коэффициента увлажнения за июнь (АКУ·10) по Оренбургской области за 1980-2010 гг.

Для оценки влияния предложенного агрометеорологического показателя увлажнения (АКУ) на урожайность сельскохозяйственных культур полученные его значения для указанных месяцев коррелировались с урожайностью зерновых и зернобобовых культур, а также по отдельным субъектам с урожайностью озимых или яровых в зависимости от преобладающей культуры в субъекте Российской Федерации.

Наиболее тесные связи АКУ с урожайностью зерновых и зернобобовых культур для северных районов черноземной зоны (по субъектам) были получены для июня ($r = 0,42-0,69$), по югу зоны (например Ростовская область) – для мая. Для наглядности на рис. 6 представлена зависимость урожайности зерновых культур (Y , ц/га) от АКУ за июнь по Оренбургской и Ульяновской областям (а) и зависимость отклонений урожайности озимой пшеницы от тренда (ΔY , ц/га) от АКУ за июль по Воронежской области (б).

Полученные результаты исследований по отдельным областям черноземной зоны показали возможность использования нового агрометеорологического коэффициента увлажнения (АКУ) для мониторинга атмосферно-почвенных засух в этой зоне, где засухи наиболее часты. В дальнейшем необходимо разработать автоматизированную технологию мониторинга засух с использованием этого показателя и предложить количественную оценку ожидаемого снижения урожайности от засух по субъектам черноземной зоны.

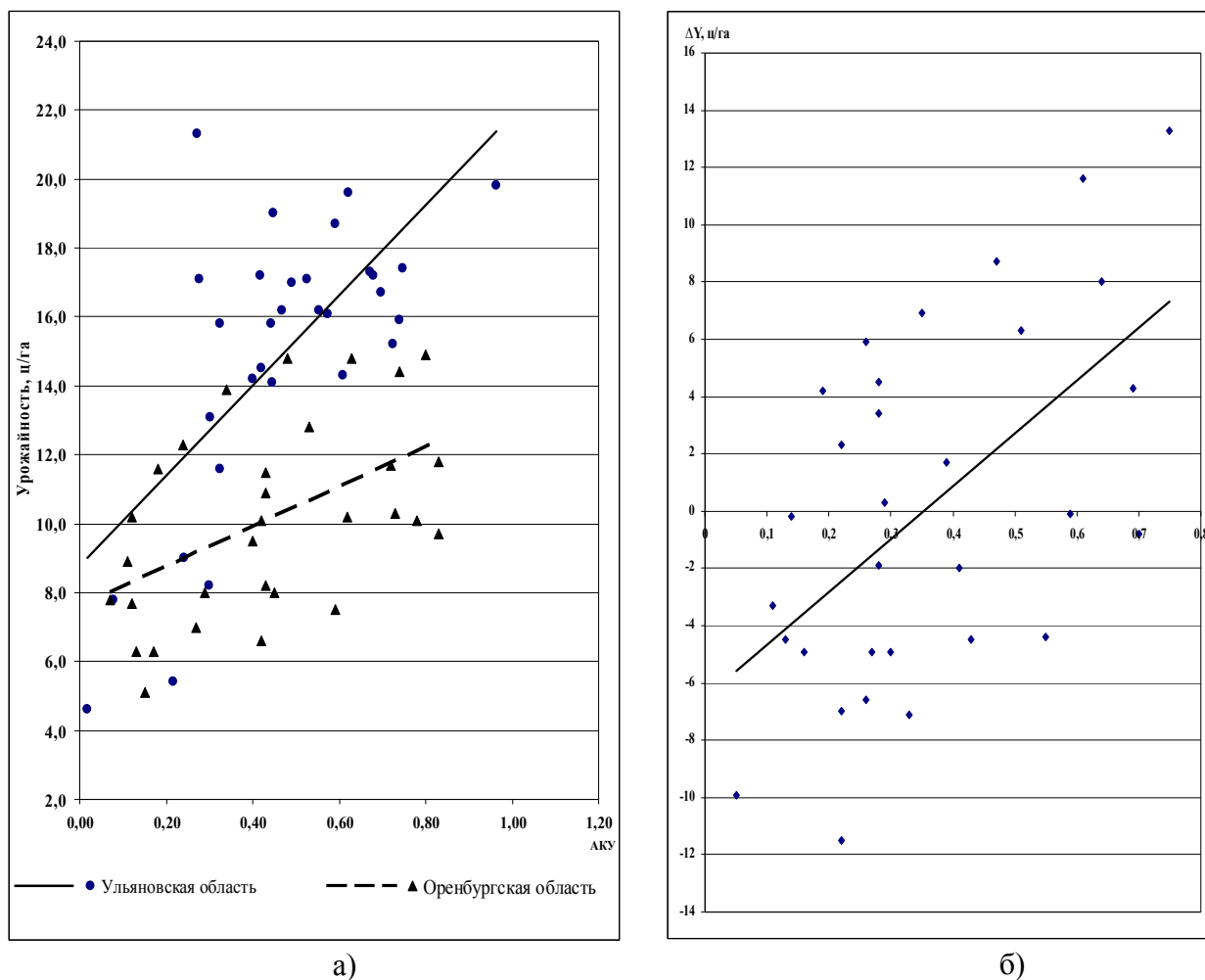


Рис. 6. Зависимость урожайности зерновых культур (Y , ц/га) от АКУ за июнь по Оренбургской и Ульяновской областям (а), зависимость отклонений урожайности озимой пшеницы от тренда (ΔY , ц/га) от АКУ за июль по Воронежской области (б).

Список использованных источников

1. Грингоф И.Г. Засухи и опустынивание – экологические проблемы современности // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 14–40.
2. Клещенко А.Д. Современные проблемы мониторинга засух // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 3–13.
3. Кошкин Е.И. Физиология устойчивости сельскохозяйственных культур. – М.: Дрофа, 2010. – 640 с.
4. Манелля А.И. и др. Развитие рынка зерна в России. – М.: Зерновой союз. Центр экономической конъюнктуры при Правительстве РФ, 1977. – 128 с.
5. Селянинов Г.Т. Агроклиматическая карта мира. – Л.: Гидрометеоздат, 1966. – 12 с.

6. *Страшная А.И., Коренкова Н.В.* О засухливости в Среднем Поволжье и ее влиянии на урожайность яровой пшеницы // Труды Гидрометцентра России. – 2005. – Вып. 340. – С. 25–34.

7. *Страшная А.И., Богомолова Н.А.* О каталоге сильных почвенных засух под ранними яровыми зерновыми культурами в черноземной зоне России // Труды Гидрометцентра России. – 2005. – Вып. 340. – С. 35–47.

8. *Страшная А.И.* Использование показателей увлажнения для оценки засухливости и прогноза урожайности зерновых и зернобобовых культур в Поволжском экономическом районе // Труды ГМЦ РФ. – 1993. – Вып. 327. – С. 15–22.

9. *Страшная А.И., Русакова Т.И., Зойдзе Е.К.* Развитие системы оперативного агрометеобеспечения аграрного сектора экономики // В кн. «Развитие сельскохозяйственной метеорологии в России». – Обнинск.: ГП «Облиздат». – 2009. – С. 306–330.

10. *Страшная А.И., Максименкова Т.А., Чуб О.В.* Агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России по сравнению с засухами прошлых лет // Труды Гидрометцентра России. – 2011. – Вып. 345. – С. 194–214.

11. *Strasnaia A., Maksimenkova T., Chub O.* Grain Yield Prediction in the Russian Federation // Use of Satellite and In-Situ Data to Improve Sustainability. – Springer, Netherlands. – 2010. – P. 93–97.

12. *Уланова Е.С.* Методы оценки агрометеорологических условий и прогноза урожайности зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 53 с.

13. *Уланова Е.С., Страшная А.И.* Засухи в России и их влияние на урожайность зерновых культур // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 64–83.

14. *Фролов А.В., Страшная А.И.* О засухе 2010 года и ее влиянии на урожайность зерновых культур // Сборник докладов совместного заседания Президиума Научно-технического совета Росгидромета и Научного совета Российской академии наук – Исследования по теории климата Земли». М.: Триада ЛТД, 2011. – С. 22–31.

Поступила в редакцию 4.05.2012 г.

Таблица 2

Снижение урожайности зерновых и зернобобовых культур от сильной атмосферной и почвенной засух в мае-июне 2010 г.

Территория	Урожайность (ц/га)				Снижение урожайности, %			
	Средняя 2005-2009 гг.		2010 г.		Атмосферная засуха + почвенная засуха (2-3 декады)		Атмосферная засуха	
	с уборочной площади	с посевной площади	с уборочной площади	с посевной площади	с уборочной площади	с посевной площади	с уборочной площади	с посевной площади
<i>Центральный федеральный округ</i>	25,6	22,1	17,5	14,1	32	36	–	–
Белгородская область	29,6	29,2	18,8	16,8	37	43	–	–
Брянская	18,0	16,5	16,3	12,1	–	–	10	27
Воронежская	24,6	22,9	14,0	7,9	43	66	–	–
Липецкая	33,2	30,2	19,6	16,0	41	47	–	–
Орловская	26,6	25,2	21,6	19,3	–	–	19	23
Рязанская	26,2	24,4	15,6	13,1	41	46	–	–
Тамбовская	23,9	23,2	13,8	11,3	42	51	–	–
<i>Южный федеральный округ</i>	27,4	26,2	29,4	24,8	–	5	–	–
Волгоградская область	19,4	17,5	12,0	9,3	38	47	–	–
<i>Приволжский федеральный округ</i>	17,6	15,8	10,0	4,9	43	69	–	–
Республика Башкортостан	23,4	21,8	9,5	4,2	59	81	–	–
Республика Марий Эл	13,3	13,2	11,1	7,2	–	–	17	46
Мордовия	24,1	24,0	15,8	6,8	34	–	27	72
Татарстан	29,8	28,6	10,4	4,0	65	86	–	–
Удмуртская Республика	14,3	13,8	11,4	7,4	–	–	20	46
Чувашская	20,2	19,9	11,2	5,0	45	75	–	–
Оренбургская область	10,5	9,2	6,3	2,5	40	73	–	–
Пензенская	17,1	15,7	11,7	6,4	32	59	–	–
Самарская	14,9	11,3	11,1	4,8	26	58	–	–
Саратовская	14,7	13,7	8,4	4,6	43	66	–	–
Ульяновская	18,2	16,7	8,9	4,6	51	73	–	–
<i>Уральский федеральный округ</i>	15,5	15,0	12,6	9,0	19	40	–	–
Курганская область	14,5	14,5	10,3	7,7	29	47	–	–
Челябинская	13,4	12,9	8,4	4,3	37	67	–	–

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОВ РАСЧЕТА ИНДЕКСОВ ПОЖАРНОЙ ОПАСНОСТИ

И.М. Губенко, К.Г. Рубинштейн

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
GubenkoIM@gmail.com*

Введение

Лесные пожары являются серьезной проблемой населения во всем мире, так как помимо прямого ущерба, включающего в себя человеческие жертвы, затраты на тушение и восстановление пострадавших территорий, стоимость выгоревшей древесины, нарушается экологический баланс на данной территории: уничтожаются места обитания животных, что приводит к их миграции в другие районы, повреждается структура, химический состав, микрофлора и фауна почвы, происходят выбросы углекислого газа и канцерогенов в атмосферу [5]. В табл. 1 представлены данные Федеральной службы государственной статистики (Росстата) по лесным пожарам на территории России в 2007–2011 гг.

Таблица 1

Общероссийская статистика по лесным пожарам за 2007–2011 гг.

Год	Число лесных пожаров, тыс. ед.	Лесные земли, пройденные пожарами, тыс. га	Сгорело леса, млн м ³
2007	17,8	1036,1	16,5
2008	26,3	2069,8	30,1
2009	23,2	2111,6	25,4
2010	34,8	2026,9	93,1
2011	21,1	1804,9	28,7

Проблема прогноза степени пожароопасности лесов в связи с природными (засуха, наземные грозовые разряды) или антропогенными (умышленный поджог, халатное поведение людей в лесу, воздействие автомобильных и железных дорог и др.) факторамивесьма актуальна [1].

В лесопожарной охране важную роль играет своевременная и корректная оценка лесной пожарной опасности. Основу такой оценки составляют индексы лесной пожарной опасности

– математические формулы, формализующие влияние осадков, температуры и влажности воздуха, влагосодержания лесных горючих материалов, деятельности человека, грозовую активность и иные факторы, и позволяющие прогнозировать возможность возникновения пожаров на определенной территории.

Лесные горючие материалы (ЛГМ) – растительные (древесные и травянистые) материалы, способные воспламеняться от источников высоких температур, подразделяются на легковоспламеняемые и быстрогоримые (сухая трава, мхи, лишайники, отмершие листья, хвоя, мелкие ветки, сучья и т.п.) и медленно воспламеняемые и медленно горимые: валежник, пни, нижние слои лесной подстилки, кустарники, деревья).

В различных странах мира разработаны собственные, несколько отличающиеся, индексы лесной пожарной опасности, например:

- комплексный показатель пожарной опасности В.Г. Нестерова (Россия);
- индекс лесной пожарной опасности (Австралия);
- национальная рейтинговая система пожарной опасности (США);
- рейтинговая система лесной пожарной опасности (Канада).

Целью данного обзора являлось описание методик расчета индексов лесной пожарной опасности, а также проведение априорного сравнения индексов лесной пожарной опасности.

Комплексный показатель пожарной опасности В.Г. Нестерова (Россия)

В России ГОСТ Р 22.1.09-99 «Мониторинг и прогнозирование лесных пожаров. Общие требования» устанавливает использование комплексного показателя пожарной опасности В.Г. Нестерова (КПО), предложенного им в 1949 году [4].

КПО представляет собой кумулятивную сумму произведения температуры воздуха на разность температур воздуха и точки росы, вычисляемую для отдельного пункта и конкретного времени по формуле

$$\text{КПО}_N = \text{КПО}_{N-1} \cdot K_{oc} + [t(t - t_d)]_N, \quad (1)$$

где КПО_N – значение КПО, рассчитываемое на текущий день, °С; КПО_{N-1} – значение КПО, рассчитываемое на предыдущий день, $\text{КПО}_{N-1} = t(t - t_d)$, °С; K_{oc} – коэффициент поправки на осадки (равен единице, если количество осадков менее 3 мм, равен нулю, если количество осадков больше или равно 3 мм); t – температура воздуха в 12–15 ч местного времени или в ближайший к нему срок синхронных метеорологических наблюдений, °С; t_d – точка росы за тот же срок, °С; $(t - t_d)$ – дефицит точки росы, °С.

По полученному числовому значению КПО с помощью шкалы определяется класс и степень пожарной опасности [4]. Общероссийская шкала имеет пять классов пожарной

опасности в лесу по условиям погоды (табл. 2). Для отдельных регионов значения комплексного показателя по классам могут отличаться от значений общероссийской шкалы, разработаны региональные шкалы пожарной опасности в лесу по условиям погоды, учитывающие местные особенности этих регионов.

Таблица 2

Общероссийская шкала пожарной опасности по условиям погоды

КПО	Класс пожарной опасности по условиям погоды	Степень пожарной опасности
До 300	I	–
От 301 до 1000	II	Малая
От 1001 до 4000	III	Средняя
От 4001 до 10000	IV	Высокая
Более 10000	V	Чрезвычайная

Примеры представления фактических данных о пожароопасности в лесных массивах на территории России и Московской области за 2 ноября 2011 г. показаны на рис. 1 и 2 (по данным ФГБУ «Гидрометцентр России»).

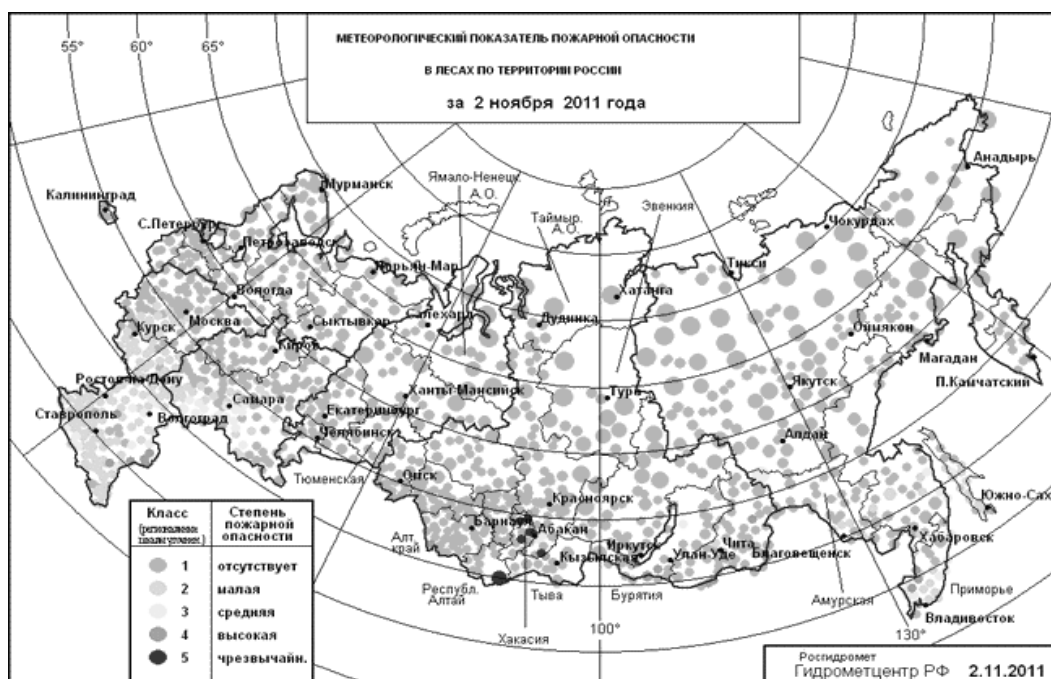


Рис. 1. Пожароопасность в лесных массивах на территории России за 2 ноября 2011 г.

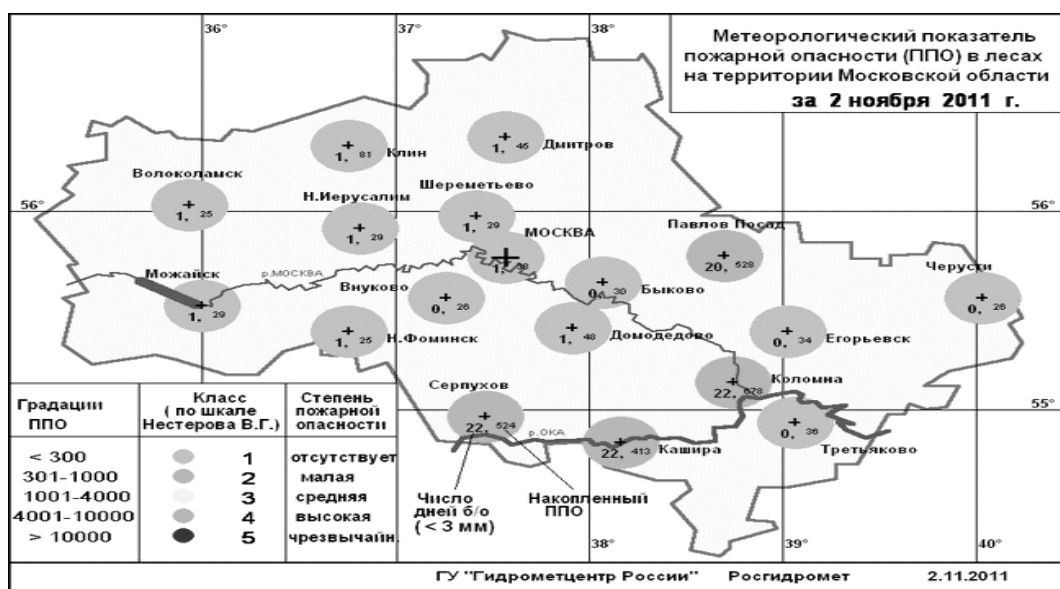


Рис. 2. Пожароопасность в лесных массивах на территории Московской области за 2 ноября 2011 г.

Основным недостатком КПО является весьма грубая поправка на осадки. В этой связи с 1976 г. Ленинградский научно-исследовательский институт лесного хозяйства (ЛенНИИЛХ) ввел показатель влажности надпочвенного покрова (ПВ1) с дифференцированными поправками на осадки, а также показатель влажности лесной подстилки (ПВ2). Вычисление этих показателей начинают со дня устойчивого схода снежного покрова (в этот день значения показателей равны нулю) по следующим формулам [3, 6]:

$$(ПВ1)_N = \{(ПВ1)_{N-1} + [t(t - t_d)]_{N-1}\} \cdot (K_{оспв1})_N, \quad (2)$$

где $(ПВ1)_N$ – значение (ПВ1), рассчитываемое на текущий день, °С; $(ПВ1)_{N-1}$ – значение (ПВ1), рассчитываемое на предыдущий день, °С; $K_{оспв1}$ – коэффициент поправки на осадки. Значения $K_{оспв1}$ определяются по табл. 3.

Таблица 3

Соответствие среднесуточного количества осадков величине коэффициента поправок на осадки ($K_{оспв1}$)

Осадки, мм	$K_{оспв1}$
Менее 0,5	1
От 0,6 до 2	0,8
От 3 до 5	0,4
От 6 до 12	0,2
От 13 до 19	0,1
Более 19	0

$$(ПВ2)_N = [(ПВ2)_{N-1}] \cdot K'_{оспв2} + [t(t - t_d)]_{N-1} \cdot K''_{оспв2}, \quad (3)$$

где $(ПВ2)_N$ – значение $(ПВ2)$, рассчитываемое на текущий день, °С; $(ПВ2)_{N-1}$ – значение $(ПВ2)$, рассчитываемое на предыдущий день, °С; $K'_{оспв2}$ – коэффициент поправок на осадки за предыдущий день; $K''_{оспв2}$ – коэффициент поправки на осадки за текущий день. $K_{оспв2}$ равен нулю в случае, если суммарное количество осадков на утро текущего дня составляет 1,6 мм и более, и равен единице, когда их сумма менее 1,6 мм [3]

Поскольку расчеты ПВ1 и ПВ2 проводят утром (8–9 ч местного времени), то это является дополнительным преимуществом перед КПО, так как обнаружение пожаров и другие лесопожарные мероприятия должны планироваться на утро [3].

В 1990 г. М.А. Сафронов и А.В. Волокитина модифицировали КПО, дополнив его поправкой на гигроскопичность мхов, лишайников, опада и других ЛГМ. Усовершенствованный индекс получил название показателя влажности с учетом гигроскопичности (ПВГ). Расчет ПВГ осуществляется по формуле [3, 6]:

$$(ПВГ)_N = [(ПВГ)_{N-1} + (t + 10)_N (t - t_d - 5)_N] \cdot (K_{оспвг})_N, \quad (4)$$

где $(ПВГ)_N$ – значение ПВГ, рассчитываемое на текущий день, °С; $(ПВГ)_{N-1}$ – значение ПВГ, рассчитываемое на предыдущий день, °С; $K_{оспвг}$ – коэффициент поправки на гигроскопичность.

Для расчета $K_{оспвг}$ существует две методики [6].

1. С учетом суммарного количества выпавших осадков

$$K_{оспвг} = \frac{1,8}{(ОС + 1)}, \quad (5)$$

где ОС – сумма осадков за последние 24 часа, мм. Если ОС меньше 0,6 мм, то $K_{оспвг}$ принимают равным единице.

2. С учетом суточной продолжительности выпадения осадков (аналогично американской модели)

$$K_{оспвг} = \frac{1,8}{(1,3\Delta + 1)}, \quad (6)$$

где Δ – суточная продолжительность выпадения осадков, ч. Если Δ меньше 0,5 ч, то $K_{оспвг}$ принимают равным единице.

Стоит отметить, что модифицированный КПО применяется Португальским метеорологическим институтом в качестве основного показателя пожарной опасности в лесу [12].

Индекс лесной пожарной опасности (Австралия)

Для прогнозирования пожарной опасности Австралийское метеорологическое бюро использует индекс лесной пожарной опасности МакАртура (ИЛПО), формализующий влияние относительной влажности, максимальной температуры воздуха, усредненное значение скорости ветра в течение дня, а также показателя влажности ЛГМ [7]

$$\text{ИЛПО}_N = 2e^{(-0,45+0,987 \cdot \ln(\text{ПВ})-0,0345 \cdot \text{ОВ}+0,0338 \cdot t_N+0,0234 \cdot \text{СВ})}, \quad (7)$$

где ИЛПО_N – значение ИЛПО, рассчитываемое на текущий день; ПВ – показатель влажности ЛГМ; ОВ – минимальный показатель относительной влажности воздуха в течение дня, для которого рассчитывается индекс, %; t_N – максимальная температура воздуха в течение дня, °С; СВ – усредненное значение скорости ветра в течение дня, для которого рассчитывается индекс, км/ч.

ПВ отражает готовность ЛГМ к воспламенению и вычисляется по формуле [9]

$$\text{ПВ} = \frac{1,9 \cdot [(\text{П}_{\text{зас}} + 104) \cdot (\Delta_{\text{п}} + 1)^{1,5}]}{3,52 \cdot (\Delta_{\text{п}} + 1)^{1,5} + (\text{ОС} - 1)}, \quad (8)$$

где $\text{П}_{\text{зас}}$ – показатель засухи почвы (Индекс Китча–Бирама); $\Delta_{\text{п}}$ – число дней после последнего выпадения осадков; ОС – сумма осадков за последние 24 ч, мм.

Показатель засухи почвы (Индекс Китча-Бирама) определяется [9]

$$(\text{П}_{\text{зас}})_N = \frac{\left\{ [800 - (\text{П}_{\text{зас}})_{N-1}] \cdot \left[0,968e^{0,046t} - 8,30 \right] \cdot \Delta_{\text{п}} \right\} \cdot 0,001}{1 + 10,880e^{-0,441\text{ОС}_T}}, \quad (9)$$

где $(\text{П}_{\text{зас}})_N$ – показатель засухи почвы текущего дня; $(\text{П}_{\text{зас}})_{N-1}$ – показатель засухи почвы предыдущего дня; t – максимальная температура воздуха в течение дня, °С; $\Delta_{\text{п}}$ – число дней после последнего выпадения осадков; ОС_T – среднегодовое количество осадков для данной территории, мм.

По полученному числовому значению ИЛПО определяется степень пожарной опасности (табл. 4) [7].

Для острова Тасмания максимальное значение ИЛПО установлено в 24 балла. Метеорологическое бюро Австралии ежедневно публикует отчет о пожарной опасности по каждому штату и его населенным пунктам. Пример отчета (штат Южная Австралия) по некоторым населенным пунктам на 19 апреля 2012 г. приведен в табл. 5:

**Шкала соответствия значений индекса лесной пожарной опасности
Австралии**

ИЛПО	Степень пожарной опасности
От 0 до 5,0	Низкая
От 5,1 до 12,0	Средняя
От 12,1 до 24,0	Высокая
От 24,1 до 50,0	Очень высокая
Более 50,0	Экстремальная

Значения индекса лесной пожарной опасности Австралии для некоторых населенных пунктов штата Южная Австралия на 19 апреля 2012 г.

Населенный пункт	Степень пожарной опасности
Аделаида	Средняя
Риверленд	Средняя
Западное побережье	Очень высокая
Флиндерс	Средняя
Муррейлендс	Средняя

Национальная рейтинговая система пожарной опасности (США)

Национальная рейтинговая система пожарной опасности США представляет собой модель, объединяющую промежуточные и основные группы выходных параметров. К промежуточным относят индексы влагосодержания ЛГМ, рассчитываемые для двух типов ЛГМ – для живых и отмерших. Эти индексы являются базой для дальнейших расчетов. К основным параметрам относят скорость распространения огня и количество тепловой энергии, выделяющейся при пожаре. Основные выходные параметры объединены в единый индекс горения. Расчет влагосодержания живых ЛГМ происходит путем оценки количества влаги на каждом этапе жизненного цикла растений в зависимости от региона и текущих метеоусловий. Важно, что такие расчеты ведутся для однолетних, многолетних растений, а также молодых деревьев и кустарников отдельно.

Влагосодержание отмерших ЛГМ – это количество влаги в мертвых органических остатках растений, молодых деревьях и кустарниках, вычисляемое с 1, 10, 100 и 1000-

часовым временным сдвигом. Под временным сдвигом подразумевается время, за которое количество влаги в отмерших ЛГМ достигает 63 % от разницы между начальным влагосодержанием ЛГМ и балансом влагосодержания окружающей среды, зависящим в свою очередь от показаний температуры, относительной влажности и количества осадков за сутки [8]. Основные характеристики отмерших ЛГМ:

- Отмершие ЛГМ с 1-часовым временным сдвигом – это ЛГМ диаметром до 0,6 см (как правило, данный тип ЛГМ представляет собой верхний слой лесной подстилки). Степень влагосодержания почти равна влагосодержанию окружающей среды. Показатель варьируется от 1 до 80 %.

- Отмершие ЛГМ с 10-часовым временным сдвигом – это ЛГМ диаметром от 0,6 до 2,5 см и слоем 2 см. Показатель варьируется от 1 до 60 %.

- Отмершие ЛГМ с 100-часовым временным сдвигом – это ЛГМ диаметром от 2,5 до 7,5 см и слоем от 2 до 10 см. Показатель варьируется от 1 до 50 %.

- Отмершие ЛГМ с 1000-часовым временным сдвигом – это ЛГМ диаметром от 7,5 до 20,3 см и слоем 10 см и более. Показатель варьируется от 1 до 40 % [10, 11].

Индекс горения (ИГ) – показатель, зависящий от скорости распространения огня и количества тепла, выделяющегося при пожаре [8]:

$$\text{ИГ} = 3,01 \cdot (\text{СП} \cdot \text{ЭВ})^{0,46}, \quad (10)$$

где СП – скорость распространения пожара, фут/мин, является функцией влагосодержания ЛГМ, скорости ветра, рельефа, относительной влажности и количества осадков; ЭВ – энерговыделение, кДж, – количество тепловой энергии, выделяющееся при пожаре на единицу площади.

Для обобщения полученных расчетов вводится итоговый индекс пожарной нагрузки (ИПН) – индекс, объединяющий влияние антропогенных факторов, грозовой активности, а также индекс горения [8]:

$$\text{ИПН} = 0,71 \sqrt{\text{ИГ}^2 + (\text{ЧФ} + \text{ГА})^2}, \quad (11)$$

где ИПН - итоговый индекс пожарной нагрузки; ИГ – индекс горения; ЧФ – влияние человеческого фактора; ГА – влияние грозовой активности.

В основе расчетов ЧФ и ГА лежит оценка вероятности возгорания В и учет поправочных коэффициентов риска влияния человеческого фактора и уровня грозовой активности соответственно [8, 10].

Вероятность возгорания В вычисляется по формуле

$$B=0,01 \cdot B_1 \cdot B_2, \quad (12)$$

где B_1 – вероятность начала возгорания; B_2 – вероятность распространения пожара.

Лесная служба США предоставляет ежедневный отчет о степени пожарной опасности (рис. 3).

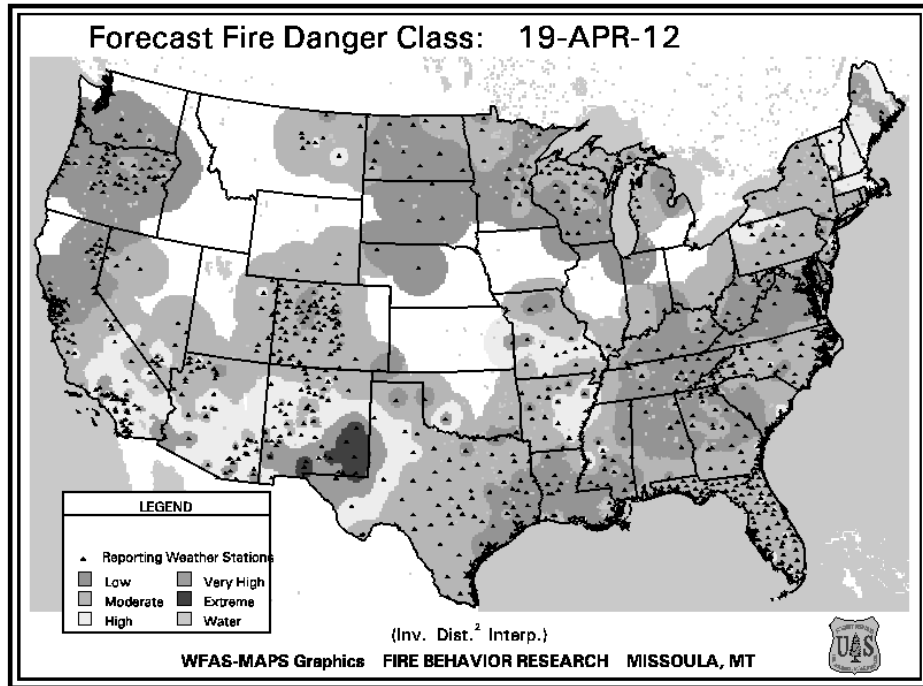


Рис. 3. Опасность пожаров в лесных массивах на территории США за 19 апреля 2012 г.

Рейтинговая система лесной пожарной опасности (Канада)

Основой расчетов рейтинговой системы лесной пожарной опасности Канады служит расчет влагосодержания ЛГМ, зависящий от метеорологических условий. ЛГМ различаются по глубине залегания и весу на единицу площади [7, 10].

- 1) ЛГМ₁ – индекс влагосодержания ЛГМ нижней глубины залегания (до 18 см) и весом на единицу площади до 25 кг/м², рассчитывается по формуле

$$\text{ЛГМ}_1 = 400 \cdot \ln\left(\frac{800}{\text{ОС}}\right) + 0,5 \cdot (0,36 \cdot (t + 2,8)), \quad (13)$$

где ОС – сумма осадков за последние 24 часа, мм; t – максимальная температура воздуха в течение дня, °С.

- 2) ЛГМ₂ – индекс влагосодержания ЛГМ средней глубины залегания (до 7 см) и весом на единицу площади до 5 кг/м², вычисляется по формуле

$$\text{ЛГМ}_2 = 244,72 - 43,43 \cdot \ln(\text{ВЛ}_N - 20) + 1,894 \cdot (t + 1,1) \cdot (100 - \text{ОВ}) \cdot 10^{-4}, \quad (14)$$

где OB – минимальное значение относительной влажности в течение дня, %, $ВЛ_N$ – коэффициент влагосодержания данного типа ЛГМ, рассчитанный для текущего дня по формуле

$$ВЛ_N = ВЛ_{N-1} + \frac{1000 \cdot K_{oc}}{48,77 + K_{лгм2} \cdot K_{oc}}, \quad (15)$$

где, $ВЛ_{N-1}$ – коэффициент влагосодержания данного типа ЛГМ, рассчитанный для прошедшего дня; K_{oc} – поправка на осадки; $K_{лгм2}$ – поправка на ЛГМ₂.

$$K_{oc} = \begin{cases} 0, & \text{если } OC \geq 1,5 \text{ мм} \\ 0,92 \cdot OC - 1,27, & \text{если } OC < 1,5 \text{ мм} \end{cases}, \quad (16)$$

$$K_{лгм2} = \begin{cases} 100 / (0,5 + (ЛГМ_2)_{N-1}), & \text{если } (ЛГМ_2)_{N-1} \leq 33 \\ 14 - 1,3 \ln((ЛГМ_2)_{N-1}), & \text{если } 33 < (ЛГМ_2)_{N-1} \leq 65, \\ 6,2 \ln((ЛГМ_2)_{N-1}), & \text{если } (ЛГМ_2)_{N-1} > 65 \end{cases}, \quad (17)$$

где; $(ЛГМ_2)_{N-1}$ – индекс влагосодержания ЛГМ средней глубины залегания, рассчитанный на предыдущий день.

3) ЛГМ₃ – индекс влагосодержания ЛГМ верхней глубины залегания (до 1,2 см) и весом на единицу площади до 0,025 кг/м², рассчитывается по формуле:

$$ЛГМ_3 = 0,208 \cdot \left\{ (91,9 \cdot e^{0,05039СВ - 0,1386ВЛ_N}) \cdot \left(1 + \frac{ВЛ_N}{493 \cdot 10^7} \right)^{5,31} \right\}, \quad (18)$$

где СВ – максимальное значение скорости ветра в течение дня, км/ч; $ВЛ_N$ – коэффициент влагосодержания данного типа ЛГМ, рассчитанный для текущего дня.

Итоговым Индексом пожарной опасности Канады (ИПО) является функция от влажности различных типов ЛГМ и выделения энергии [10]:

$$ИПО = ЭВ \cdot K_{лгм1,2} \cdot ЛГМ_3, \quad (19)$$

где ЭВ – выделение энергии, кВт/м;

$K_{лгм1,2}$ – коэффициент, объединяющий ЛГМ₁ и ЛГМ₂ для удобства расчета

$$K_{лгм1,2} = \begin{cases} \frac{0,8 \cdot ЛГМ_1 \cdot ЛГМ_2}{ЛГМ_1 + ЛГМ_2}, & \text{если } ЛГМ_1 \geq 0,04 \cdot ЛГМ_2 \\ ЛГМ_2 \cdot \left(1 - \frac{0,8 \cdot ЛГМ_1}{ЛГМ_2 + 0,04 \cdot ЛГМ_1} \right) \cdot [0,92 + (0,0114 \cdot ЛГМ_2)^{1,7}], & \\ \text{если } ЛГМ_1 < 0,04 \cdot ЛГМ_2 \end{cases}, \quad (20)$$

Помимо этого существуют индексы прогнозирования возгорания (ИПВ) по причине антропогенного фактора и действия грозовой активности.

ИПВ по причине антропогенного фактора рассчитывают по каждому региону Канады с учетом поправочного коэффициента на причину пожара, получаемого из статистических данных.

ИПВ по причине действия грозовой активности также вычисляют по отдельно взятому региону с учетом степени влажности ЛГМ и поправочного коэффициента на грозовую активность, получаемого из статистических данных [10]. В табл. 6 представлена шкала соответствия значений Индекса пожарной опасности Канады.

Таблица 6

Шкала соответствия значений Индекса пожарной опасности Канады

ИПО	Степень пожарной опасности
От 0 до 5,0	Низкая
От 5,1 до 10,0	Средняя
От 10,1 до 20,0	Высокая
От 20,1 до 30,0	Очень высокая
Более 30,0	Критическая

Ежедневный отчет о пожарной опасности Канады за 19 апреля 2012 г. представлен на рис. 4.

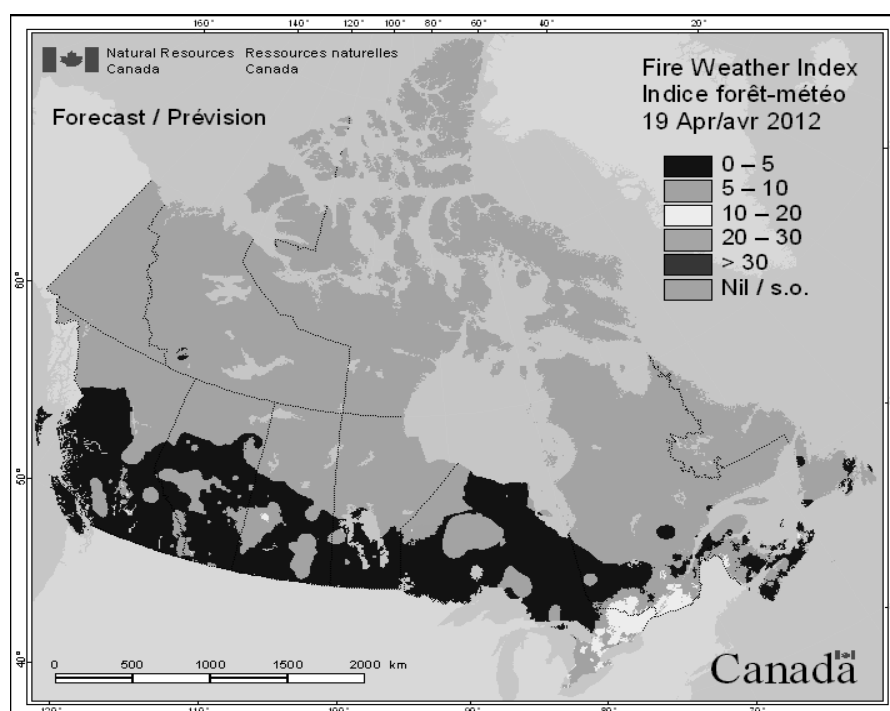


Рис. 4. Пожароопасность в лесных массивах на территории Канады за 19 апреля 2012 г.

Сравнение индексов пожарной опасности

В табл. 7 проведено априорное сравнение (по анализу входных параметров) представленных в статье индексов пожарной опасности. Из анализа таблицы можно видеть, что в индексе В.Г. Нестерова учитывается наименьшее число факторов – только метеопараметры, и не учитывается влажность ЛГМ. ИЛПО Австралии – единственный индекс, оценивающий влагосодержание в почве. Самыми многофакторными являются индексы пожароопасности США и Канады, учитывающие не только метеоданные и влажность ЛГМ, а также количество тепла, выделяемого при горении, антропогенную нагрузку и грозовую активность. Априори трудно сказать, с какой точностью можно прогнозировать эти дополнительные факторы для индексов пожароопасности и насколько их учет способствует повышению точности прогнозов

В статье [7] приведены результаты экспериментального сравнения ИЛПО и ИПО на основе анализа чувствительности к входным параметрам – скорости ветра, количеству осадков, температуре и относительной влажности. В ходе эксперимента оценивалось изменение значений ИЛПО и ИПО при увеличении каждого значения входного параметра. В работе утверждается, что ИПО по отношению к ИЛПО более чувствителен к скорости ветра, и в особенности к количеству осадков, но гораздо меньше – к температуре и относительной влажности.

В работе [10] описаны результаты сравнительного анализа ИПН и ИПО. На промежутке времени с 1977 по 2003 гг. проводилось сравнение прогнозируемого уровня пожарной опасности с фактическими возгораниями. Прогноз по индексу ИПО показал более точные результаты, чем ИПН.

Работа выполнена с частичной поддержкой гранта РФФИ [10-08-00493](#)-а и FP7 - IRSES - "Climseas".

Список используемых источников

1. Барановский Н.В. Модель прогноза и мониторинга лесной пожарной опасности // Экология и промышленность России. – 2008. – № 9. – С. 59–61.
2. Горев В.Г. Особенности расчета местной шкалы пожароопасности для Томской области по условиям погоды // Пятое Сибирское совещание по климатоэкологическому мониторингу. Материалы совещания. – Томск: ИОМ СО РАН, 2003. – С. 53–54.
3. Долгов А.А., Сумина Е.Н., Цомаева Д.С. Методология оценки лесопожарных рисков // Материалы научно- практической конференции. – М.: Московский государственный университет природообустройства, 2008. –С. 12–21.

4. *Кац А.Л., Гусев В.Л., Шабунина Т.А.* Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. – М.: Гидрометеиздат, 1975. – 16 с.;
5. *Перминов В.А., Федорова О.П., Шипулина О.В.* Методика численного решения задач теории лесных пожаров и охраны окружающей среды // Томск, ТГУ. Деп. ВИНТИ. № 7-В95 от 10.01.95. – 70 с..
6. *Софронова Т.М., Волокитина А.В., Софронов М.А.* Оценка пожарной опасности по условиям погоды с использованием метеопрогнозов. – Институт леса. СО РАН. – С. 31–32;
7. *Andrew J. Dowdy, Graham A. Mills, Klara Finkele, William de Groot* . Australian fire weather as represented by the McArthur Forest Fire Danger Index and the Canadian Forest Fire Weather Index ^CAWCR Technical Report – 2009. – No. 10. – P. 91.
8. *Jack D. Cohen, John E. Deeming* the National Fire Danger Rating System: Basic equations // General Technical Report PSW-82. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Berkeley, California. – 1985. P. 23.
9. *Liu S., L.M. Leslie, M. Speer, R. Bunker, R. Morison.* Approaching realistic soil moisture status with an improved mesoscale numerical weather prediction model // IAHS Publication. Reviewed and pre-published proceedings for the XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, Japan, June 30 – 2003, July 11. – P. 26.
10. *Mike B. Wotton.* Interpreting and using outputs from the Canadian Forest Fire Danger Rating System in research applications, Springer Science + Business Media, LLC. –2008– P. 25.
11. *Thomas A. Wordell, Timothy J. Brown.* Forecasting Fire Danger Indices in the United States // Wildfire conference materials. – 2007. – P. 12.
12. *Xavier D. Viegas, Giovanni Bovio, Almerindo Ferreira, Antonio Nosenzo, Bernard Sol,* 1999 Comparative Study of Various Methods of Fire Danger Evaluation in Southern Europe, International journal Wildland Fires 9(4). – 1999. – P. 235–246.

Поступила в редакцию 20.04.2012 г.

Таблица априорного сравнения индексов пожарной опасности

Учитываемые параметры		Комплексный показатель пожарной опасности В.Г. Нестерова (Россия)	Индекс лесной пожарной опасности (Австралия)	Национальная рейтинговая система пожарной опасности (США)	Рейтинговая система лесной пожарной опасности (Канада)
Метеорологические параметры	Температура воздуха	в 12-15 ч местного времени.	макс. за 24 ч	в 12 ч местного времени, макс. и мин. за 24 ч	макс. и мин. за 24 ч
	Относительная влажность	температура точки росы	мин. за 24 ч	в 12 ч м.в., макс. и мин. за 24 ч	макс. и мин. за 24 ч
	Количество осадков	не учитывается, если сумма за 24 ч ≥ 3 мм	сумма за 24 ч	сумма за 24 ч	не учитывается, если сумма за 24 ч $\leq 1,5$ мм
	Количество дней со дня последнего выпадения осадков	–	+	–	–
	Скорость ветра	–	среднее за 24 ч	среднее за 24 ч	макс. за 24 ч
Влагосодержание лесной подстилки и почвы	Влагосодержание почвы	–	Показатель Китча-Бирама для текущего дня	–	–
	Влагосодержание ЛГМ	–	Показатель Китча-Бирама для текущего дня, осадки за 24 ч, число дней со дня последнего выпадения осадков	для живых и отмерших ЛГМ	для ЛГМ, различных по глубине залегания и весу на единицу площади
Характеристики пламени	Количество теплоты, выделяемой при горении на единицу площади	–	–	+	+
Антропогенный фактор	Индекс антропогенного фактора	–	–		
Грозовая активность	Индекс грозовой активности	–	–	+	+

ОБЗОР ИНДЕКСОВ СТЕПЕНИ КОМФОРТНОСТИ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ПОКАЗАТЕЛЯМИ СМЕРТНОСТИ

С.В. Ткачук

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
tkachukzn@gmail.com*

Большое количество публикаций посвящено воздействию погодных условий и климата на самочувствие человека [13, 20]. Так, в [15, 16, 19, 25] сообщается о значительном увеличении смертности во время волн жары и холода. Большинство исследований выполнено учеными-медиками и только незначительное количество – климатологами. Помимо основных метеорологических параметров существует целый комплекс явлений, которые косвенно связаны с погодой и также оказывают влияние на самочувствие человека, наиболее значимые из которых – атмосферные загрязнители и пыльца [26], гелиомагнитная активность [8] и др.

История исследований

Расцвет биометеорологии начался в 20 веке. Степень дискомфорта, возникающего от избытка тепла, стала оцениваться с помощью биометеорологических индексов, которые являются косвенными индикаторами оценки состояния окружающей человека среды, характеризуя в физическом отношении особенности её тепловой структуры. Реакция на воздействие отдельного метеорологического элемента (либо их совокупности) может проявляться мгновенно или пролонгированно, а продолжаться в течение часов, суток, нескольких дней либо более длительного периода. Попытки связать наибольшее число факторов окружающей человека среды, оказывающих влияние на теплоощущения, в некий общий показатель нашли свое выражение в ряде индексов. Существует много подходов к типизации подобных показателей. Например, Исаев [9] разделяет индексы на группы в зависимости от сочетания метеорологических величин, используемых для их расчета. Таким образом, выделяются температурно-влажностные, температурно-ветровые, температурно-влажностно-ветровые и другие типы индексов. Такая типизация применяется в российской практике. Данные индексы используют только информацию об окружающей среде, но никак не учитывают физиологию человека. Зарубежный же опыт исследований в области биоклиматологии включает в себя индексы, которые учитывают информацию и о погодных условиях, и о физиологических особенностях человека.

Поскольку в настоящее время существует большое число различных методов оценки состояния человека, находящегося под влиянием комплекса метеорологических факторов, целесообразно разделить индексы на несколько категорий. Так, можно выделить:

- 1) индексы, основанные на различных эмпирических связях между теплоощущением человека и сочетанием нескольких метеорологических факторов;
- 2) показатели, учитывающие преимущественно экстремальные пролонгированные воздействия на организм, приводящие к резким функциональным сдвигам;
- 3) показатели, основанные на учете изменений физиологических функций организма, проявляющихся в виде ответных реакций на влияние погодных условий.

Рассмотрим основные из них:

Эффективная температура (ЭТ). Одинаковое теплоощущение можно испытывать при самых различных сочетаниях метеорологических элементов. Опытным путем было установлено ряд сочетаний температуры и относительной влажности воздуха, при которых эффект теплоотдачи и теплоощущения будет одинаковым. Их выражают в градусах температуры насыщенного водяными парами неподвижного воздуха – в градусах эффективной температуры [18].

Этот показатель является самым широко используемым в биометеорологической практике как в России, так и за рубежом. В публикациях приводится информация, по крайней мере, о семи расчетных формулах для определения ЭТ, основанных на эмпирических связях реакции человеческого организма на определенные условия температуры и влажности воздуха [2, 10, 18, 27, 28, 30].

Группа американских ученых провела сравнительный анализ нескольких широко используемых алгоритмов расчёта эффективной температуры воздуха и пришла к выводу, что наиболее полным является алгоритм, доработанный Стедманом в 1994 г. [29]. Для разработки этой модели был использован широкий ряд биометрических измерений, производившихся во многих странах с 1940 по 1994 год. Эта модель эффективной температуры объединяет физиологические факторы тела и кожного покрова, физические особенности одежды и воздушного слоя, находящегося в непосредственной близости к телу, а также метеорологические факторы окружающей среды. Сопrotивляемость организма окружающей среде зависит от физических особенностей человека. Поэтому модель разработана для «среднего» человека, т.е. взрослого человека средней комплекции, одетого по погоде, идущего в тени со скоростью 4,8 км/ч. На основе этой модели Стедманом была выведена простая формула для расчёта эффективной температуры. На сайте австралийского

метеорологического бюро размещается информация о патогенности погодных условий на основе упрощенной модели Стедмана (без учета солнечной радиации).

В подвижном воздухе (при $V > 0,2$ м/с) интенсивность теплоотдачи усиливается, порядок уровня и структура теплоощущения изменяется. Именно поэтому Б.А. Айзенштадом [2] было введена **эквивалентно-эффективная температура (ЭЭТ)**, которая помимо влажности и температуры воздуха, учитывает скорость ветра. Этот показатель характеризует теплоощущения одетого человека. Зона комфорта по значениям определяется как совокупность метеорологических условий, в которых человек получает субъективно хорошее теплоощущение, удерживает нормальный теплообмен, сохраняет нормальную температуру тела и не выделяет пота [1]. Этот индекс используется при климатолечении [12] с 6- и 12-градусными ступенями. По данным [10], подобная классификация полностью подходит для диапазона тепла, удовлетворительно – для диапазона охлаждения, а для диапазона холода – в качестве предположительного критерия.

Недостаток индексов ЭТ и ЭЭТ состоит в недоучете теплоощущения от нагревания солнечной радиацией, что было добавлено Е.Г. Головиной [7] в показателе **радиационно-эквивалентно-эффективной температуры (РЭЭТ)**, которую применяют в гелиотерапии.

Для оценки дискомфорта, возникающего вследствие влияния холода, используются так называемые **индексы холодового стресса**. Если в эффективных температурах оценки теплового ощущения температуры наружного воздуха рассчитываются на основе влажности, то в индексах холодового стресса эффект теплоощущения и дискомфорта в основном уточняется поправкой на скорость ветра. Чаще всего в зарубежной практике для этого используется ветровой индекс охлаждения, введенный Сайплом и Пассселом [24]. Он характеризует степень охлаждения под влиянием ветра и температуры воздуха в тени без учета испарения, а скорость охлаждения вычисляется с учетом средневзвешенной температуры кожи, равной 33 °С. Формула для расчета была выведена на основании проведенных в Антарктиде экспериментов. Критическая оценка этого индекса приведена в [28]. Главный недостаток индекса состоит в том, что он характеризует охлаждение лишь под влиянием конвекции. При низких температурах конвективный обмен теплом, а также теплопроводность сильно снижаются из-за влияния одежды, не учитываемой этим индексом. С другой стороны, в [31] показано удовлетворительное согласие между эмпирическим ветровым индексом охлаждения и зарегистрированными случаями обморожения в Антарктиде. В 2001 г. метеорологи и медицинские эксперты Канады и США реализовали новый индекс холодового стресса [23], основанный на параметре Сайпла-Пассела. Этот

индекс сейчас используется в оперативной практике Национальной службы погоды США (NWS) и метеорологической службе Канады.

Также используются индексы ветрового сухого и влажного охлаждения Хилла [16], которые характеризуют теплопотери единичного открытого участка кожи при температуре кожи 33°C или взвешенной температуре тела 36,6 °C и пропорциональны разности между ними и температурой наружного воздуха. Кроме того, индекс ветрового влажного охлаждения учитывает поправку за счет упругости водяного пара. Индекс характеризует интенсивность потерь тепла во влажном движущемся потоке воздуха. При отрицательных и при высоких положительных температурах (более 24 °C) ветровой поток усиливает состояние дискомфорта.

Недостаток вышеперечисленных индексов холодного стресса заключается в том, что тело человека при расчетах и опытах заменяется обычно неодушевленной человеческой моделью, в которой эффект радиационного нагревания не учитывается. С учетом этого недостатка авторы определяли холодный дискомфорт в зимних условиях Антарктиды, на севере России, когда пребывание человека на открытом воздухе лимитируется отрицательной температурой открытых частей тела, но все же происходит нагревание за счет солнечной радиации. Так был разработан индекс **«приведенной температуры»** по Адаменко-Хайрулину [4], который также учитывает радиационный баланс поверхности тела, смягчающий холодный дискомфорт при достижении определенной величины обогрева лица и рук человека. Этот индекс также можно применять и при оценке суровости и континентальности климата, так как он учитывает, помимо эффекта ветра, тепляющее воздействие радиацией открытых частей тела и, по-видимому, является более объективной оценкой теплоощущения в смысле оценки дискомфорта холодного периода, по сравнению с **индексом жесткости погоды Бодмана** [10]. Кроме того, при расчете индекса Бодмана не учитывается абсолютная высота местности над уровнем моря, сезонная изменчивость относительной влажности, суточные амплитуды температуры воздуха и скорости ветра. Основным недостатком данного метода заключается в том, что он не обоснован с точки зрения физиологии. Учитывая данные факторы, И.М. Осокин [11] ввел уточняющие коэффициенты в индекс Бодмана. Тем не менее этот показатель довольно широко распространен в биоклиматической практике, прежде всего из-за простоты использования. В Наставлении по проведению метеорологических наблюдений на курортах шкала жесткости Бодмана рекомендована для характеристики погодных условий в холодное время года.

Для оценки суровости климата северных и горных территорий применяется **биоклиматический индекс суровости метеорологического режима (БИСМ)** [5], в основе которого лежит ряд эмпирических формул, необходимых для вычисления его интегрального значения. Можно сказать, что БИСМ – это эмпирическая мера комфорта, отражающего суровость климатического влияния на организм человека. Этот индекс является относительно универсальным, так как позволяет учитывать влияние на организм человека не только низких температур, но и жарких условий полупустынных и пустынных районов, а также избыток ультрафиолета в горах и его дефицит в арктических широтах.

Метод теплового баланса

Метод теплового баланса является наиболее объективным для различных биоклиматических оценок [10]. Он позволяет количественно оценить суммарные потери тепла организмом или же поступления тепла к организму, выраженные в соответствующих единицах. Для поддержания термостабильного состояния необходимо равновесие между теплообразованием и притоком тепла, с одной стороны, и потерями тепла, с другой. В общем виде тепловой баланс тела человека FLE для условия теплового равновесия выражается уравнением

$$FLE = FR_k + FR_o + FP + P_l - LE_l + M, \quad (1)$$

где F – эффективная поверхность тела, m^2 , чаще всего в исследованиях принимается равной $1,6 m^2$; R_k и R_o – коротковолновый и длинноволновый баланс тела соответственно, $Вт \cdot m^{-2}$; P – теплообмен между телом и окружающим воздухом путем конвекции, $Вт \cdot m^{-2}$; P_l – теплообмен с воздухом, совершающийся в легких при дыхании, $Вт$; LE_l – затраты тепла на испарение с поверхности дыхательных путей при дыхании, $Вт$; M – теплопродукция организма, $Вт$.

Из уравнения теплового баланса следует, что величина FLE в условиях нагрева характеризует тот избыток тепла, который выводится из организма путем испарения пота. В условиях потери тепла FLE характеризует то количество тепла, которое должно быть выделено в организме или которое надо сберечь с помощью соответствующей одежды. Отсюда следует, что в качестве интегральной характеристики тепловой нагрузки на организм может быть принята величина FLE или эквивалентная ей величина – скорость испарения пота $FE \text{ г} \cdot \text{ч}^{-1}$. Эти характеристики могут быть рассчитаны с точностью, достаточной для решения многих задач биометеорологии.

На основе метода теплового баланса человека рассчитывается эквивалентно-физиологическая температура для данного места (PET) [17] – температура воздуха, при которой для обычных комнатных условий тепловой баланс человеческого тела остается неизменным со значениями температуры внутренних органов и температуры кожи для данной ситуации. За обычные комнатные принимается следующая совокупность условий: средняя радиационная температура принимается равной температуре воздуха, скорость ветра – 0,1 м/с, парциальное давление водяного пара – 12 гПа.

Критическая оценка биометеорологических индексов

Ввиду большого разнообразия индексов комфортности погодных условий стоит критически подходить к выбору того или иного индекса в каждом конкретном исследовании. В то же время у всех биометеорологических индексов имеются свои достоинства и недостатки. Так, эффективная температура используется только при неподвижном воздухе, что ограничивает сферу применения. Остальные индексы эффективных температур, несмотря на то, что некоторые из них учитывают радиационную составляющую (РЭЭТ), не включают в себя никакой информации о физиологии: не имеют связи с уравнением теплового баланса человека, что является большим минусом данной группы индексов.

Индексы холодного стресса: индекс ветрового охлаждения Сайпла-Пассела, его более поздние модификации, индекс Хилла и др., а также индексы, специально разработанные для определенных сезонов года, могут использоваться только при определенных значениях температуры воздуха. Все эти факторы показывают, насколько данные индексы далеки от универсальности, хотя при определенных целях исследований они могут быть весьма показательны. Недостаток эквивалентно-эффективной температуры по Б.А. Айзенштадту, как и большинства индексов, описанных ранее, применяемого для оценки тепловой нагрузки, заключается в том, что он не учитывает тепловой баланс человека.

Эквивалентно-физиологическая температура является удачным индексом для оценки теплового комфорта в уличных условиях: в нем учтено полное уравнение теплового баланса, температура внутренних органов, интенсивность потоотделения, влажность кожи, а также метеорологические параметры. Данный индекс является универсальным, он может быть использован для всех типов климата и как для каждого индивидуума в отдельности, так и для среднестатистического человека. Но, несмотря на все преимущества этого индекса, существует и недостаток, заключающийся в том, что градации значений эквивалентно-физиологической температуры в литературе приведены для климатических условий

Центральной Европы. Поэтому, чтобы использовать данный индекс либо для людей, адаптированных к другому типу климата, либо для других климатических условий, необходимо провести дополнительные совместные исследования биометеорологов и врачей.

На данном этапе самыми перспективными в плане прогноза комфортности погодных условий являются те показатели, которые учитывают эффект накопления негативного влияния определенных условий. Одним из таких индексов является американский индекс **HSI** (Heat Stress Index), созданный для определения тепловой нагрузки в летнее время года [20]. Отличительной особенностью этого индекса является учет ряда переменных, которые, так же как и основные метеорологические параметры, влияют на теплоощущение: скорость ветра, облачность и солнечная радиация. Кроме того, ни один из разработанных ранее индексов не учитывает аккумуляцию негативного воздействия тепла в течение какого-то периода, например нескольких дней. Расчет HSI производится для каждой декады теплого периода года (1-10, 11-20, 21-31 мая, и т.д. до сентября) для каждой рассматриваемой станции. Десятидневный интервал выбирается для того, чтобы сгладить изменчивость погодных условий в течение месяца (месячные интервалы имеют еще большую изменчивость, особенно в начале и в конце теплого периода).

Градации комфортности погодных условий по значениям индекса HSI представлены в табл. 1. Сейчас в Гидрометцентре России создана статистическая база для расчета HSI для 20 городов Европейской территории России (ЕТР).

Таблица 1

Степени опасности погодных условий по значениям HSI

Значение индекса HSI	Степень опасности
От 9,6 до 10	Экстремальная
От 9,0 до 9,5	Высокая
От 7,0 до 8,9	Средняя
От 4,0 до 6,9	Низкая
От 0,0 до 3,9	Нет

В Пятигорском институте курортологии для оперативного медицинского прогноза для лечебно-оздоровительных учреждений федеральных курортов Кавказских Минеральных Вод совместно с Гидрометцентром России, Институтом физики атмосферы им. Обухова и Северо-Кавказским метеоагентством был разработан интегральный **индекс патогенности погоды** (ИПП) [12], который рассчитывается как усредненная величина индексов патогенности, определенных для различных медико-метеорологических и космических модулей:

$$\text{ИПП} = \Pi [k_1 (\text{ЭЭТ}) + k_2 (\Delta T_{\text{мс}}) + k_3 (\Delta T_{\text{кн}}) + k_4 (\Delta T_{\text{вс}}) + k_5 (\Delta P_{\text{мс}}) + k_6 (\Delta P_{\text{кн}}) + k_7 (V) + k_8 (N) + k_9 (\text{UVI}) + k_{10} (e+\text{ЭЭТ}) + k_{11} (f) + k_{12} (O_2) + k_{13} (\text{осад}) + k_{14} (\text{ИЗА}) + k_{15} (\text{Ар})] / n, \quad (2)$$

где Π – подтип погоды, который оценивается в зависимости от типа атмосферной циркуляции. В принятой на курортах Кавказских Минеральных Вод классификации выделяют следующие подтипы погоды: А – антициклонический; Б – циклонический; В – фронтальный; ЭЭТ – эквивалентно-эффективная температура для нормально одетого человека; $\Delta T_{\text{мс}}$ – межсуточная изменчивость температуры воздуха, °С; $\Delta T_{\text{кн}}$ – отклонения температуры воздуха от климатической нормы для данного дня или промежутка времени, °С; $\Delta T_{\text{вс}}$ – среднесуточная амплитуда температуры воздуха, °С; $\Delta P_{\text{мс}}$ – межсуточная изменчивость давления воздуха, мм рт. ст.; $\Delta P_{\text{кн}}$ – отклонения давления воздуха от климатической нормы, мм рт.ст.; V – скорость ветра, м/с; N – площадь покрытия небосвода нижней облачностью, балл; UVI – индекс ультрафиолетовой солнечной радиации (УФ-В); $(e+\text{ЭЭТ})$ – комплексы упругости водяного пара, гПа, и ЭЭТ, лимитирующие физиологические нагрузки на метеочувствительных больных (явления атмосферной «духоты», перегрева, переохлаждения и др.); f – относительная влажность воздуха, %; O_2 – весовое содержание кислорода в приземной атмосфере, г/м³; осад. – количество осадков, мм; ИЗА – индекс загрязнения атмосферы; Ар – индекс гелиогеомагнитной активности; n – число рассмотренных медико-метеорологических и космических модулей ($n=15$) ($k_1; k_2; k_3; k_4$ и т.д.).

Величины $k_1; k_2; k_3; \dots k_n$ изменяются от 0 до 1.

Величина ИПП изменяется от 0 до 0,94, что позволяет ввести различные градации ИПП, которые согласуются с принятыми в медицине критериями физиологического воздействия (критериями биотропности) на организм человека: индифферентное (0–0,25), слабое (0,26–0,45), умеренное (0,46–0,65), резкое (0,66–0,80), чрезмерно резкое (выше 0,81). Данные градации удовлетворительно согласуются с медицинскими типами и подтипами погоды (табл. 2).

Схема оценки медицинских типов погоды по величине ИПП

Категория биотропности	Величина ИПП, отн. ед.	Медицинский тип погоды	Медицинская характеристика погоды
Индифферентная	0–0,25	1-й тип погоды	Благоприятная
Слабая	0,26–0,45	2-й тип погоды	Относительно благоприятная
Умеренная	0,46–0,65	2–3-й тип погоды	Относительно благоприятная с периодами неблагоприятной
Резкая	0,66–0,80	3-й тип погоды	Неблагоприятная
Чрезмерно резкая	0,81–0,94	4-й тип погоды	Особо неблагоприятная

Прогноз комфортности погодных условий

По данным [7], для оценки погодных условий, осредненных по территории или по времени, рекомендуется использование эффективной и эквивалентно-эффективной температуры. Именно эти индексы были выбраны для прогноза степени комфортности погодных условий для ЕТР.

Эффективная температура. Наиболее часто в отечественной практике употребляется эффективная температура. Она представляет собой температуру неподвижного воздуха, насыщенного водяным паром, в котором человек испытывает субъективно такое же ощущение комфорта, как и в среде, для которой находится эффективная температура.

Одной из наиболее широко используемых формул аналитического определения эффективной температуры является выражение Миссенарда [21]

$$ЭТ = t - 0,4(t - 10)(1 - f/100), \quad (3)$$

где t – температура сухого термометра, °С; f – относительная влажность, %.

Ценность ЭТ как биоклиматического показателя состоит в том, что его можно использовать как для теплого, так и для холодного сезонов года (табл. 3).

Таблица 3

Теплоощущения человека в зависимости от значений ЭТ (°С) [9]

ЭТ	>30	30...24	24...18	18...12	12...6	6...0
Ощущение	очень жарко	жарко	тепло	умеренно тепло	прохладно	умеренно
Нагрузка	сильная	умеренная	комфортно	комфортно	комфортно	комфортно
ЭТ	0... –12	–12... –24	–24... –30	–30... –36	–36... –42	–42... –48
Ощущение	холодно	очень холодно	крайне холодно	очень холодно	очень холодно	очень холодно
Нагрузка	умеренная	сильная угроза обмороживания	очень сильная	очень сильная	очень сильная	очень сильная

Эквивалентно-эффективная температура. Характеризует теплоощущение человека в тени. На практике оценки ЭЭТ выполняют по номограмме для раздетого и одетого человека, имеющей три входных параметра: температуру воздуха, температуру смоченного термометра и скорость ветра. Следует отметить, что температурой смоченного термометра удобно пользоваться только при наличии исходных материалов психрометрических наблюдений. При использовании обработанных метеорологических наблюдений (обычно не содержащих этого параметра) необходимо сначала находить ее по величинам упругости пара или относительной влажности, что затрудняет определение ЭЭТ по номограмме. Именно поэтому на основе номограммы ЭЭТ Б.А. Айзенштат [2] предложил следующую формулу для расчета ЭЭТ:

$$\begin{aligned} \text{ЭЭТ} = & t[1 - 0,003 * F] - 0,385V^{0,59} [(36,6 - t) + 0,622(V - 1)] + \\ & + [(0,0015V + 0.0008)(36,6 - t) - 0,0167]F, \end{aligned} \quad (4)$$

где V – скорость ветра, м/с; $F=100-f$, %.

В этой же работе показано, что ошибки расчетов эквивалентно-эффективной температуры по предлагаемой формуле в 93 % случаев не превосходят 1 °С.

Недостатком принятых критериев комфортности биоклиматических индексов является неучет географического положения определенного пункта, а также адаптация человеческого организма к определенным климатическим условиям. Так, очевидно, что влияние высокой температуры воздуха на жителей севера Европейской территории России и Черноморского побережья различно. Подобная «универсальность» шкалы индексов сглаживает региональные различия, но вносит некоторые ошибки при определении комфортности погодных и климатических условий.

В [19] проводится региональный анализ влияния различных метеорологических параметров на смертность из-за погодных условий на территории США.

Примечательной особенностью районирования территории США является то, что наиболее чувствительные к погоде районы континентального севера и прибрежные области Тихого океана отличаются довольно низкими максимальными температурами и небольшим числом дней последовательной жары, а также невысокой степенью дней с аномально жаркой погодой. Наиболее низкий процент смертей, связанных с реакцией на погоду, обнаруживается в районах с самой высокой температурой воздуха летом. Таким образом, можно говорить о том факте, что люди, проживающие в районах, где жаркая погода бывает редко, больше реагируют на высокую температуру воздуха, чем те, где подобные условия являются обычными. Это опять же позволяет сделать вывод о неприменимости стандартных

критериев комфортности для таких больших регионов, как, например, Соединенные Штаты Америки и Европейская территория России.

В данной работе производится попытка применения различных биоклиматических индексов для оценки комфортности погодных условий с учетом широтных особенностей. Изменение влияния температуры воздуха в различных областях ЕТР было создано на основе исследований американских климатологов [20]. Авторы оперируют термином «пороговая температура» – температура воздуха, выше которой происходит увеличение смертности от причин, связанных с погодными условиями. Таким образом, применительно к терминологии, используемой в России, значение пороговой температуры является значением сильного дискомфорта.

Согласно исследованиям, на территории США в летнее время распределение пороговых температур определяется следующим образом: в целом изменение влияния высоких температур подчиняется широтному закону, но в восточных и юго-западных районах, характеризующихся морским климатом, пороговые температуры существенно ниже, чем для территорий, расположенных на той же широте, но отличающихся более континентальными чертами климата. Тем же законам подчиняется и распределение пороговых температур в зимнее время. На основе этих данных было проведено районирование ЕТР (рис. 1).

Можно говорить о недостаточности подобной классификации. Поскольку температура воздуха является основным параметром для определения ЭТ, то очевидным является тот факт, что для уточнения классификации необходимо рассмотреть широтные вариации этого индекса. Для этого обратимся к исследованиям Стедмена [27, 28] о географическом распределении индекса АТ («apparent temperature», аналогичного ЭТ на территории США).

$$AT = 2,719 + 0,994 * t + 0,016(t_d)^2, \quad (5)$$

где t_d – точка росы, °С.

Согласно Стедмену, изменение АТ, так же как и температуры воздуха, подчиняется широтному закону. Исключением являются прибрежные области, где широтный закон нарушается в связи с условиями, присущими морскому климату, что выражается в более низких значениях индекса из-за повышенной влажности воздуха в этих районах. В прибрежных районах Тихого океана высокая влажность способствует понижению АТ на 1-2 градуса. При этом в континентальных районах юго-востока относительно высокая влажность вызывает повышение АТ вплоть до 4 градусов.

Сопоставив все полученные данные, можно по аналогии создать новые градации комфорта для индекса ЭТ (табл. 4) для районирования ЕТР.

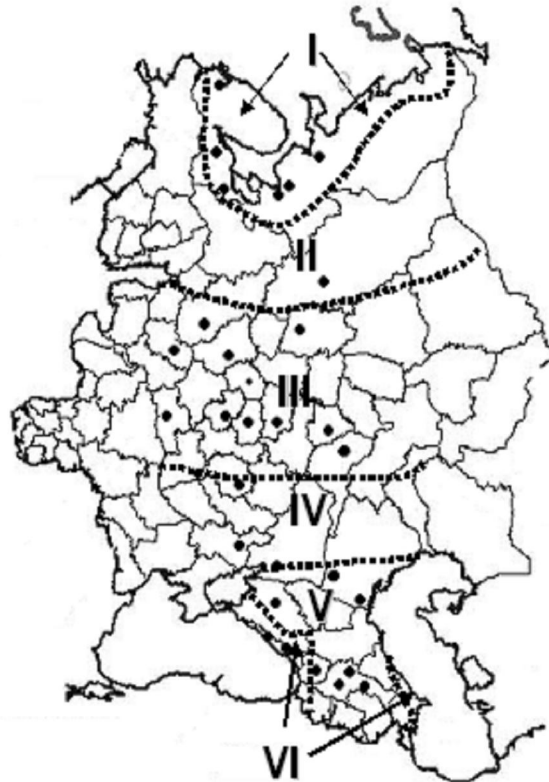


Рис. 1. Районы Европейской территории России по степени комфортности:

I – побережья северных морей; II – континентальный север; III – центральные районы, Верхняя Волга; IV – Черноземье, Средняя Волга; V- Нижняя Волга, Ставрополье, Ростовская область, Северный Кавказ; VI – побережье Черного и Каспийского морей.

Таблица 4

Региональные особенности теплоощущений человека по значениям ЭТ для ЕТР

Район	Эффективная температура, °С						
	крайне холодно	очень холодно	холодно	прохладно	комфорт	жарко	очень жарко
I	<-15	-14...-5	-4...4	5...11	12...16	17...23	>23
II	<-25	-24...-13	-12...0	0...14	15...19	20...24	>25
III	<-21	-20...-11	-10...0	0...17	18...24	25...30	>31
IV	<-16	-15...-6	-5...4	5...20	21...29	30...35	>36
V	<-10	-9...-2	-1...6	7...21	22...30	31...40	>41
VI	<-8	-7...2	1...9	10...19	20...24	25...30	>31

Для верификации данных градаций был рассмотрен годовой ход индекса ЭТ в 2010 году, рассчитанного на основе среднесуточных стационарных данных для пунктов с различным географическим положением. Для примера были взяты Архангельск, находящийся по классификации Б.Л. Алисова [3] в умеренном поясе атлантико-арктического влияния (район I), Москва – умеренно-континентальный климат (район III) и Сочи –

средиземноморский сектор субтропического климата (район VI.) Одновременно с этим были построены ряды температуры и относительной влажности воздуха и оценены уровни комфортности этих элементов в течение 2010 года по градациям.

Для Архангельска (рис. 2а) условия аномально жаркого лета в 2010 году по стандартным значениям температуры воздуха можно отнести к жарким и очень жарким, при этом учет повышенной относительной влажности в индексе ЭТ позволяет говорить о меньшей нагрузке – подобные условия характеризуются жарким дискомфортом и тепловая нагрузка является умеренной. Подобную корректировку в теплоощущение вносит относительная влажность летом и на юге ЕТР (рис. 2б). Противоположный эффект наблюдается в этих районах в зимнее время: насыщенный влагой воздух создает дискомфорт даже при относительно высокой температуре воздуха, что позволяет говорить о целесообразности использования именно комплексного показателя, а не конкретного метеорологического элемента в отдельности. Именно поэтому для регионов, географическое положение которых отличается более частой повторяемостью высоких скоростей ветра (побережья северных морей, Черноморское побережье Кавказа), очевидным является использование для определения комфортности погодных условий показателя ЭЭТ, учитывающего скорость ветра.

Поскольку для расчета ЭЭТ, помимо температуры и влажности воздуха, используется скорость ветра, необходимо также рассмотреть влияние этого параметра на значение индекса. Статистическим путем выявлено, что наибольший «охлаждающий» эффект на теплоощущение (-2°) скорость ветра оказывает в центральных районах США и на побережье. На основе этих данных можно привести новые градации комфорта для индекса ЭЭТ (табл. 5).

Таблица 5

Региональные особенности теплоощущений человека по значениям ЭЭТ для ЕТР

Район	Эквивалентно-эффективная температура, °С						
	крайне холодно	очень холодно	холодно	прохладно	комфортно	жарко	очень жарко
I	<-13	-12...-3	-2...2	3...9	10...14	15...21	>21
II	<-26	-25...-14	-13...-1	0...13	14...18	19...23	>24
III	<-22	-21...-12	-11...0	0...16	17...23	24...29	>30
IV	<-17	-16...-7	-6...3	4...19	20...28	29...34	>35
V	<-12	-11...-4	-3...4	5...19	20...28	29...38	>39
VI	<-10	-9...0	1...7	8...17	18...22	23...28	>30

С учетом новых градаций для оценки теплоощущения в зависимости от погодных условий в Гидрометцентре России в оперативном режиме рассчитывается степень комфортности погодных условий на основе прогностических полей метеорологических

элементов с использованием мезомасштабной модели WRF-ARW для ЕТР (с пространственным разрешением 20x20 км), для территории Кольского полуострова (5x5 км), для Южного федерального округа (10x10 км) с заблаговременностью до 5 суток через каждые 3 часа по 7 градациям, изображенным цветом и изолиниями. На данном этапе прогноз по этим трем областям размещается на сайте лаборатории общей циркуляции атмосферы и климата (МОЦАиК, weatherlab.ru). Примеры подобного прогноза представлены на рис. 3. В дальнейшем планируется прогноз комфортности погодных условий для административных округов г. Москвы с пространственным разрешением 2x2 км.

Влияние погодных условий на смертность

О том, что между болезнями и погодными условиями существует связь, известно давно. Наиболее убедительные зависимости заболеваний от состояния атмосферы были установлены для респираторных болезней [17]. Особенно много внимания уделяется связям погоды с астматическими явлениями. Международная конференция по эпидемиологии, которая прошла в сентябре 2011 года в Центре исследований в области экологической эпидемиологии (Барселона, Испания, <http://www.creal.cat/>), отразила интерес к этой проблеме у ученых (медиков и метеорологов) во всем мире. Большое внимание на конференции было уделено оценке комфортности атмосферных условий.

Так, была обнаружена высокая положительная корреляция индекса эффективной температуры и смертности населения (особенно для людей старше 75 лет) в Пекине в период 2004–2008 гг. [32]. В докладе [22] на основе исследований в Сиднее (Австралия) с 1994 по 2009 год сообщается о значительном увеличении госпитализации людей и смертности от респираторных и сердечно-сосудистых заболеваний во время волн жары. В [14] показано, что при наблюдаемом потеплении климата смертность от заболеваний, чувствительных к повышению температуры воздуха (респираторные и сердечно-сосудистые), будет увеличиваться. Также доказана связь между смертностью и пролонгированным влиянием высокой температуры воздуха в Португалии (Лиссабон и Порту). Именно поэтому для анализа информативности некоторых биоклиматических индексов и метеорологических элементов было решено оценить корреляционные связи между ежедневной смертностью и значениями этих параметров.

Для первоначального исследования был взят Мурманск. Выбор данного города для пилотного исследования обоснован большим интересом в настоящее время к проблеме изменения климата северных территорий [13]. Данные по ежедневной смертности были

предоставлены Центром демографии и экологии человека Института народнохозяйственного прогнозирования РАН. На основе имеющихся данных была проведена оценка связи между смертностью населения от инфарктов и инсультов для различных возрастных групп (30–64 и >65 лет) летом 2003 г. и погодными индексами, описанными выше (ЭТ, ЭЭТ и АТ). Причем ежедневные значения биометеорологических параметров рассчитывались как на основе среднесуточных значений основных метеорологических элементов, так и максимально зарегистрированных за сутки: **daily** – для расчета индекса использовались среднесуточные значения элементов; **max_t** – для расчета индекса использовалось максимальное суточное значение температуры воздуха; **max_wind** – для расчета индекса использовалось максимальное за сутки значение скорости ветра. Коэффициенты корреляции приведены в табл. 6. Обозначения в таблице: инф. – инфаркты; инс. – инсульты.

Таблица 6

Коэффициент корреляции рядов некоторых индексов и ежедневной смертности от инфарктов и инсультов в различных возрастных группах. Мурманск, лето 2003 года

	инф. 30–64	инф. ≥65	инс. 30–64	инс. ≥65
ET(daily)	0,01	0,18	–0,12	–0,01
ET (max t)	0,02	0,2	–0,1	–0,04
AT (daily)	0,02	0,17	–0,12	–0,01
AT (max t)	0,02	0,2	–0,1	–0,03
EET (daily)	0	0,3	–0,13	0
EET (max t)	0,02	0,2	–0,14	–0,12
EET(max wind)	–0,03	0,32	–0,11	0,03
t, °C	0,02	0,2	–0,12	–0,01
f, %	–0,02	–0,2	0,1	0
t_d, °C	0	0,1	–0,1	0
V, м/с	0	–0,3	0,1	–0,05

Итак, практически у всех индексов, как и у основных метеорологических элементов, корреляционная связь со смертностью от различных причин очень невелика, а в случае с инсультами – часто отрицательная. Также стоит отметить, что корреляция индексов с показателями смертности несколько выше, чем аналогичная корреляция метеозаказов. При этом индексы, которые рассчитывались по стандартной методике (т.е. с использованием среднесуточных значений необходимых метеозаказов), в большинстве имеют связь более низкую, чем просто температура воздуха. И только в случае эффективной температуры, которая учитывает максимальную за сутки скорость ветра, были получены самые высокие коэффициенты корреляции для инфарктов в возрастной группе более 65 лет (табл. 6), что

позволяет сделать вывод о необходимости учета ветра в расчете степени комфорта погодных условий для северных территорий.

Низкие коэффициенты корреляции в табл. 6 свидетельствуют о непрямой зависимости смертности от различных погодных условий и их сочетаний. Возможно, в подобных исследованиях необходимо учитывать и нагрузку экстремальных погодных условий в течение нескольких дней. Также стоит использовать более сложную статистическую модель смертности, что автор и собирается применить в дальнейшем.

Выводы

В результате исследования проведено районирование Европейской территории России по условиям комфортности погоды: выделены шесть районов с различным влиянием местных климатических особенностей на комфортность погоды. На основе работ Стедмена [27, 28] разработаны новые градации наиболее часто используемых в России для определения комфортности погодных условий комплексных индексов – эффективной температуры и эквивалентно-эффективной температуры, которые позволяют наиболее точно прогнозировать нагрузку меняющихся погодных условий на организм человека. Доказана целесообразность использования индексов, учитывающих скорость ветра, для расчета степени комфортности метеорологических условий для побережий северных морей и Черноморского побережья Кавказа. На основе новых градаций исследуемых индексов создана система прогноза степени комфортности погодных условий для Европейской территории России в целом и для отдельных районов в частности.

Создана и готова к внедрению в оперативную практику система оценки патогенности погодных условий на основе американского индекса HSI, который, помимо основных метеорологических параметров, рассматриваемых при определении комфорта погодных условий, учитывает тепловой режим в дневное и ночное время, эффект накопления тепловой нагрузки, радиационный нагрев и продолжительность периодов экстремальной жары.

Автор выражает благодарность Борису Александровичу Ревичу за предоставленные данные по смертности для Мурманска и за консультации в процессе обработки данных.

Работа выполнена с частичной поддержкой грантов РФФИ 10-08-00493-а, РФФИ "12-05-97014-p_поволжье_a" и FP7-IRSES-"Climseas".

Список использованных источников

1. *Айзенштадт Б.А.* Оценки радиационного влияния различных элементов городской среды на тепловое состояние человека для целей градостроительства // *Строительная климатология*. – М.: Стройиздат, 1987. – № 6. – С. 66–71.
2. *Айзенштадт Б.А.* Метод расчета некоторых биоклиматических показателей // *Метеорология и гидрология*. – 1964. – № 12. – С. 9–16.
3. *Алисов Б.П.* Климат СССР. – М., 1969. – 242 с.
4. *Адаменко В.Н., Хайруллин К.Ш.* Проблемы биоклиматической оценки суровости погоды и мелиорация микроклимата застройки // *Труды ГГО*. – 1973. – Вып. 306. – С. 74–81.
5. *Белкин В.Ш., Полторак Г.И.* Некоторые медико-биологические аспекты изучения горных районов Таджикистана // *Съезд географического общества в Душанбе*. – Душанбе: Дониш, 1983. – 174 с.
6. *Бокша В.Г., Богущкий Б.В.* Медицинская климатология и климатотерапия. – Киев, 1980. – 261 с.
7. *Головина Е.Г., Трубина М.А.* Методика расчетов биометеорологических параметров (индексов). – С.Пб., 1997. – 110 с.
8. *Бреус Т.К., Раппопорт С.И.* Магнитные бури: медико-биологические и геофизические аспекты. – М.: Советский спорт, 2003. – 192 с.
9. *Исаев А.А.* Экологическая климатология. – М.: Научный мир, 2001. – 456 с.
10. *Кобышева Н.В., Стадник В.В., Ключева М.В. и др.* Руководство по специализированному климатологическому обслуживанию экономики. – СПб, 2008. – 336 с.
11. *Осокин И.М.* О суровости зимы в северной Евразии // *Проблемы регионального зимоведения*. Вып.2. – Чита: Забайкальск. географическое общество СССР, 1968. – 214 с.
12. *Поволоцкая Н.П., Голицын Г.С., Гранберг, И. Г., Ефименко Н.В., Жерлицина Л.И., Рубинштейн К.Г., Сеник И.А., Васин В.А., Ткачук С.В., Артамонова М.С., Кириленко А.А., Козлова М.Д., Картунова З.В., Погарский Ф.А., Максименков Л.О.* Новая классификация индексов биотропности в интегральном индексе патогенности погоды на курортах Кавказских Минеральных Вод для медицинского прогноза погоды // *НПК «Актуальные вопросы курортологии, восстановительной медицины и профпатологии»*. – Пятигорск, 2010. – С. 69–72.
13. *Ревич Б.А., Малеев В.В.* Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки. – М.: ЛЕНАНД, 2011. – 208 с.
14. *Almeida S., Casimiro E., Calheiros J.* Effects of apparent temperature on daily mortality in Lisbon and Oporto // *Portugal. Environmental Health*. – 2010. – V. 9. – P. 45–56.
15. *Epstein Yo., Moran D.S.* Thermal comfort and the Heat Stress Indices // *Industrial Health*. – 2006. – Vol. 44. – P. 388–398.

16. *Hill L.E., Angus T.C., Newbold E.M.* Further experimental observations to determine the relations between kata cooling powers and atmospheric conditions // *J. Ind. Hyg.* – 1958. – Vol. 10. – P. 391–407.
17. *Höppe P.* The physiological equivalent temperature – a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment // *Int. J. Biometeorol.* – 1999. – V. 43. – P. 71–75.
18. *Houghton F.C., Yaglou C.P.* Determining equal comfort lines // *J. Am. Soc. Heat. Vent. Engrs.* – 1923. – V. 29. – P. 165–176.
19. *Kalkstein L.S., Davis R.E.* Weather and human mortality: An evaluation of demographic and interregional responses in the United States // *Annals of association of American geographers.* – 1989. – V. 79. – N. 1. – P. 44–64.
20. *Kalkstein L.S.* Biometeorology – looking at the links between weather, climate and health // *WMO. Bulletin.2.* – 2001. – V. 50. – P. 1–6.
21. *Missenard A.* *L'Homme et le climat.* – Paris, 1937. –186 p.
22. *Morgan G., Sheppeard V., Khalaj B. et al.* Effects of bushfire smoke on daily mortality and hospital admissions in Sydney, Australia // *Epidemiology.* – 2010. – V. 21. – N. 1. – P. 1–9.
23. *Osczevski R., Bluestein M.* The New Wind Chill Equivalent Temperature Chart // *Bulletin of the American Meteorological Society.* – Oct. 2005. – V. 86. – P. 1453–1458.
24. *Siple P.A., Passel C.F.* Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures // *Proc. Amer. Phil. Soc.* – V. 89. – P. 177–199.
25. *Sheridan S.C., Kalkstein L.S.* Progress in heat watch-warning system technology // *American meteorological society.* – 2004. – V. 85. – P. 1931–1941.
26. *Sofiev M., Siljamo P., Ranta H., Rantio-Lehtimäki A.* Towards numerical forecasting system of long-range air transport of birch pollen: theoretical considerations and feasibility study // *Int J. Biometeorology.* – 2006. – V. 50. – P. 392–402.
27. *Steadman R G.* The Assessment of Sultriness. Part I: A Temperature-Humidity index based on Human physiology and clothing science // *Journal of Applied Meteorolgy.* July 1979. – V. 18. –P. 861–873.
28. *Steadman R.G.* The Assessment of Sultriness. Part II: Effects of Wind, Extra Radiation and Barometric Pressure on Apparent Temperature // *Journal of Applied Meteorolgy.* – July 1979. – V. 18. – P. 874–885.
29. *Steadman R.G.* Norms of apparent temperature in Australia // *Aust. Met. Mag.* – 1994. – V. 43. – P. 1–16.
30. *Thom, E.C.* The Discomfort Index // *Weatherwise.* – 1959. – V. 12. – P. 57–60.
31. *Wilson E.O., MacArthur R.H.* *The Theory of Island Biogeography.* – 1967. – 220 p.

32. *Weiwei Y., Mengersen K., Wang X., Xiaofang Y., Guo Y., Pan X., Tong S.* Daily average temperature and mortality among the elderly: a meta-analysis and systematic review of epidemiological evidence // *Int. J. of Biometeorology* . – 2011. – V. 10. – P. 43–51.

Поступила в редакцию 25.05.2012 г.

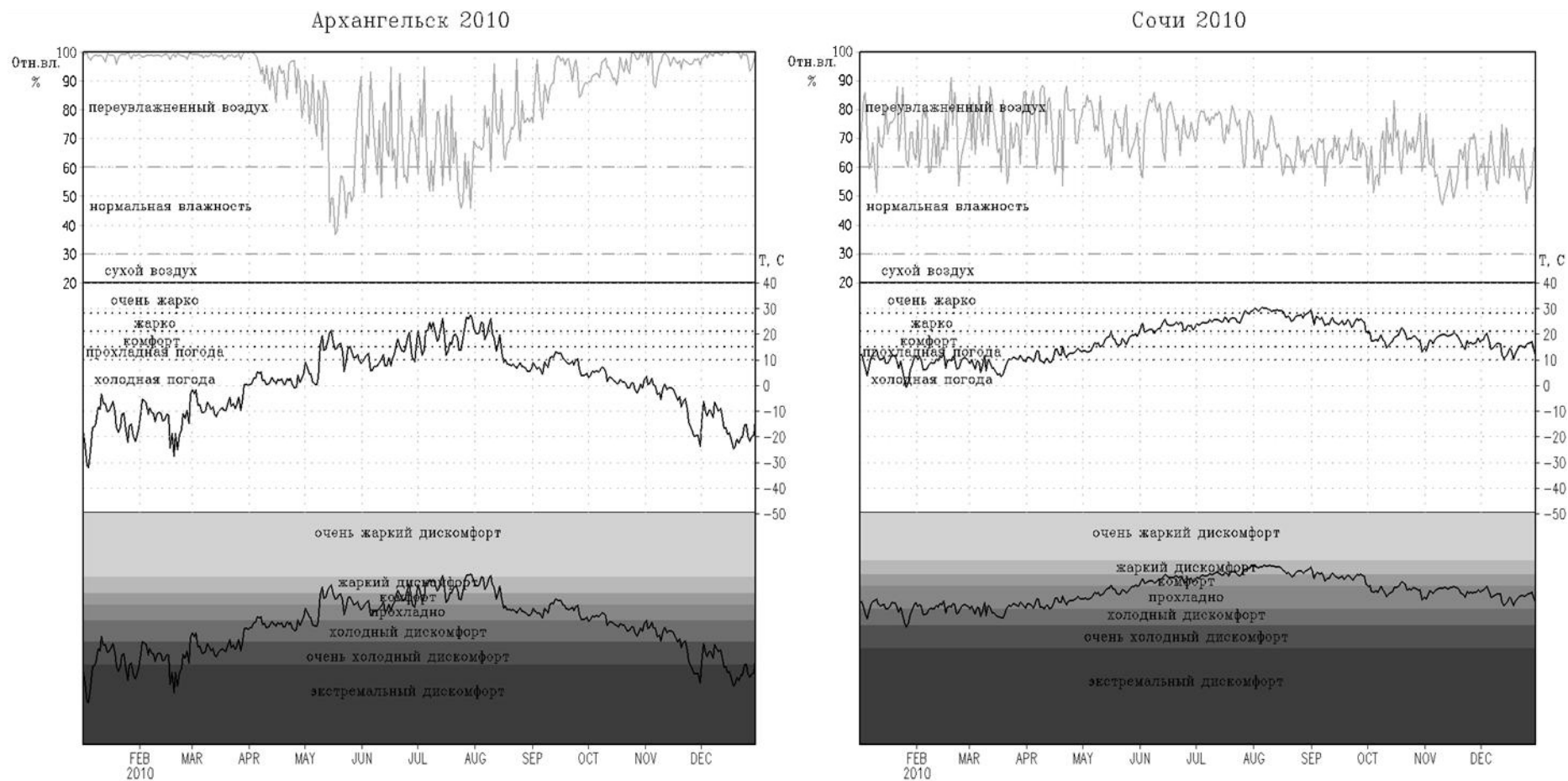


Рис. 2. Годовой ход степени комфортности погодных условий по значениям: относительной влажности, температуры воздуха и индекса ЭТ в 2010 году: Архангельск (слева), Сочи (справа).

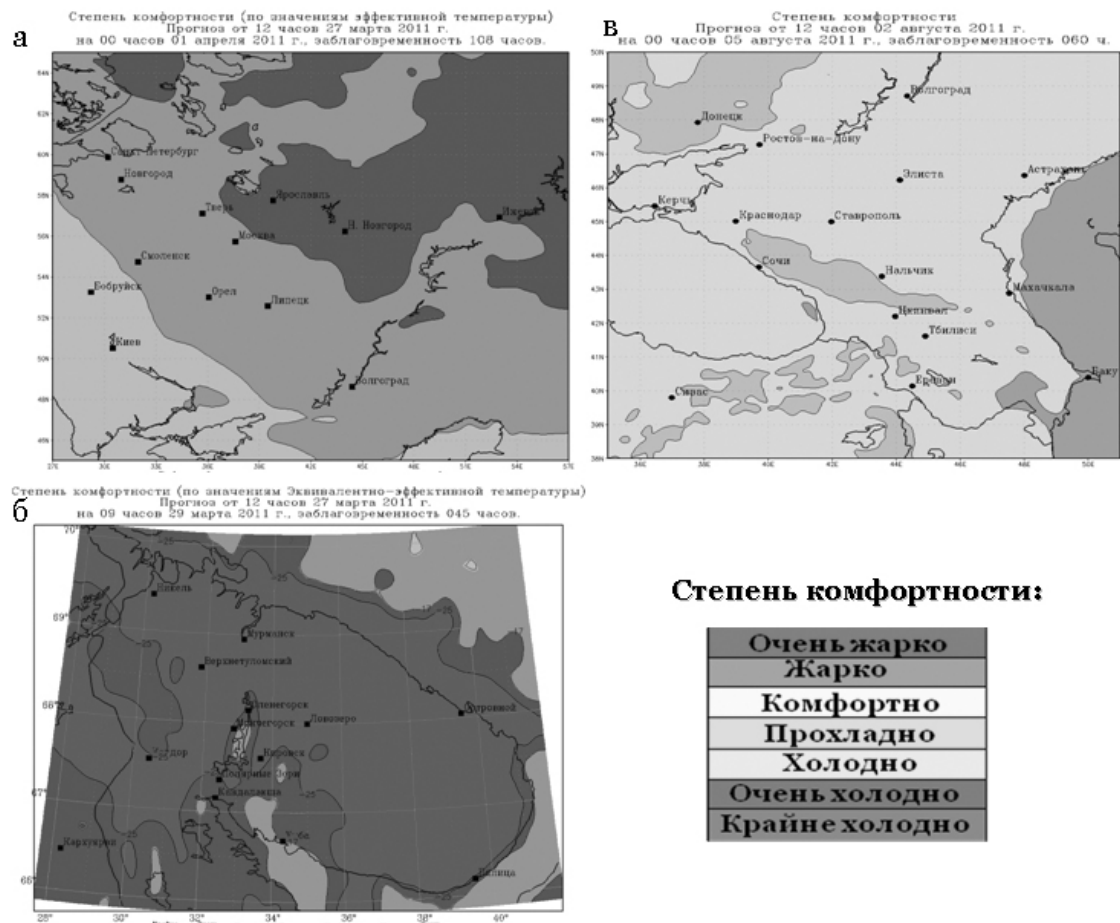


Рис. 3. Пример прогноза степени комфортности погодных условий: ЕТР (а), Кольский полуостров (б), Кавказский регион (в).

АННОТАЦИИ

УДК 551.510.528

Динамика арктической тропопаузы и ее связь с фронтогенезом в период 1990–2007 гг. / Иванова А.Р., Богаевская Н.И. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

По данным аэрологических наблюдений на 58 станциях, расположенных севернее 60° с.ш., исследованы метеорологические характеристики на уровне тропопаузы (высота, температура, давление, влажность, скорость ветра) в период с 1990 по 2007 год в различных секторах арктической области. Установлено, что на данном временном интервале примерно для половины станций отмечалось увеличение контрастности тропопаузы, то есть граница между тропосферой и стратосферой становилась более отчетливой. Для случаев с аномально низкой тропопаузой исследована эволюция неоднородной горизонтальной адвекции температуры в слое 700–200 гПа. На основании анализа вертикально-временных разрезов скалярной фронтогенетической функции установлено разнообразие ее распределения при опускании тропопаузы. Подтверждено преобладание фронтолиза в толще тропосферы при процессах, связанных с адвекцией низкой тропопаузы, и преобладание фронтогенеза для случаев углубления складок тропопаузы.

Ключевые слова: тропопауза, аэрологическое зондирование, климатические изменения, атмосферные фронты, фронтогенез, фронтолиз, потенциальный вихрь Эртеля.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 24.

УДК 551.509

О влиянии обрушения планетарных волн в атмосфере на североатлантическое колебание / Нестеров Е.С. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Дается обзор исследований по влиянию обрушения планетарных волн в атмосфере на североатлантическое колебание (САК). Результаты исследований обобщены в виде последовательности событий, предшествующих установлению той или иной фазы САК.

Ключевые слова: обрушение планетарных волн, североатлантическое колебание, циркуляция атмосферы

Ил. 2. Библ. 28.

УДК 551.509.33

Брикнеров цикл в изменении облачности и продолжительности солнечного сияния в Москве и Казани / Сидоренков Н.С., Переведенцев Ю.П., Горбаренко Е.В., Неушкин А.И., Сумерова К.А., Шарипова М.М., Шерстюков Б.Г. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Собраны и проанализированы ряды среднесуточного количества общей облачности в Москве с 1936 по 2010 год, ряды сумм продолжительности солнечного сияния за каждый месяц с 1955 по 2011 год в Москве и за каждый день с 1966 по 2010 год в Москве и Казани. Показано, что Брикнеров цикл с характерным временем около 35 лет и квази-четырёхлетние флуктуации большой амплитуды проявляются в изменениях облачности и продолжительности солнечного сияния. Выявленные циклы генерируются лунно-солнечными приливами.

Ключевые слова: количество облачности, продолжительность солнечного сияния, Брикнеров цикл, лунно-солнечные приливы.

Ил. 5. Библ. 2.

УДК 551.510.534

Особенности общего содержания озона и циркуляции в нижней стратосфере в зимне-весенний период 2011 года / Ананьев Л.Б., Звягинцев А.М., Кузнецова И.Н., Нахаев М.И. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Предметом обсуждения является зафиксированное весной 2011 г. истощение озонового слоя над Арктикой. Образование обширной области дефицита общего содержания озона (35–40 %) связано с особенностями циркумполярного вихря, для изучения которых использованы поля геопотенциала и температуры на изобарических поверхностях в нижней стратосфере. Рассмотрены вертикальные профили озона и температуры на разных стадиях развития полярного вихря.

Ключевые слова: общее содержание озона, полярный вихрь, вертикальный профиль озона.

Ил. 7. Библ. 16.

УДК 551.509.43

Технологическая линия системы краткосрочных мезомасштабных оперативных прогнозов погоды COSMO-RU с шагом сетки 7 км / Ривин Г.С., Розинкина И.А., Блинов Д.Б. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Статья посвящена описанию технологической линии системы краткосрочного негидростатического прогноза погоды COSMO-RU07 последней версии 4.21 (сетка 700×620, 40 уровней, шаг сетки 7 км), разработанной в ФГБУ «Гидрометцентр России» и в оперативном режиме используемой в рамках консорциума COSMO. Для сроков наблюдения 00 и 12 ч ВСВ результаты 78-часового прогноза потребители получают через 3 ч 40 мин после срока наблюдения, для сроков 06 и 18 ч ВСВ результаты 48-часового прогноза потребители получают через 3 ч 15 мин.

Ключевые слова: система прогноза погоды, технологическая линия, мезомасштаб.

Табл. 3. Ил. 3. Библ. 11.

УДК 551.509.313:551.510.522

Расчет коэффициентов турбулентного перемешивания на основе спектрального алгоритма и его использование в модели COSMO-RU / Перов В.Л. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Предложена схема для описания пограничного слоя атмосферы, основанная на спектральном подходе. Изложен альтернативный подход к выводу выражений для коэффициентов турбулентности с использованием спектрального представления метеорологических величин и метода квазинормального исключения масштабов. Полученная схема была включена в схему расчета коэффициентов турбулентности в пограничном слое атмосферы модели COSMO-RU и протестирована на данных для устойчивого пограничного слоя. Результаты расчетов хорошо совпадают с данными наблюдений.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, спектральный алгоритм, турбулентность, численная модель прогноза погоды.

Ил. 4. Библ. 19.

УДК 551.509.51

Анализ примеров усвоения данных в региональной модели WRF-ARW / Смирнова М.М., Рубинштейн К.Г. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В работе исследованы возможности использования данных синоптических станций для их усвоения с помощью системы WRFDA-3DVAR. Проведен анализ нескольких отдельных случаев, а также статистическое обобщение результатов. Показана необходимость дополнительного усвоения данных при прогнозе в сложной метеоситуации. Проанализирована зависимость от заблаговременности прогноза влияния усвоения данных в начальный момент времени. Усвоение данных эффективно в случае сильных расхождений станционных данных и исходного анализа.

Ключевые слова: усвоение данных, численный прогноз погоды.

Табл. 3. Ил. 7. Библ. 13.

УДК 551.509.324

О гидродинамико-статистическом прогнозе до двух суток явлений сильного ветра и сильных осадков для территории Северного Кавказа / Переходцева Э.В. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В статье приводятся результаты гидродинамико-статистического прогноза по территории Северного Кавказа сильного и опасного ветра, включая шквалы и смерчи, а также сильных осадков, вызывающих зачастую наводнения, сели и оползни. Штормовое предупреждение об этих явлениях синоптиком дается обычно за 3 часа. Эти явления приносят большие экономические потери; заблаговременный (за 12-24-36-48 ч) их прогноз позволяет значительно снизить наносимый ими экономический ущерб. В настоящее время прогноз (заблаговременностью 12-48 ч) опасного и сильного ветра и сильных осадков рассчитывается в оперативной базе АСОИИ Гидрометцентра России два раза в день с целью использования его в оперативной синоптической практике

Ключевые слова: Северный Кавказ, прогноз, гидродинамико-статистическая модель, опасный ветер, сильные осадки, наводнения, сели, оползни.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 12.

УДК 551.578.45

Краткосрочный численный прогноз метелей / Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В представленной статье разработан алгоритм прогноза метелей (общих и низовых) для Мурманского региона, основанный на данных численной мезомасштабной модели WRF-ARW, используемой в оперативной практике. В исследованиях использована полярная версия модели WRF-ARW (с системой усвоения данных 3DVAR и без нее) версии 3.3.1 с горизонтальным разрешением 5 км.

Получены оценки успешности прогнозов более чем 50 случаев метелевой деятельности за период с 2000 по 2010 г. Использование системы усвоения данных 3DVAR привело к улучшению прогнозов общих метелей. Метод вычисления пороговой скорости ветра, использующий плотность снега и льда, а также коэффициент шероховатости поверхности, показал лучшие оценки при прогнозе низовых метелей.

Ключевые слова: мезомасштабное моделирование, прогноз метелей, физика приземного слоя.

Табл. 7. Ил. 5. Библ. 10.

УДК 551.509.32

Прогноз категорий опасности метеорологических явлений / Ширяев М.В., Рубинштейн К.Г. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В работе приводится обзор методов прогноза категорий опасности различных метеорологических явлений, критериев выбора этих категорий и статистические результаты оценки качества двух различных методов прогноза, разработанных в Гидрометцентре России.

Ключевые слова: прогноз опасных явлений, мезомасштабное моделирование.

Табл. 6. Ил. 5. Библ. 6.

УДК 551.5+550.343.3+550.343.64

Технология информационного обеспечения подготовки прогнозов погоды для Олимпиады «Сочи-2014» с использованием возможностей Google Maps / Смирнов А.В., Киктев Д.Б. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

Представлена реализованная в Гидрометцентре России первая версия web-технологии для поддержки подготовки прогнозов погоды по объектам Олимпиады «Сочи-2014». Особенностью технологии является возможность гибкой пространственной навигации и масштабирования разнообразной гидрометеорологической информации на фоне трехмерной картографической основы с высокой степенью пространственной детализации. Технология не требует наличия на стороне пользователя каких-либо специальных аппаратных и программных средств и может быть использована повсюду, где имеется доступ к сети Интернет.

Ключевые слова: web-технологии, визуализация прогнозов, интернет, информационные источники, Олимпиада «Сочи-2014», карты погоды.

Ил. 3.

УДК 681.3.068+ 551.501.5

Циркуляция в средней тропосфере и прогноз опасного ветрового волнения в Северной Атлантике / Лукин А.А. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В статье исследуется связь синоптических процессов, развивающихся в средней тропосфере над восточной частью Тихого океана, с образованием очагов опасного волнения на акватории Северной Атлантики. Определена взаимосвязь индекса NAO с местом образования и дальнейшим распространением очага опасного волнения на акватории океана.

На основе прогностических данных гидродинамических моделей и закономерностей процессов развития барических ложбин может быть построена статистическая модель среднесрочного прогноза возникновения и распространения очагов опасного волнения на акватории Северной Атлантики.

Ключевые слова: синоптический процесс, средняя тропосфера, ложбина, опасное волнение, североатлантическое колебание.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 5.

УДК 551.509

Исследование связи между атмосферными процессами над Северной Атлантикой и ледовыми условиями в Финском заливе / Федоренко А.В. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В статье исследуется связь синоптических процессов, происходящих над северными и субтропическими областями Атлантического океана, с изменениями температуры воздуха и ледовитости Финского залива. Проведен анализ связи гидрометеорологических характеристик Финского залива с индексами атмосферной циркуляции, обнаружена их зависимость от поля приземного атмосферного давления над Северной Атлантикой. На основе этой зависимости может быть построена статистическая модель долгосрочного прогноза ледовых условий на морях Северной Европы.

Ключевые слова: циркуляция атмосферы, ледовитость, блокирующий антициклон, изменения температуры воздуха, североатлантическое колебание.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 6.

УДК 632.112:633.1.551.8

О возможности использования нового агрометеорологического коэффициента увлажнения для мониторинга атмосферно-почвенных засух / Чуб О.В., Страшная А.И. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

На основе построенных кусочно-линейных трендов исследована динамика урожайности зерновых культур за период 1981-2010 гг. и проведен сравнительный анализ наиболее сильных засух этого периода (1998, 2010 гг.). Разработан новый агрометеорологический показатель увлажнения АКУ, который впервые позволяет проводить оперативный мониторинг общих засух (атмосферной в сочетании с почвенной) по субъектам Черноземной зоны Европейской территории России.

Ключевые слова: атмосферно-почвенная засуха, зерновые культуры, динамика урожайности, агрометеорологический показатель увлажнения, мониторинг засух.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 14.

УДК 501.509.51

Сравнительный анализ методов расчета индексов пожарной опасности / Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В настоящей работе представлена обзорная информация о методах расчета индексов пожарной опасности, разработанных в России, Австралии, США и Канаде, а также таблица их априорного сравнения. Кроме того, в работе описаны результаты сравнения индекса пожарной опасности Канады с австралийским и американским.

Ключевые слова: индексы пожарной опасности, природные пожары, лесные горючие материалы, прогноз пожарной опасности.

Табл. 7. Ил. 4. Библ. 11.

УДК 551.586

Обзор индексов степени комфортности погодных условий и их связь с показателями смертности / Ткачук С.В. // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 347. – С.

В данной статье рассматривается краткая информация об историческом развитии наиболее известных в мировой практике биоклиматических индексов. Особое внимание уделяется влиянию на здоровье человека таких метеорологических параметров, как температура и влажность воздуха, а также скорость ветра. Во второй части представлены первоначальные результаты моделирования ряда биоклиматических показателей для некоторых районов Европейской территории России с использованием различных версий мезомасштабной модели WRF-ARW. В заключительной части приведены первоначальные результаты расчета корреляционных связей между метеорологическими элементами, некоторыми погодными индексами и смертностью.

Ключевые слова: биоклиматические индексы, эффективная температура, зона комфорта, прогноз биоклиматических индексов.

Табл.6. Ил. 3. Библ. 32.

Summaries

Arctic tropopause dynamics and its relationship with frontogenesis in 1990-2007 / Ivanova A.R., Bogaevskaya N.I. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

Tropopause characteristics (height, temperature, pressure, humidity, wind speed) during 1990-2007 are studied on the basis of aerological data from 58 stations located to the north from 60° N in different areas of the Arctic. It is found that about 50 % of stations demonstrate an increase of the tropopause sharpness. That means a more distinct boundary between the troposphere and the stratosphere. Evolution of the inhomogeneous horizontal temperature advection (scalar frontogenetic function, F_g) within 700-200 hPa layer is studied for anomalously low tropopause events. On the basis of vertical-time cross-section analysis for F_g , a variety of its distribution under tropopause folding is detected. It is confirmed that the frontolysis dominates during the tropopause advection whereas the frontogenesis is observed in the whole troposphere during the deepening of the tropopause folds.

Keywords: tropopause, upper-air sounding, climate change, atmospheric fronts, frontogenesis, frontolysis, Ertel's potential vorticity.

Tab. 3. Fig. 4. Ref. 24.

Influence of atmospheric planetary waves breaking on North Atlantic oscillation / Nesterov E.S. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The review of researches devoted to the influence of the atmospheric planetary waves breaking on the North Atlantic oscillation (NAO) is given. The results of researches are generalized in the form of a sequence of events previous to the establishment of the NAO phases.

Keywords: planetary waves breaking, North Atlantic oscillation, atmosphere circulation.

Fig. 2. Ref. 28.

Brückner cycle in change of cloud amount and the amount of sunshine in Moscow and Kazan /
Sidorenkov N.S., Perevedenzev Yu. P., Neushkin A.I., Sumerova K.A., Sharipova M.M., Sherstukov B.G. //
Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

Time series of the mean daily cloud amount in Moscow from 1936 to 2010 and time series of the sums of the sunshine amount monthly from 1955 to 2011 in Moscow and daily from 1966 to 2010 in Moscow and in Kazan are collected and analyzed. It is shown that Brückner cycle with characteristic time about 35 years and quasi four-year fluctuations of the large amplitude manifest themselves in changes in cloud amount and the amount of sunshine. The revealed cycles are generated by lunisolar tides.

Keywords: Cloud amount, amount of sunshine, Brückner cycle, lunisolar tides.

Fig. 5. Ref. 2.

Special features of total ozone and circulations in low stratosphere during winter-spring 2011 /
Ananiev L.B., Zvyagintsev A.M., Kuznetsova I.N., Nakhaev M.I. // Proceedings of Hydrometcentre of
Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The theme of investigation is the reasons of the Arctic ozone layer depletion during the spring 2011. Formation of enormous area with low values of total ozone (35-40 % lower) is connected with special features of the Arctic circumpolar vortex. We use geopotential and temperature fields in the low stratosphere on isobaric surfaces to study these special features. Ozone and temperature vertical profiles in different stages of development of circumpolar vortex are studied.

Keywords: total ozone, polar vortex, vertical profile of ozone.

Fig. 7. Ref. 16.

The technological line of the short-term mesoscale operational weather forecast system COSMO-RU with 7 km grid step / Rivin G.S., Rozinkina I.A., Blinov D.V. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The article describes the technological line of short-term non-hydrostatic weather forecast system COSMO-RU07 latest version 4.21 (700 x 620 grid, 40 levels, 7 km grid step), developed in Hydrometeorological Centre of Russia and on-line use as part of the consortium COSMO. For timing observations of 00 and 12 UTC 78-hour results of the forecast received by consumers 3h 40 min after the observation period, for periods 06 and 18 UTC results of the 48-hour forecast of consumers get through the 3 h 15 min.

Keywords: system of weather forecasting, technological line, mesoscale.

Fig. 3. Tab. 3. Ref. 11.

Calculation of a coefficients of turbulent mixing on the basis of the spectral algorithm and its implementation in the model COSMO-RU / Perov V.L. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

A scheme for describing the atmosphere boundary layer based on the spectral approach is proposed. An alternative approach for deriving expressions for the turbulent coefficients is set forth, where the spectral space representation and the method of quasi-normal scale elimination are used. The resulting scheme has been implemented in the scheme of calculating the coefficients of the turbulence in the atmospheric boundary layer of the model COSMO-RU and tested on data for a stable boundary layer. The results of these simulations are in good agreement with the observations.

Keywords: atmospheric boundary layer, spectral algorithm, turbulence, numerical weather prediction model

Fig. 4. Ref. 19.

Analysis of examples of data assimilation in regional model WRF-ARW / Smirnova M.M., Rubinshtein K.G. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The possibilities of assimilating data of synoptic stations using the WRFDA-3DVAR system are discussed in this work. Analysis of several interesting cases has been performed. Statistical results were calculated. It has been shown that data assimilation is necessary in cases of complicated meteorological situations forecasting. The dependence of the data assimilation impact at the initial instant on the forecast lead time has been analyzed. Effect of data assimilation is most significant in cases of considerable difference between the initial analysis and the observational evidence.

Keywords: data assimilation, numeric weather forecast

Fig. 7. Tab. 3. Ref. 13.

On the hydrodynamic-statistical forecast of the strong wind and heavy precipitation phenomena to two days ahead over the North Caucasus territory / Perekhodtseva E.V. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The results of the hydrodynamic-statistical forecast of the dangerous wind, including squalls and tornadoes, over the North Caucasus territory and heavy precipitation, are submitted at this paper. The floods, landslides and mudflows are incurred very often by such heavy and dangerous precipitation. The storm warning about these phenomena is given by synoptic to 3 hours ahead. These phenomena bring the great economic losses; the successful forecast (to 12-48h ahead) of these phenomena allows to reduce the economic losses. Nowadays the forecast (to 12-48h ahead) of storm wind and heavy precipitation is calculated in operative system of Hydrometcenter of Russia two times per day for the using in the operative synoptic practice.

Keywords: the territory of North Caucasus, the forecast, the hydrodynamic-statistical model, the dangerous wind, heavy precipitation, floods, mudflows, landslides.

Tab. 2. Fig. 6. Ref. 12.

Short-term numerical forecast of snowstorms / Byichkova V.I , Rubinstein K.G. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

In this paper we propose algorithm of snowstorms forecast for Murmansk region (separate general and grassroots), based on data from numerical model WRF-ARW, used in operation practice. In our study we used of the Polar WRF (3DVAR assimilation system, and without it), version 3.3.1, with a spatial resolution of 5 km.

More than 50 cases of snow storms were observed in this area during the period from 2000 to 2010. The use of 3DVAR data assimilation system was led to a significant improvement in the quality of forecasts of general snowstorms. The method, which takes into account snow and air density and surface roughness, of determining the wind speed threshold, achievement of which is necessary to start drifting snow to take place, showed the best results.

Keywords: mesoscale modeling, forecasting snowstorms, the physics of the surface layer

Fig. 5. Tab. 7. Ref. 10.

Forecast of meteorological hazard categories / Shiryaev M.V., Rubinshtein K.G. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

This study is the review of the forecast meteorological hazards categories, criteria of these categories selection and statistical evaluation of two different forecast methods developed in the of Hydrometcentre of Russia.

Keywords: meteorological hazards forecast, mesoscale modeling.

Fig. 5. Tab. 6. Ref. 6.

Technology of information support of the preparation of weather forecasts for the Olympic Games "Sochi-2014" with use of possibilities of Google Maps / Smirnov A.V., Kiktev D.B.

First version of web-technology implemented at the Hydrometcentre of Russia to support the preparation of weather forecasts for "Sochi-2014" Olympic venues is presented. The peculiarity of the technology is flexible spatial navigation and zooming of various hydro-meteorological information on the background of three-dimensional cartographic base with a high degree of spatial detailing. The technology does not require any special hardware and software at the user side and can be used wherever there is access to the Internet.

Keywords: web- technology, visualization of forecasts, information sources, FROST-2014, weather maps

Fig. 3.

Circulation in the middle troposphere and forecast of dangerous wind waves in the North Atlantic / Lukin A.A. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

In this paper the connection between synoptic processes developing in the middle troposphere over the Eastern part of the Pacific Ocean and dangerous wind waves in the North Atlantic is investigated. The relationship between the North Atlantic oscillation index (NAO) and the place of the formation and further spreading of a dangerous wind waves in the ocean is determined.

On the basis of prognostic data of hydrodynamic models and development regularities of pressure troughs a statistical model for medium-term forecast of the formation and spreading of dangerous wind waves in the North Atlantic can be built.

Keywords: synoptic process, the average troposphere, the trough, dangerous excitement, the North Atlantic oscillation.

Tab. 1. Fig. 4. Ref. 5

Study of the relation between the atmospheric processes over the North Atlantic and sea ice conditions in the Gulf of Finland / Fedorenko A.B. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

The connection of synoptic processes over the northern and subtropical areas of the Atlantic ocean and the changes of the air temperature and ice cover in the Gulf of Finland are investigated in this paper. The analysis of the relation between hydrometeorological characteristics of the Gulf of Finland and the indices of atmospheric circulation has been performed and their dependence on the field of sea level pressure over the North Atlantic has been found. On the basis of this relationship a statistical model for the long-term forecast of ice conditions in the seas of Northern Europe can be built.

Keywords: atmosphere circulation, ice cover, blocking anticyclone, fluctuations of air temperature, North Atlantic oscillation

Tab. 1. Fig. 5. Ref. 6.

About possibility use of the new agrometeorological factor of moistening for monitoring of atmospheric and soil droughts / Chub O.V., Strashnaya A.I. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

On the basis of the constructed piecewise-linear trends dynamics of productivity of grain crops during 1981-2010 periods is investigated and the comparative analysis of the severest droughts of this period (1998, 2010) is carried out. The new agrometeorological indicator of moistening (AKU) which allows to carry out for the first time operative monitoring of the general droughts (atmospheric in a combination with soil) on regions of the Chernozem zone of the European part of Russia is developed.

Keywords: atmospheric and soil drought, grain crops, dynamics of productivity, agrometeorological indicator of moistening, monitoring of droughts.

Tab. 2. Fig. 6. Ref. 14.

Comparative analysis of methods of fire danger indexes evaluation / Gubenko I.M., Rubinshtein K.G. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

This paper presents a summary information of methods for evaluation of forest fire danger indexes developed in Russia, Australia, USA and Canada, as well as the table of their apriory comparison. In addition this study describes the results of the comparison of Canadian fire index with Australian and American indexes.

Keywords: fire danger indexes, wildfires, forest fuel materials, fire danger forecast.

Fig. 4. Tab. 7. Ref. 11.

The indexes of weather comfort conditions review and their relation to mortality / Tkachuk S.V. // Proceedings of Hydrometcentre of Russia. – 2012. – Vol. 347. – P.

This paper considers summary information of the historical development of the most common bioclimatic indexes used worldwide. Particular attention is devoted to the influence of meteorological parameters such as temperature and humidity, and wind speed on human health. The second part shows the initial results of modeling of some bioclimatic indices for different parts of the European territory of Russia with application of various versions of the mesoscale model WRF-ARW. The final part shows the initial results of the calculation of correlations between meteorological elements, some of weather indexes and mortality.

Keywords: bioclimatic indexes, effective temperature, comfort zone, bioclimatic indexes forecast.

Fig. 3. Tab. 6. Ref. 32.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

1. Статья должна содержать сжатое и ясное изложение современного состояния вопроса, описание методики исследования, изложение и обсуждение полученных автором данных. Статья должна быть озаглавлена так, чтобы название соответствовало ее содержанию.

2. Объем статьи, как правило, не должен превышать 20 страниц машинописного текста, включая аннотацию, список литературы, таблицы, рисунки, подписи к рисункам. В "Трудах..." публикуются заказные статьи, объем которых определяется редколлегией.

3. Статьи представляются в двух экземплярах, напечатанных через полтора интервала с приложением электронной версии статьи и рисунков (дискета или диск с текстом, созданным в текстовом редакторе Microsoft Word, и рисунками в отдельных файлах в формате *.jpg, *.tif).

4. **Комплект статьи** должен включать следующие части:

УДК, соответствующий теме статьи (курсивом)

Фамилии авторов

Название работы

e-mail (курсивом)

Аннотация

Ключевые слова (5–10 слов)

Основной текст

Список литературы

Английское резюме

Подрисуночные подписи

Рисунки на отдельных страницах и в отдельных файлах.

Таблицы на отдельных страницах

Сведения об авторах: фамилия, имя, отчество всех авторов (полностью); учёная степень, должность и место работы, *e-mail*, служебный телефон. Для группы авторов необходимо указать, с кем вести переговоры и переписку

Все страницы рукописи должны быть пронумерованы.

К статье прикладывается акт экспертизы (1 экз.).

5. **Текст** должен быть напечатан шрифтом Times New Roman кеглем 12 через полуторный интервал на листе форматом А4 с полями: нижнее, верхнее и левое – 25 мм, правое – 15 мм. Выравнивание по ширине. Абзацный отступ 1 см. Не допускается формирование абзацного отступа с помощью пробелов. Все слова внутри абзаца разделяются только одним пробелом.

Подзаголовки набираются отдельной строкой жирным шрифтом; могут быть пронумерованы или без нумерации (на усмотрение авторов).

6. Размерность всех физических величин следует указывать в системе единиц СИ. Обозначения единиц физических величин набирают прямым шрифтом (Па, Вт/м², Дж/(кг·К) и т. д.). Между цифрой и единицей измерения вставляется один пробел; например 5 м/с, 3 %.

Однозначные числа не при физических величинах в косвенных падежах рекомендуется писать в буквенной форме (например: одного, трем, двумя и др.), крупные числа – в сокращенной буквенно-цифровой форме (например: 20 тыс., 5 млн, 3 млрд). Пределы величин приводятся следующим образом: 17–20 мм, от 17 до 20 мм. Порядковые числительные, обозначенные арабскими цифрами, пишутся с наращением (5-й, 3-е, 20-м, но 5-го, 3-му). Математические знаки =, <, > и др. применяются только в формулах, в тексте их нужно передавать словами равно, меньше, больше.

Кавычки («...»). Не допускается использовать дефис (-) вместо знака тире (–) и минус.

7. **Таблицы** размещаются на отдельных страницах после основного текста статьи. В тексте на полях отмечается место окончания абзаца после первого упоминания таблицы. (Ссылка на таблицу в тексте: в табл. 1). Одновременное использование таблиц и графиков (рисунков) для изложения одних и тех же результатов не допускается. Таблицы следует создавать в режиме таблиц (вставить таблицу). Ширина таблицы не должна быть больше полосы набора текста. Кегль 11.

Оформление заголовка таблицы :

Таблица 1

Название таблицы

8. **Рисунки** должны быть черно-белыми, представлены на отдельных страницах после основного текста статьи. В тексте на полях отмечается место окончания абзаца после первого упоминания рисунка. (Ссылка на рисунок в тексте: на рис. 1). Рисунки также должны быть подготовлены в отдельных файлах, желательно в графических форматах: *.jpg, *.tif, и придерживаться следующих требований: для рисунков — 600 dpi; для сканированных полутоновых фотографий — 300 dpi. Рисунки должны быть четкими, с учетом последующего сканирования и уменьшения. Векторные рисунки (графики) должны предоставляться в формате программы, в которой они созданы. Подрисуночные подписи даются единым списком для всех рисунков после основного текста.

Оформление подрисуночной подписи:

Рис. 1. Название рисунка.

9. **Формулы** набираются только с использованием редактора формул Microsoft Equation Editor и имеют следующие размеры: обычный – 12, крупный индекс – 8, мелкий индекс – 6, крупный символ – 24, мелкий символ – 12. Латинские и греческие буквы – курсив; цифры – прямые. Возможно представление простых формул в тексте (не занимающих отдельную строку и не содержащих дробей) без редактора формул Microsoft Equation Editor, при этом размеры символов в формулах должны соответствовать вышеперечисленным требованиям. Расшифровка символов формулы дается в той последовательности, в которой они употреблены в формуле. Простые формулы пишут в одну строку через косую линию. Знаки математических функций (sin, ctg, arcsin, ln, lg и др.) набирают прямым шрифтом.

10. **Список использованных источников** должен быть пронумерован и упорядочен по алфавиту (вначале на русском языке, затем на иностранных). В него не следует включать неопубликованные материалы; ссылки на электронные ресурсы и тезисы докладов. Сведения о литературных источниках включают (в следующем порядке): фамилию автора, инициалы, название источника, номер тома/части, город, издательство, год издания, количество страниц. Журнальные источники после фамилии автора и названия статьи включают: название, год, номер журнала, номера страниц начала и окончания статьи.

Ссылки в тексте приводятся в квадратных скобках [1, 2, 3–8].

11. Подписанная автором (авторами) на первой странице рукопись является оригиналом для печати. Вносить в корректуру статей значительные исправления и дополнения в оригинал авторам не разрешается.

Редакция сохраняет за собой право делать необходимые редакционные исправления.

Плата с авторов за публикацию рукописей не взимается.

Индекс 64291
по каталогу Роспечати
«Издания органов научно-технической информации»

ФГБУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации»