

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации

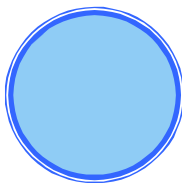
Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

**ТРУДЫ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УЧРЕЖДЕНИЯ
«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ»**



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Под редакцией
д-ра геогр. наук Е.С. Нестерова



Москва

2011

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 Н.Ф. ВЕЛЬТИЩЕВ,
 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. САДОВЫХ,
 д-р физ.-мат. наук Н.П. ШАКИНА, канд. геогр. наук С.В. БОРИЩЕВ,
 канд. геогр. наук И.Н. КУЗНЕЦОВА, канд. геогр. наук А.И. СТРАШНАЯ,
 канд. геогр. наук В.М. ХАН (секретарь редколлегии).

В сборнике излагаются результаты исследований в различных областях гидрометеорологии. Анализируются особенности изменчивости уровня Каспийского моря на различных временных масштабах и дается краткий обзор работ по сверхдолгосрочному прогнозу уровня. Приводятся оценки влияния различных факторов на ледовый режим морей европейской части России, дается описание ансамблевого метода прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях. Описана типизация штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение в Северной Атлантике. Представлены оценки качества прогноза полей ветра по глобальной спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России на акватории Северной Атлантики.

Представлен вероятностный прогноз зимних погодных условий на территории Беларуси, анализируются агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России.

Сборник рассчитан на специалистов в области гидрометеорологии.

Proceedings of Hydrometcentre of Russia

Edited by E.S. Nesterov

Results of the research in various areas of the hydrometeorology are stated. The peculiarities of the variability of Caspian sea level on the various time scales are analyzed and brief review of the works of the super-long range prediction of the level is given. Estimations of the various factors, influence on ice regime of Russia european seas are presented, the description of the ensemble method forecast of the ice conditions in White and Azov seas is given. Typification of the storm cyclones caused the dangerous wind waves in Northern Atlantic is described. Estimates of the wind fields forecast quality from Global Spectral Model of Hydrometeorological Center of Russia in North Atlantic are presented.

The probability forecast of winter weather conditions of Belarus territory is presented, agrometeorology features of 2010 drought in Russia are analyzed.

Collection is oriented for the experts in the hydrometeorology.

© Государственное учреждение «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации»

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>

СОДЕРЖАНИЕ

Расчеты и прогнозы элементов режима морей и океанов

<i>З.К. Абузяров, Е.С. Нестеров.</i> Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря.....	5
<i>З.К. Абузяров.</i> К вопросу о сверхдолгосрочном прогнозировании уровня Каспийского моря.....	23
<i>А.А. Лукин.</i> Типизация штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение в Северной Атлантике.....	37
<i>И.О. Думанская.</i> Анализ влияния центров действия атмосферы на характер зим на морях европейской части России.....	51
<i>И.О. Думанская.</i> Метод долгосрочного прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях.....	74
<i>А.В. Федоренко.</i> Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море....	94
<i>А.А. Лукин, С.А. Мысленков, Л.К. Храмова.</i> Оценка качества прогноза полей ветра по глобальной спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России на акватории Северной Атлантики.....	105
<i>С.А. Мысленков.</i> Использование спутниковой альтиметрии для расчета переноса вод в Северной Атлантике.....	119
<i>Н.Г. Лежнева.</i> База оперативных гидрометеорологических данных по Черному и Азовскому морям.....	126
<i>А.А. Кутало.</i> О перспективах развития океанографии.....	138

Долгосрочные метеорологические прогнозы

<i>В.П. Садоков, В.Ф. Козельцева, Н.Н. Кузнецова.</i> Вероятностный прогноз теплых и холодных зимних погодных условий на территории Беларуси.....	144
---	-----

Агрометеорологические прогнозы

<i>А.И. Страшная, Т.А. Максименкова, О.В. Чуб.</i> О сроках сева озимых культур в условиях изменения климата и их прогнозирование в Приволжском федеральном округе.....	155
<i>А.И. Страшная, Т.А. Максименкова, О.В. Чуб.</i> Агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России по сравнению с засухами прошлых лет.....	171

CONTENTS

Computing and forecasting of the marine environment parameters

<i>Z.K. Abousiarov, E.S. Nesterov.</i> Certain features of spatio-temporal variability of Caspian sea level	5
<i>Z.K. Abousiarov.</i> To the question about the super long forecasting the level of the Caspian sea	23
<i>A.A. Lukin.</i> Typification of the storm cyclones caused the dangerous wind waves in Northern Atlantic.....	37
<i>I.O. Dumanskaya.</i> Analysis of the influence of the centers of action of the atmosphere on the nature of winters in the seas of the European part of Russia.....	51
<i>I.O. Dumanskaya.</i> Method of the long-range forecast of the ice conditions on White and Azov seas	74
<i>A.V. Fedorenko.</i> The research of the connection between atmospheric processes over Scandinavia Peninsula and ice conditions of Azov sea.....	94
<i>A.A. Lukin, S.A. Myslenkov, L.K. Khramova.</i> Estimation of the wind fields forecast quality according to the Global Spectral Atmosphere Model of Hydrometeorological.....	105
<i>S.A. Myslenkov.</i> Satellite altimetry data application of the calculation of the water transport in North Atlantic.....	119
<i>N.G. Lezhneva.</i> Live hydrometeorological database of Black and Azov seas	126
<i>A.A. Kutalo.</i> Prospects of oceanography development	138

Long-range meteorological forecasts

<i>V.P. Sadokov, V.F. Kozeltseva, N.N. Kuznetsova.</i> The probability forecast of the warm and cold winter weather conditions for Belarus territories	144
--	-----

Agrometeorological forecasts

<i>A.I. Strashnaya, T.A. Maksimenkova, O.V. Chub.</i> Terms of sowing of winter crops in the climate change conditions and their forecasting in Privolzhsky federal district	155
<i>A.I. Strashnaya, T.A. Maksimenkova, O.V. Chub.</i> Agrometeorological features of a drought of 2010 in Russia in comparison with droughts of last years.....	171

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

З.К. Абузяров, Е.С. Нестеров

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
abusiar@mecon.ru, nesterov@mecon.ru

Анализируются особенности изменчивости уровня Каспийского моря (УКМ) на различных временных масштабах: тысячелетние, вековые, межгодовые, сезонные, синоптические. Обсуждаются механизмы влияния циркуляции атмосферы на изменчивость УКМ. Приводятся оценки составляющих водного баланса Каспийского моря и характерные величины сгонно-нагонных колебаний уровня.

Ключевые слова: уровень моря, водный баланс, циркуляция атмосферы.

Введение

Разномасштабная изменчивость уровня Каспийского моря (УКМ) является одной из главных особенностей гидрологического режима моря и основным фактором, лимитирующим все виды хозяйственной деятельности в регионе.

Только в XX столетии в многолетнем ходе УКМ наблюдалось два экстремальных явления, имеющих драматические последствия: продолжительное (с 1930 по 1977 г.) понижение уровня на 3.0 м, а вслед за этим (с 1978 по 1995 г.) повышение уровня на 2,4 м.

Это послужило поводом к появлению большого количества работ, посвященных исследованию причин разномасштабных колебаний УКМ и их прогнозированию [4, 5, 8–11, 13]. Интерес к этой проблеме не угасает и сегодня. В последние годы заметное развитие получили методы статистического анализа временных рядов, что дало возможность более детального изучения изменчивости уровня Каспийского моря и факторов, его обуславливающих.

Как известно, колебания уровня моря характеризуются широким спектром изменчивости, имеющим пики на частотах суточных, синоптических, сезонных, межгодовых и вековых колебаний, обусловленных изменчивостью климатических факторов.

Характеристики уровня режима Каспийского моря, такие как сезонная и многолетняя изменчивость, максимальный и минимальный уровень и др. определяются главным образом климатическими и антропогенными факторами, в меньшей степени – тектоническими процессами, обменом вод через дно и стоком морской воды в залив Кара-Богаз-Гол.

Например, средний годовой уровень моря зависит от годового количества осадков и осадков предыдущих лет, потерь на испарение и процессов накопления и расходования влаги на водосборном бассейне Каспийского моря. В свою очередь, осадки и испарение определяются общими процессами циркуляции атмосферы, интенсивностью и траекториями движения циклонов, температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра и т.д. Большую роль играет также зарегулированность стока рек, питающих Каспийское море. В зависимости от величины сбросов воды из водохранилищ диапазон колебаний уровня моря может достигать значительных величин.

Выделяют два вида колебаний уровня моря: деформационные и эвстатические. К первой группе относятся колебания уровня, обусловленные сгонно-нагонными ветрами и изменениями атмосферного давления. Ко второй группе относятся вековые (многолетние и межгодовые) и сезонные колебания уровня, отражающие изменения объема вод моря.

Ниже кратко рассматриваются основные особенности изменчивости УКМ. Основой работы послужили данные об уровне Каспийского моря и других гидрометеорологических характеристиках, опубликованные в справочниках и находящиеся в архиве отдела морских гидрологических прогнозов ГУ «Гидрометцентр России».

1. Основные особенности многолетней изменчивости УКМ

Каспийское море уникально тем, что оно изолировано от океана, и поэтому колебания его уровня полностью определяются изменениями водного баланса, которому принадлежит одно из ключевых ролей в процессах разномасштабной изменчивости уровня моря [13]. Ярко выраженная географическая зональность климатических составляющих обуславливает зональность в распределении норм годовых осадков и испарения.

Основной приходной статьей водного баланса моря является речной сток, прежде всего Волги, который составляет около 80 % общего стока рек, поступающего в Каспийское море. Количество осадков, их вид и распределение по площади водосбора Каспийского моря определяют величину стока рек и характерные черты его внутригодового распределения. Второй по значимости составляющей водного баланса является испарение, которое зависит от режима влажности и ветра.

Формирование уровня моря происходило на протяжении длительной геологической истории, в течение которой наблюдалась неоднократная смена фаз роста (трансгрессий) и падения (регрессий) уровня моря разной величины и продолжительности.

На рис. 1 хорошо просматриваются основные особенности хода УКМ за различные исторические периоды: тысячелетние колебания (верхняя кривая), вековые (средняя кривая) и межгодовые (нижняя кривая).

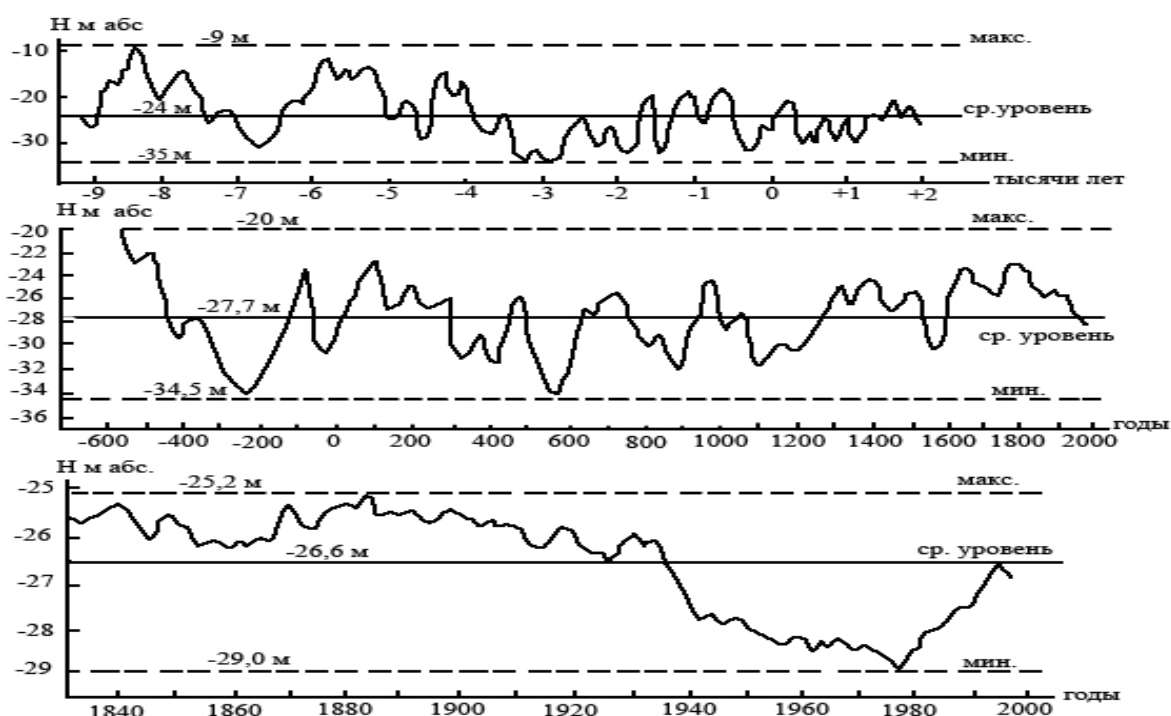


Рис. 1. Изменчивость уровня Каспийского моря и его характеристики в различные периоды времени.

Верхняя кривая указывает на наличие колебаний с максимальной амплитудой 25 м (за последние десять тысяч лет), средняя кривая, охватывающая последние 2,5 тысячи лет, указывает на наличие максимальной амплитуды 15 м. Только в течение последних 2000 лет наблюдалось 6 крупных трансгрессий уровня моря с амплитудой колебаний в пределах 5–10 м.

На нижней кривой, характеризующей современную эпоху, выделяются два периода с относительно устойчивым режимом колебаний уровня: 1878–1933 гг. и 1941–1977 гг. и два периода с относительно аномальным поведением уровня: катастрофическое падение в

течение 1930–1941 гг. и экстремальное повышение после 1977 года.

Анализ водного баланса и многолетнего хода уровня за период инструментальных наблюдений, выполненный в [5,8] показал, что высокое положение уровня и относительная его стабильность в XIX и начале XX века были обусловлены благоприятными гидрологическими условиями, определяющими многоводность рек, и относительным равновесием между элементами водного баланса моря. Последовательно чередующиеся 4–5-летние циклы многоводных и 5–8-летние циклы маловодных лет приводили к соответствующим повышениям и понижениям уровенной поверхности моря. Тенденция снижения уровня моря в этот период была незначительной и составила 0,34 см за 30 лет. Состояние относительно равновесного положения уровня моря в 1878–1930 гг. сменилось периодом его резкого падения в 1930–1941 гг. Дефицит водного баланса, в среднем около 60 км^3 в год, способствовал значительному понижению уровня моря – на 1,8 м. Такое резкое падение было вызвано крупномасштабными климатическими изменениями. На значительной территории ЕТР, включая водосборный бассейн Каспийского моря, отмечались засушливые условия. Дефицит атмосферных осадков в бассейне Каспия в сочетании с интенсивным испарением с поверхности моря привел к резкому падению УКМ со средней скоростью 16 см/год.

В 1940–1950 гг., при более умеренных климатических условиях в бассейне Каспийского моря, темпы падения уровня моря замедлились. Аномально развитые процессы меридиональной формы циркуляции атмосферы способствовали увеличению увлажненности. В 1949–1956 гг. дефицит водного баланса составлял около 19 км^3 в год, а в 1957–1969 гг. в море поступало примерно на 7 км^3 в год больше воды, чем ее испарялось и стекало в залив Кара-Богаз-Гол.

В начале 70-х годов прошлого столетия в бассейне моря вновь сложились неблагоприятные условия, аналогичные периоду 30-х годов. Дефицит водного баланса за 1970–1977 гг. составил 50 км^3 и привел к падению уровня моря к 1977 году до отметки –29,0 м (по БСВ – Балтийской системе высот) – самого низкого значения за последние 500 лет. В 1942–1977 гг. дефицит водного баланса в среднем составлял $13,7 \text{ км}^3$ в год, что соответствовало ежегодному снижению уровня моря на 3,7 см; за весь период уровень моря опустился на 1,2 м.

Общее понижение УКМ в XX столетии составило 3,2 м. Снижение уровня моря происходило со средней скоростью 4 см/год, а в 1930–1941 и 1970–1977 гг. со средней скоростью 16 и 14 см/год соответственно.

При этом переход уровня моря из одного режима в другой происходил довольно резко. Так, после высокого стояния уровня в 1928–1933 гг. началось быстрое падение уровня моря. Та же самая ситуация наблюдалась в период с 1970 по 1977 г.

С конца 1977 г. начался обратный процесс в многолетнем ходе уровня моря – его быстрый подъем, который продолжался в течение 18 лет со средней скоростью 14 см/год, а в отдельные годы эта цифра достигала 30 см и более. В 1995 г. уровень моря достиг своего максимального значения –26,6 м БСВ, т.е. по отношению к уровню 1977 г. поднялся на 2,4 м.

Начиная с 1996 г. уровень Каспийского моря понижался вплоть до 2002 г. За 1996 и 1997 гг. уровень моря понизился на 36 см, затем его падение замедлилось. За период с 1998 по 2002 г. уровень моря понизился всего на 8 см, достигнув абсолютной отметки в 2002 году, равной –27,15 м БСВ (85 см в относительных отметках). За 2003–2004 гг. уровень снова повысился на 14 см, достигнув в 2004 г. отметки –27,01 м БСВ (91 см).

В табл. 1 представлены периоды интенсивного понижения и повышения УКМ в его многолетнем ходе.

Таблица 1

Периоды интенсивного понижения и повышения уровня Каспийского моря и их значения

Периоды понижения уровня моря	Величина понижения уровня, см	Продолжительность понижения уровня, годы	Периоды повышения уровня моря	Величина повышения уровня, см	Продолжительность повышения уровня, годы
1891-1895	24	5	1895-1897	41	3
1909-1914	50	6	1914-1917	51	4
1917-1926	80	10	1926-1929	66	4
1929-1941	186	13	1978-1995	240	18
1948-1957	63	10	2002-2005	30	4
1959-1963	33	5			
1971-1977	62	7			
1996-2002	56	8			
2005-2010	45	5			

На рис. 2 показана кривая ежегодных приращений уровня моря.

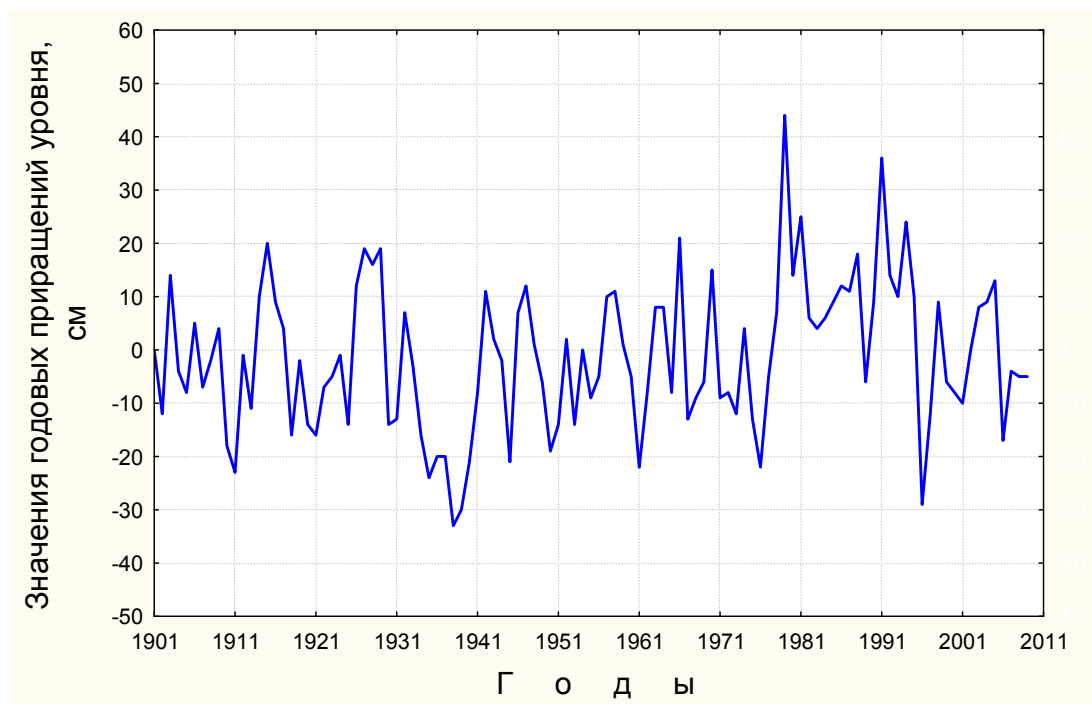


Рис. 2. Временной ход межгодовых приращений уровня (1910–2009 гг.).

На рисунке хорошо просматривается цикличность в многолетнем ходе годовых приращений уровня моря. Однако, определенной закономерности в многолетнем ходе межгодовых приращений уровня не наблюдается, распределение близко к случайному процессу. В отдельные годы отмечались значительные повышения и понижения уровня моря от +40 см до –34 см.

2. Влияние крупномасштабной циркуляции атмосферы на уровень Каспийского моря

Как уже отмечалось во введении, многолетняя изменчивость уровня Каспийского моря определяется, в основном, климатическими факторами, основным из которых является изменчивость крупномасштабной циркуляции атмосферы. Известно, что крупномасштабные колебания атмосферной циркуляции, коррелированные в определенных областях (дальние связи), вносят большой вклад в низкочастотную изменчивость атмосферы. Для их количественного описания предложены индексы, которые рассчитываются по данным геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>).

В работе [6] исследовались связи индексов с УКМ. Было получено, что наибольшее влияние на уровень Каспийского моря оказывают колебания циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе: NAO – Северо-Атлантическое колебание; EA – Восточно-Атлантическое колебание (BAK); EA-Jet – BAK-струйное течение; EA/WR –

колебание Восточная Атлантика–Западная Россия. Интересно, что при сдвиге в 1 год наибольшее влияние на УКМ оказывает колебание EA/WR, один из узлов которого расположен над Каспийским морем.

Другая интересная особенность заключается в том, что многолетний ход индекса EA-Jet оказался самым близким к ходу УКМ среди всех рассматриваемых индексов. Этот результат представляется неожиданным, поскольку колебание EA-Jet выражено только в теплую часть года. На основе анализа межгодовой изменчивости над Каспийским морем ветра, температуры воздуха и индекса засухливости Палмера, который характеризует сухие и влажные периоды, было показано, что на изменчивость УКМ оказывают сильное влияние процессы испарения и осадков в летний период, интенсивность которых косвенно определяется индексом EA-Jet [6].

Как отмечалось в предыдущем разделе, после достижения максимальных значений в 1995 г. уровень Каспийского моря начал понижаться. Попробуем выявить возможные причины этого явления на основе изменчивости индексов атмосферной циркуляции. К сожалению, расчет индекса EA-Jet в последние годы не производился, поэтому будем использовать индексы NAO и EA/WR. Как видно из рис. 3, понижению УКМ после 1995 года предшествовало уменьшение индексов NAO и EA/WR с начала 1990-х годов.

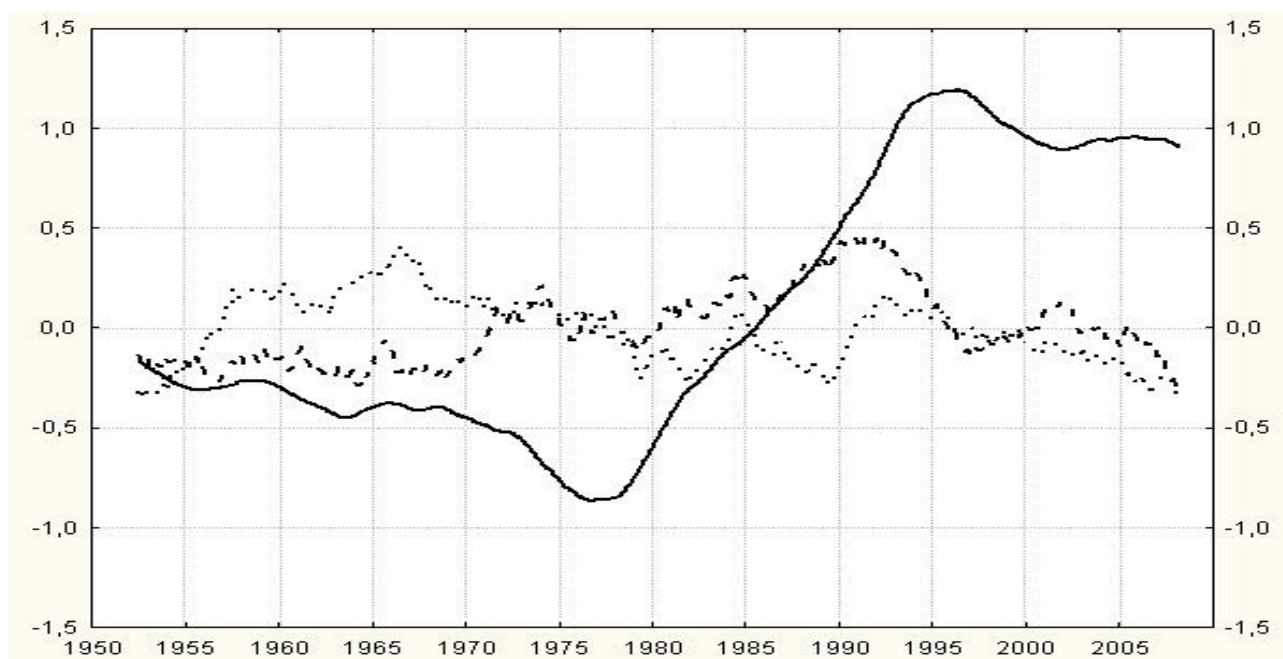


Рис. 3. Изменение уровня Каспийского моря (сплошная линия), индексов NAO (пунктир) и EA/WR (точки). Величины уровня Каспийского моря даны в отклонениях от отметки $-28,0$ м в см и деленные на 100. Все характеристики – среднемесячные значения, сглаженные 5-летним скользящим осреднением.

Уменьшение индекса NAO означает ослабление зональных и усиление меридиональных процессов в циркуляции атмосферы над Атлантико-Европейским регионом, что приводит к уменьшению количества циклонов, приходящих из Северной Атлантики на ЕТР, уменьшению снегонакопления и осадков в бассейне Волги, уменьшению стока Волги и понижению уровня Каспийского моря.

Уменьшение индекса EA/WR в холодную часть года свидетельствует о формировании преимущественно областей высокого давления над бассейном Волги и Каспийским морем, что в конечном счете также приводит к уменьшению стока Волги и понижению уровня Каспийского моря. При уменьшении индекса EA/WR в летний период температура воздуха над Каспийским морем становится выше нормы, что приводит к интенсивному испарению и способствует понижению уровня моря.

Таким образом, одной из возможных причин понижения УКМ после 1995 г. могло быть уменьшение индексов NAO и EA/WR с начала 1990-х годов, свидетельствующее об изменении характера циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе.

Из рис. 3 также видно, что понижению УКМ с середины 1950-х до середины 1970-х годов не предшествовало уменьшение значений индексов NAO и EA/WR. В этой связи необходимо упомянуть работы [7, 14, 15], где было отмечено, что корреляционные связи между индексом NAO и некоторыми гидрометеорологическими полями в Северной Атлантике неустойчивы не только во времени, но и в пространстве. Так, в период роста NAO во второй половине XX века обнаружилось, что некоторые связи ослабли или, наоборот, усилились.

3. Особенности внутригодовой изменчивости уровня Каспийского моря

В каждом районе моря внутригодовой ход уровня моря имеет свои особенности, отражая в то же время и общие закономерности, характерные для всего моря в целом.

Во внутригодовой изменчивости уровня Каспийского моря можно выделить сезонную изменчивость уровня, обусловленную соотношением приходной и расходной частей водного баланса моря, изменчивость синоптического масштаба, обусловленную характером циклонической и антициклонической деятельности на водосборе Каспия и короткопериодную изменчивость, обусловленную, главным образом, сгонно-нагонными явлениями.

3.1. Сезонная изменчивость УКМ

Основными факторами, определяющими сезонную изменчивость уровня, являются внутригодовое распределение речного стока и испарения, а также осадков. Сезонный цикл уровня более устойчив, чем циклы с периодом больше одного года. В северной части моря, куда поступает основная часть стока, размах сезонных колебаний уровня моря наибольший и составляет в среднем 40 см, в то время как в Среднем Каспии этот размах в среднем составляет 30 см. В табл. 2 представлены статистические данные сезонной изменчивости уровня в 7 пунктах моря.

Сезонные подъемы и спады уровня Каспийского моря обусловлены, прежде всего, объемом волжского половодья, его интенсивностью и продолжительностью, характеризующиеся значительной изменчивостью. За счет притока речных вод происходит повышение уровня моря от 55 до 115 см, что в отдельные годы составляет 60–90 % годового приращения уровня. Внутригодовой ход водного баланса характеризуется максимумом в мае-июне, и минимумом – в августе-сентябре. Время наступления максимума определяется паводковым стоком, а минимума – повышенным испарением.

Таблица 2

**Средние многолетние и среднеквадратические отклонения уровня Каспийского моря
для 7 пунктов**

Пункты	Стат. характ.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сред. год.
Махачкала	$\overline{H}$	78	77	78	82	89	99	103	98	90	83	82	80	87
	S	107	107	106	104	104	107	109	109	108	108	108	107	107
Баку	$\overline{H}$	70	70	71	76	84	96	101	96	86	77	73	71	81
	S	96	96	95	94	93	95	97	97	97	97	97	96	96
о.Жилой	$\overline{H}$	71	71	72	76	84	97	102	97	88	78	75	72	82
	S	101	101	100	99	99	101	102	102	102	101	101	101	101
Туркменбаши	$\overline{H}$	67	68	68	73	80	91	99	94	82	72	69	67	77
	S	105	105	104	103	103	105	106	106	106	105	106	105	105
Куули-Маяк	$\overline{H}$	71	72	72	77	84	95	101	98	86	76	72	72	81
	S	107	106	106	105	105	106	108	107	107	106	107	107	107
Кара-Богаз-Гол	$\overline{H}$	66	66	68	73	80	91	96	91	81	72	69	67	76
	S	103	103	102	101	100	102	104	104	104	104	104	104	104
Форт-Шевченко	$\overline{H}$	75	74	76	80	88	99	102	97	89	81	78	76	84
	S	99	99	98	97	96	99	102	102	101	100	99	98	100

Примечание: $\overline{H}$ – средний уровень моря; S – среднеквадратичное отклонение (стандарт)

Наибольшие подъемы уровня моря отмечаются в многоводные годы, к которым относятся 1914, 1926, 1947, 1978, 1981, 1995 гг. (с положительным приращением уровня от 42 до 54 см), а наибольшие спады уровня – в маловодные годы: 1910, 1934, 1937, 1958, 1975 годы (с отрицательным приращением уровня от 41 до 45 см).

В северной части моря, куда поступает большая часть речного стока, многолетние изменения сезонного хода выражены более ярко, чем в средней и южной частях моря. Так, например, за рассматриваемый период наблюдений на о. Тюлений средние значения подъема уровня и его спада составляли 30 и 27 см соответственно, а на о. Кулалы – 36 и 30 см, соответственно. Наибольший сезонный подъем был отмечен в районе о. Тюлений в 1959 и 1985 гг. (71–72 см), а наибольший спад – в 1975 г. (64 см). В период стабилизации уровня поверхности в условиях равновесного водного баланса значения подъема и спада примерно равны.

Роль испарения во внутригодовых колебаниях уровня моря стоит на втором месте после стока. Колебания этой величины зависят от свойств воздушных масс над морем и в значительной степени определяются тепловым состоянием подстилающей поверхности. Отклонение испарения от среднего многолетнего значения в отдельные годы достигает ± 10 -20 см, что соответствует примерно 30-50% амплитуды внутригодовых колебаний уровня. За счет испарения уровень моря понижается в среднем за год на 97 см.

Испарение с поверхности моря непосредственно не измеряется, а рассчитывается по формулам. В настоящее время для получения данных об испарении используются разнообразные методы. Среди них можно выделить методы, основанные на использовании уравнений водного и теплового баланса, и методы, основанные на использовании различного рода эмпирических и полуэмпирических соотношений. До настоящего времени не существует достаточно надежных методов расчета испарения с поверхности моря. Расчетные данные об испарении, полученные по различным формулам сильно расходятся между собой. Разброс ошибок расчета может достигать 60 % и более.

Для практических расчетов испарения на Каспийском море часто используется формула [1]:

$$E = 4,29 \cdot E_{tw} + 8,$$

где E_{tw} – максимальное насыщение водяного пара при температуре воды за предшествующий месяц.

Данная формула позволяет по средним месячным значениям температуры воды у прибрежных станций приближенно вычислять испарение с поверхности моря для

следующего месяца. Асинхронность связи можно объяснить особенностями термического режима замкнутого водоема, в котором процессы прогрева и охлаждения в открытом море запаздывают по сравнению с теми же процессами в мелководных районах. Учитывая, что температура воды в открытых районах моря всегда ниже, чем в прибрежных районах, значения испарения, рассчитанные по выше приведенной формуле, обычно уменьшают на 5 %.

Роль атмосферных осадков в сезонных колебаниях уровня моря по сравнению со стоком рек и испарением относительно невелика. Ежегодный прирост уровня моря в результате выпадения осадков составляет примерно 20 см. Отклонения количества осадков от нормы могут обуславливать отклонения в годовых приращениях уровня на $\pm 3-7$ см, что составляет 10-15% размаха его внутригодовых колебаний. В табл. 3 приведены данные внутригодового распределения основных составляющих водного баланса, подсчитанные за период с 1924 по 2006 гг.

Таблица 3

Многолетние среднемесячные значения составляющих водного баланса Каспийского моря
(в мм слоя воды) (период осреднения 1924-2006 гг.)

Элементы водного баланса	Месяцы												Сред. год.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Сток	40	39	47	75	173	111	57	45	40	42	45	38	752
Испарение	46	41	42	49	68	94	122	140	139	116	86	63	1006
Осадки	21	22	25	20	20	12	9	13	27	36	33	27	265
Невязка	+15	+20	+20	+46	+125	+29	-56	-82	-72	-38	-8	+2	+11

Сезонный ход уровня моря в основном определяется речным стоком, отличающимся большой межгодовой и внутригодовой изменчивостью. Отклонения средних месячных значений стока от средних многолетних существенны в период паводка (апрель-июль), когда сток рек может колебаться от 15 до 20 км³ в месяц, а в межень (декабрь-февраль) – от 5 до 29 км³ в месяц, т.е. объем стока рек может увеличиваться или уменьшаться в 2–3 раза. Наибольшая межгодовая изменчивость стока характерна для июня и декабря, когда наблюдаются, соответственно, максимальный и минимальный среднемесячные объемы стока.

Сток с апреля по июнь, когда его объем наибольший, играет решающую роль в весенне-летнем подъеме уровня моря. Именно в эти месяцы уровень моря достигает своих максимальных значений. Среднемесячный максимум чаще всего отмечается в июле. В средней и южной части моря более высокие повторяемости июльского пика уровня

характерны для западного побережья. В целом, наступление максимума и минимума имеет довольно широкий временной диапазон.

С июля–августа в связи с уменьшением речного притока и увеличением испарения с поверхности моря уровень моря постепенно понижается до минимального значения в декабре–феврале.

3.2. Изменчивость синоптического масштаба

Колебания синоптического масштаба обычно охватывают период от нескольких суток до месяца. Изменчивость синоптического масштаба является наименее изученной характеристикой уровня моря. До сих пор нет полной ясности о вкладе колебаний уровня моря синоптического масштаба в общую дисперсию колебаний УКМ. В качестве примера на рис. 4 и 5 представлены кривые хода статистических характеристик уровня моря в 2010 г., построенные по данным наблюдений, осредненным за 7 дней отдельно по постам Северного и Среднего Каспия, и характеризующие изменчивость синоптического масштаба.

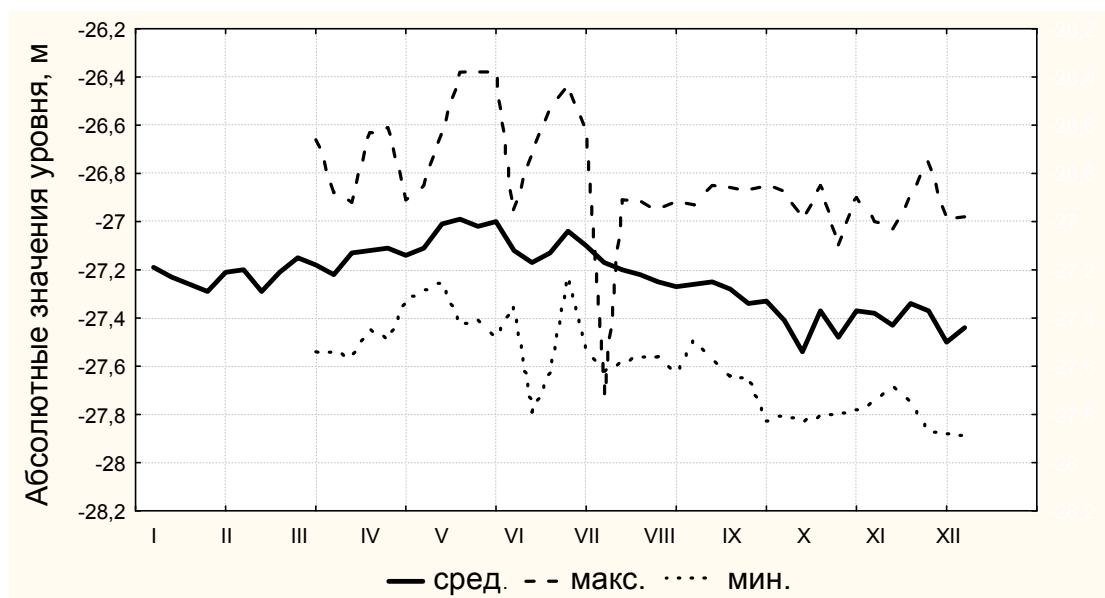


Рис. 4. Внутригодовой ход статистических характеристик уровня в Северном Каспии в 2010 г.

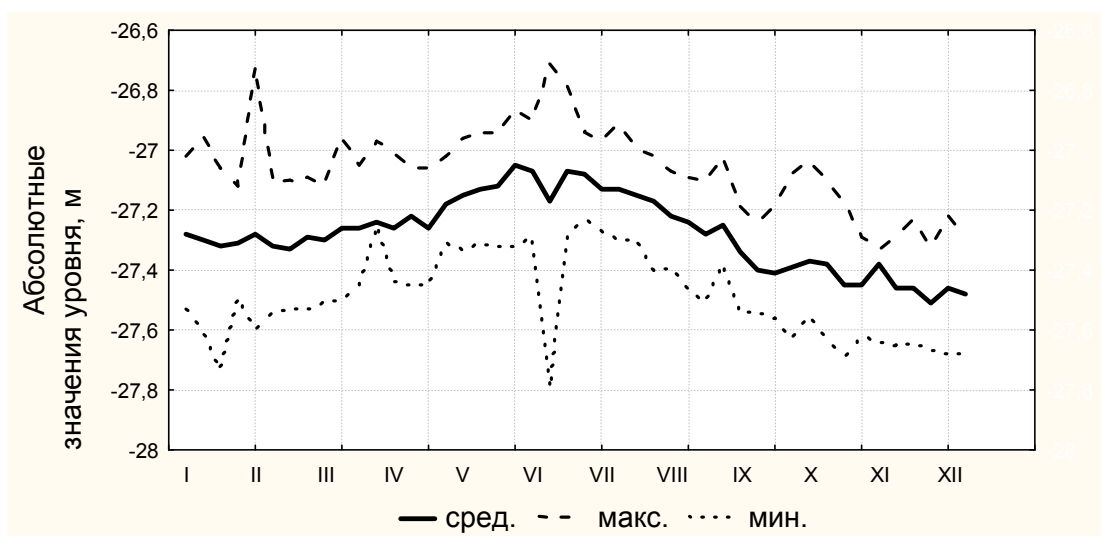


Рис. 5. Внутригодовой ход статистических характеристик уровня в Среднем Каспии в 2010 г.

На рис. 4 и 5 обнаруживается слабо выраженный сезонный ход. Максимум уровня в Северном Каспии приходится на май–июнь, в Среднем Каспии на июнь–июль, а минимальные уровни в обоих случаях приходятся на ноябрь–декабрь.

В целом внутригодовой ход средних значений уровня на Северном и Среднем Каспии мало отличаются друг от друга, однако размах экстремальных колебаний более ярко выражен на Северном Каспии, чем на Среднем, и может достигать 1 м. Наблюдающиеся отдельные пики во внутригодовом ходе уровня, по-видимому, связаны со сгонно-нагонными явлениями, обусловленными действием ветра и течений. Для более полной характеристики синоптической изменчивости необходим анализ большого объема данных.

3.3. Особенности короткопериодной изменчивости уровня

Анализ данных наблюдений показывает, что амплитуда короткопериодных колебаний УКМ в спокойную погоду обычно не превышает нескольких сантиметров. Однако в период сгонно-нагонных явлений суточные изменения уровня моря оказываются более значительными и могут достигать нескольких десятков сантиметров [12]. Наиболее значительные кратковременные непериодические колебания уровня Каспийского моря вызывают сильные сгонные и нагонные ветры, которые обуславливают наибольшие амплитуды уровня моря.

В табл. 4 представлены данные наибольших за месяц величин нагонов и сгонов по семи уровням постам за весь период наблюдений.

**Наибольшие за месяц величины нагонов и сгонов относительно среднего
месячного уровня моря по данным наблюдений на постах Северного и Среднего Каспия**

Пункт	Явление	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Каспийский	Нагон	115	168	178	140	158	96	75	96	115	144	151	180
	Сгон	113	134	130	122	137	107	79	83	108	120	130	155
о. Искусст- венный	Нагон	61	86	77	108	81	135	62	71	92	107	309	102
	Сгон	45	36	37	48	48	45	34	29	42	47	55	53
о. Тюлений	Нагон	118	139	133	83	90	87	70	80	108	97	238	119
	Сгон	153	135	118	103	107	97	71	86	126	145	142	122
о. Кулалы	Нагон	60	65	57	62	51	74	48	45	62	60	61	76
	Сгон	77	64	53	43	51	38	43	48	42	39	57	45
о. Пешной	Нагон	72	64	92	153	124	74	94	78	77	105	79	110
	Сгон	57	57	67	87	80	81	65	87	123	88	83	72
Форт- Шевченко	Нагон	53	50	53	49	44	41	47	60	47	53	57	49
	Сгон	50	46	44	49	49	46	45	48	45	61	58	51
Махачкала	Нагон	58	49	52	35	47	36	52	42	35	44	54	59
	Сгон	67	91	50	69	38	54	48	39	62	63	98	73

Из табл. 4 видно, что наибольших значений сгонно-нагонные колебания уровня достигают в портах северной мелководной части моря. Экстремальные значения уровня достигают величин 3,1 м при нагонах и 1,5 м – при сгонах. Для Среднего Каспия нагоны не превышают 0,6 м, а сгоны – 0,8–1,0 м.

Короткопериодная изменчивость уровня не имеет суточного хода, так как изменения уровня не имеют суточной периодичности. На самом деле они представляют собой непериодические колебания, периоды, амплитуды и фазы которых испытывают межсуточную изменчивость.

4. Пространственная изменчивость уровня Каспийского моря

Уровень Каспийского моря, даже при многолетнем осреднении наблюдений, не представляет строго горизонтальную плоскость, а имеет сложный рельеф поверхности. Поэтому объективное суждение об изменении уровня моря в отдельных пунктах можно получить, анализируя данные наблюдений за уровнем моря по большому количеству уровенных постов, равномерно расположенных по периметру моря.

Рельеф уровенной поверхности в различных районах моря формируется под влиянием, главным образом, гидрометеорологических факторов, таких как распределение атмосферного давления над бассейном Каспийского моря, ветра, течений, сгонно-нагонных явлений, речного стока и др., которые создают специфические особенности

рельефа поверхности моря. Однако существуют некоторые общие закономерности в распределении уровня моря по площади.

Так, например, на Каспийском море отчетливо прослеживается уклон уровенной поверхности с севера на юг, обусловленный резким уменьшением пресного баланса. Уровень Северного Каспия выше среднего по морю. Наибольшая разность средних месячных значений уровня с севера на юг отмечается в годы с большим стоком Волги в половодье.

Также существует заметный перепад уровня с запада на восток. Особенно он четко проявляется на Среднем и Южном Каспии. Разность средних значений уровня между западным и восточным побережьями моря может достигать 15–20 см.

В подтверждение этому, в табл. 5 представлены данные о средних значениях уровня моря, рассчитанные за период 1954–2003 гг. для станций, расположенных вдоль западной и восточной границ Каспийского моря.

Эта таблица показывает, что средний уровень моря на станциях западного побережья (Баку, о. Жилой, Нефтяные Камни) примерно на 12 см выше среднего уровня на станциях восточного Каспия (Кара-Богаз-Гол, Кули-Маяк и Туркменбаши), т.е. в юго-восточной части моря существует своего рода воронкообразное понижение уровня моря. Максимальный наклон уровня на линии Баку-Туркменбаши составляет 17,4 см.

Таблица 5

Значения средних уровней моря в западной и восточной частях Каспийского моря, рассчитанные за период 1954–2003 гг.

Западная часть моря		Восточная часть моря	
Название поста	Средний уровень, см	Название поста	Средний уровень, см
Махачкала	7,5	о. Кулалы	1,2
Баку	9,9	Форт-Шевченко	5,6
о. Жилой	4,7	Кара-Богаз-Гол	–5,2
Нефтяные Камни	2,7	Кули-Маяк	–3,9
		Туркменбаши	–7,5

Величина наклона водной поверхности меняется также по сезонам. В весенние месяцы, когда сток рек максимальный, наклон с севера на юг наибольший. Летом, когда паводок спадает, наклон минимальный. Зимой и осенью разность уровней с севера на юг

увеличивается за счет сгонно-нагонных явлений и широтной неравномерности испарения. По линии Форт-Шевченко-Махачкала разность уровней в среднем за весь период наблюдений составляет приблизительно 5 см.

Наибольшие сезонные колебания отмечаются в мелководной части устьевого взморья Волги, где они достигают в среднем 1 м и постепенно уменьшаются к югу до значений, характерных для сезонного хода всего Каспийского моря (30–40 см).

Важную роль в перераспределении вод в Каспийском море играют течения и плотность воды. Речной сток и распределение плотности воды определяют постоянные течения, а ветер - ветровые и градиентные. Течения определяют циркуляцию вод, которая в Северном и Южном Каспии заметно перестраивается в зависимости от сезона года. Так, изменения солёности и плотности в верхних слоях моря связаны со стоком рек и испарением, а температура воды и содержание кислорода с суровостью зим. С увеличением объема стока рек, ведущего к повышению уровня моря, увеличиваются стоковые течения, которые приводят к растеканию речных вод по площади моря. С наступлением межени, растекание речной воды по поверхности моря ослабляется.

Заключение

Уровень Каспийского моря характеризуется изменчивостью на различных временных масштабах: тысячи лет, вековые, межгодовые, сезонные, синоптические. Амплитуда колебаний уровня за последние десять тысяч лет достигала 25 м; только в течение последних 2000 лет наблюдалось 6 крупных трансгрессий уровня с амплитудой колебаний в пределах 5-10 м.

Вековые колебания могут содержать периоды с относительно устойчивым режимом уровня (например, 1878–1933 и 1941–1977 гг.) и периоды с резкими изменениями уровня (катастрофическое падение в 1934–1941 гг. и экстремальное повышение после 1977 г.). Общее понижение УКМ в XX столетии составило 3,2 м. Снижение уровня моря происходило со средней скоростью 4 см в год, а в 1930–1941 и 1970–1977 гг. — со средней скоростью 16 и 14 см/год соответственно.

На вековую и межгодовую изменчивость уровня Каспийского моря значительное влияние оказывают крупномасштабные колебания атмосферной циркуляции, характеризующиеся индексами циркуляции. Одной из возможных причин понижения УКМ после 1995 г. могло быть уменьшение индексов NAO и EA/WR с начала 1990-х годов, свидетельствующее об изменении характера циркуляции атмосферы в атлантико-европейском регионе.

Наибольшая изменчивость короткопериодных колебаний УКМ связана со сгонно-нагонными явлениями, наиболее выраженными в Северном Каспии. Экстремальные значения повышения уровня могут достигать здесь 3,1 м при нагонах и 1,5 м при сгонах. Для Среднего Каспия нагоны не превышают 0,6 м, а сгоны – 0,8–1,0 м.

Анализ разностей уровней между отдельными пунктами северной и южной частей Каспийского моря позволяет сделать вывод о существовании наклона уровенной поверхности с севера на юг и с запада на восток, который связан с физико-географическим положением моря и с тем, что реки, определяющие основную приходную часть водного баланса, расположены в северной и средней частях моря. Величина наклонов уровенной поверхности непостоянна во времени. Она может меняться от года к году. В холодный период года значительный наклон уровенной поверхности могут определять сгонно-нагонные явления.

Список использованных источников

1. *Абузьяров З.К.* Роль составляющих водного баланса Каспийского моря в месячных и годовых приращениях его уровня // Труды Гидрометцентра России. – 2006. – Вып. 341. – С.3–27.
2. *Голицын Г.С.* и др. Региональные изменения климата и их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря // ДАН СССР. – 1990. – Т. 313. – № 5. – С. 1224–1227.
3. *Зайцева И.С.* Многолетние колебания стока Волги и глобальные изменения климата // Известия РАН. Серия географич. – 1996. – № 5. – С. 45–54.
4. *Ким И.С., Никулина С.П.* Изменение уровня Каспийского моря и циркуляция атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 7.-С.
5. *Косарев А.Н., Никонова Р.Е.* Современные колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, тенденции // Вестник Каспия. – 2006. – № 4(60). – С.40–59.
6. *Нестеров Е.С.* Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века // Метеорология и гидрология. – № 11. – 2001. – С. 27–36.
7. *Нестеров Е.С.* Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия / В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С.Линейкина. – М.: Триада, 2010. – С.269–280.
8. *Никонова Р.Е.* Уровень моря. Водный баланс / В кн.: Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 6. Каспийское море. – Вып. 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – С. 188–199, 211–221.
9. *Никонова Р.Е., Бортник В.Н.* Характеристика межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. – 1994. – Вып. 4. – С. 410–414.
10. *Родионов С.Н.* Многолетняя изменчивость сезонного хода уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. – 1986. – № 4. – С. 87–91.

11. *Скриптунов Н.А.* Сезонная изменчивость уровня Каспийского моря // Труды ГОИНа. – 1970. – Вып. 88. – С. 95–106.
12. *Скриптунов Н.А.* К расчету максимальных сгонно-нагонных колебаний уровня Каспийского моря // Труды ГОИНа. – Вып. 80. – С. 46–61.
13. *Смирнова К.И.* Изменчивость элементов водного баланса Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. – 1968. – Вып. 34. – С. 26–33.
14. *Hilmer M., Jung T.* Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27. – P. 989–992.
15. *Polyakova E.I., Journel A.G. et al.* Changing relationship between the North Atlantic Oscillation and key North Atlantic climate parameters // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – L03711. – doi:10.1029/2005GL024573.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Certain features of spatio-temporal variability of Caspian sea level

Z.K. Abousiarov, E.S. Nesterov

Variability features of a Caspian sea level (CSL) on various time scales: (thousand-year, century, interannual, seasonal, synoptic) are analyzed. Mechanisms of an atmosphere circulation influence on CSL variability are discussed. Estimations of water balance components of Caspian sea and characteristic sizes of surges level fluctuations are presented.

Keywords: sea level, water balance, atmosphere circulation.

К ВОПРОСУ О СВЕРХДОЛГОСРОЧНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

З.К. Абузяров

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

Дается краткий обзор работ по проблеме сверхдолгосрочного прогнозирования уровня Каспийского моря, выполненных в ГУ «Гидрометцентр России» и других институтах Росгидромета. Приводятся прогностические оценки фоновых изменений УКМ на ближайшую перспективу.

Ключевые слова: уровень моря, циркуляция атмосферы, прогноз.

Введение

Аномальные колебания уровня Каспийского моря (УКМ) ведут за собой существенные и нередко катастрофические последствия социально-экономического и экологического характера, затрагивающие, прежде всего, морские мелководья и сушу на низменных участках побережья. В этих условиях надежные прогнозы изменений УКМ на различные сроки приобретают чрезвычайную актуальность. На их основе подготавливаются и осуществляются мероприятия по защите прибрежной инфраструктуры и освоению природных ресурсов Каспия.

Процессы формирования многолетних колебаний УКМ весьма сложны и зависят от комплекса факторов гидрометеорологического, тектонического, космического, антропогенного происхождения, сложным образом взаимодействующих друг с другом.

Как далеко вперед и с какой надежностью можно прогнозировать УКМ – вопросы далеко не тривиальные, требующие глубокого анализа взаимосвязей между характеристиками УКМ и факторами, их обуславливающими.

В последние годы наметился значительный прогресс в понимании механизмов формирования многолетних колебаний УКМ. К настоящему времени накоплен достаточно убедительный материал для принятия однозначного решения вопроса о причинах многолетних колебаний УКМ в пользу преобладающей роли климатического фактора. Другие факторы, такие как тектонические процессы в земной коре, антропогенные и космические воздействия, хотя и оказывают определенное влияние на уровенный режим Каспийского моря, но не имеют решающего значения. Концепция климатической обусловленности разномасштабных колебаний УКМ получила широкое развитие в целом

ряде исследований, связанных с анализом причин многолетних колебаний УКМ и их прогнозированием [3–8, 11–21].

Глобальные и региональные изменения компонент климатической системы определяют неравенство приходной и расходной частей водного баланса Каспийского моря и, как следствие, колебания уровня моря синоптического, сезонного, межгодового и векового масштабов.

Разномасштабная изменчивость составляющих водного баланса и уровня моря достаточно подробно исследована в [14, 17, 20]. Результаты этих исследований показали, что значительные по величине и продолжительности колебания УКМ происходят в тех случаях, когда происходит смена преобладающего режима крупномасштабной циркуляции атмосферы и в течение длительного времени во всем Атлантико-Евразийском секторе устанавливается устойчивый барико-циркуляционный режим антициклонического или циклонического типа. Именно, аномально развитые процессы антициклонического типа в 1930 и 1970-е годы определили преобладание засушливой погоды, маловодность рек и интенсивное испарение на водосборе Каспия, что привело к падению уровня на 1,8 и 0,7 м соответственно. С другой стороны, развитие процессов циклонического типа циркуляции в 1978–1995 гг. привело к увеличению осадков, многоводности рек и, как следствие, резкому подъему уровня моря на 2,4 м.

Механизм формирования уровня режима Каспийского моря зависит от изменчивости климатических и погодных условий на водосборном бассейне Каспия и далеко за его пределами. Формирование основного объема речного стока происходит в климатических условиях, отличающихся от условий, складывающихся над морской акваторией. Атмосферные процессы, определяющие увлажненность бассейна Каспия, как правило, оказывают различное воздействие в различных его частях, зависящее от географического положения моря, изолированности от океана и орографии прибрежных районов моря. Бассейн Волги, в том числе бассейны Верхней Волги, Оки, Камы и междуречья, где формируется до 80 % годового объема волжского стока, находится в зоне преимущественно западного переноса воздушных масс. На климатические условия Европейской территории России (ЕТР) и Каспийского бассейна также оказывают влияние Арктический бассейн и континентальные Азиатские воздушные массы. Изменения в режиме циркуляции атмосферы, наблюдающиеся в отдельные периоды и сезоны года, приводят к значительным изменениям в ходе гидрометеорологических элементов на водосборе Каспия.

Многолетние колебания УКМ можно рассматривать на основе уравнения водного баланса. Модель водного баланса моря позволяет рассчитывать основные составляющие водного баланса (приток речных вод в Каспий и видимое испарение). В качестве одного из

возможных сценариев климатических условий на водосборе Каспия используются результаты расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы. К сожалению, надежный расчет прогностических оценок будущих изменений УКМ данным способом затруднен из-за несовершенства и грубого разрешения атмосферных моделей, позволяющих предвычислять основные составляющие водного баланса моря.

В настоящее время на основе решения уравнения водного баланса достаточно надежные прогнозы УКМ составляются только на срок до одного года [1].

Исследования последних лет показали, что наиболее простой и реалистичный путь разработки прогностических оценок УКМ на большие сроки лежит в поиске статистических связей между интегральными величинами межгодовой изменчивости УКМ и интегральными величинами показателей атмосферной циркуляции над крупными территориями северного полушария. Достаточно ясное понимание существования взаимосвязей УКМ с гидрометеорологическими факторами сформировалось именно на статистическом анализе многолетних наблюдений за уровнем моря и гидрометеорологическими элементами. Это доказано многолетней практикой исследований, проводимых в Гидрометцентре России [2, 3, 6, 7, 12, 16, 20].

Появившиеся в последние годы материалы исследований и накопившиеся данные наблюдений за УКМ и атмосферными процессами дают возможность по-новому и полнее обосновать зависимость колебаний УКМ от циркуляционных особенностей атмосферы и показать достаточно наглядно, в чем состоит возможность прогноза УКМ на длительные сроки.

Ниже дается краткий обзор основных результатов, полученных в последние годы в области прогнозирования УКМ в системе Росгидромета.

Результаты исследований в ГУ «Гидрометцентр России»

ГУ «Гидрометцентр России» в течение почти полувека ежегодно в первых числах мая выпускает гидрометеорологический бюллетень с официальным прогнозом изменений УКМ с мая текущего года по апрель следующего года. Метод прогноза основывается на приближенном решении уравнения водного баланса моря и, в основном, правильно ориентирует пользователей о внутригодовом распределении УКМ. Средняя оправдываемость прогнозов составляет около 85 %.

В 2009 году метод был доработан и автоматизирован [1, 4]. Программное средство оформлено в виде рабочего места (PM) «UROVNI», которое реализует возможность интерактивной работы в режиме «человек-машина». В процессе работы на ПК обеспечивается визуальный контроль и корректировка результатов счета, если в этом появляется

необходимость. Полностью автоматизированы все подготовительные операции, начиная от сбора и обработки исходной информации и заканчивая выпуском официального гидрометеорологического бюллетеня ГУ «Гидрометцентр России». Результаты прогноза представляются в табличной и графической форме как приложения к бюллетеню (рис. 1).

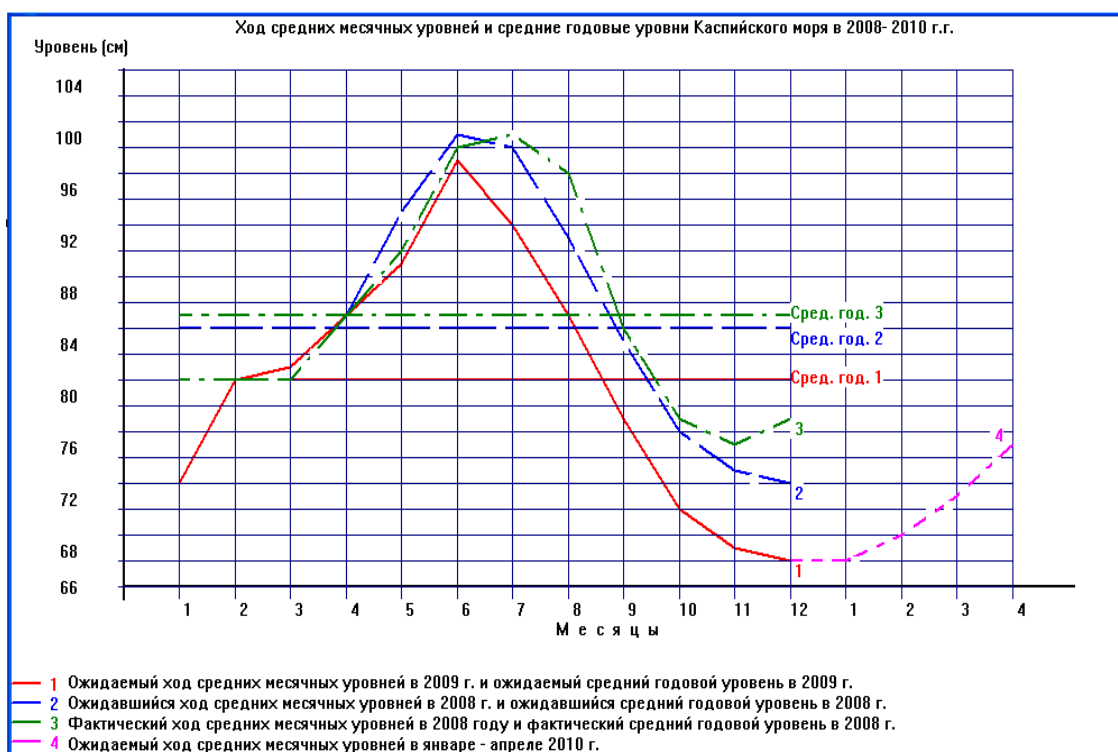


Рис. 1. Ход средних месячных уровней и средние годовые уровни Каспийского моря в 2008-2010 гг. (Приложение к гидрометеорологическому бюллетеню).

В процессе доработки метода были уточнены статистические характеристики составляющих водного баланса и уровня моря и допустимые погрешности прогнозов. Выполненные усовершенствования сделали метод более простым и удобным в практическом исполнении.

Несмотря на практическую значимость прогнозов УКМ на один год, они удовлетворяют далеко не всех потребителей. Поэтому в ГУ «Гидрометцентр России» уже в течение многих лет проводятся исследования по увеличению заблаговременности прогноза УКМ на сроки 5–6 и более лет [2, 3, 6, 7, 12, 13, 16, 19, 20].

Метод исследования заключается в поиске значимых корреляционных связей между циклическими колебаниями в ходе атмосферных процессов и в ходе УКМ, а также в поиске наиболее оптимальной разности фаз в ходе этих колебаний. При поиске связей, с целью долгосрочного прогнозирования УКМ, используются отдельные факторы или комплекс факторов, такие как атмосферная циркуляция, солнечная активность, гидрометеорологические величины (температура воздуха, осадки, испарение и др.).

Спектрально-корреляционный анализ сглаженных исходных рядов рассматриваемых величин обнаруживает существование хорошо выраженных циклов. Среди них наиболее устойчивыми являются циклы с продолжительностью 6, 12 и 18 лет. Указанные циклы обнаруживаются как в ходе показателей атмосферной циркуляции, так и в ходе годовых приращений УКМ. Происхождение этих циклов объясняется разными причинами. Так, например, 6-летние циклы, по-видимому, связаны с влиянием центров действия атмосферы (ЦДА), прежде всего, с влиянием Северо-Атлантического колебания (САК); 12-летний цикл, – с 11,5-летней цикличностью солнечной активности, а 18-летний цикл – с процессами автоколебаний в системе океан–атмосфера–суша. Выявленные особенности изменчивости УКМ, концентрирующиеся в диапазоне низких частот, позволяют сформировать стратегию сверхдолгосрочного прогноза УКМ.

В основу прогностических оценок изменений УКМ на большие сроки была положена гипотеза о том, что многолетние колебания УКМ являются результатом длительного действия крупномасштабных атмосферных процессов, протекающих над северным полушарием и его отдельными регионами. При этом уровеньная поверхность Каспийского моря реагирует на эти процессы не сразу, а с некоторой задержкой во времени, измеряемой годами. Время задержки можно интерпретировать как характерное время адаптации уровня моря к тем или иным формам атмосферной циркуляции на водосборе Каспия. Сам механизм формирования уровня режима Каспийского моря зависит от изменчивости климатических и погодных условий на водосборном бассейне Каспия и, главным образом, в бассейне Волги, регулирующих влагооборот и речной сток и, как следствие, непостоянство водного баланса и уровня моря. Наиболее вероятно, что эти процессы зависят от изменчивости характеристик ЦДА.

Впервые официальные прогнозы УКМ на 5 лет, основанные на вышеизложенных положениях, в институте начали выпускаться в 1951 г. по методике, разработанной Н.А. Белинским и Г.П. Калининым [7], позже уточненной К.И. Смирновой [20]. В основе методики лежала установленная авторами асинхронная корреляционная связь между интегральными характеристиками уровня и интегральными характеристиками показателей атмосферной циркуляции в форме индексов циркуляции Белинского над Атлантико-Европейской территорией северного полушария. Средняя оправдываемость прогнозов, при допустимой погрешности 40 см, составила 78 %. Однако в силу эмпирической природы методика стала давать сбои, и в 1982 году официальный выпуск прогнозов был прекращен.

В последние годы методика была усовершенствована [2, 3]. Суть усовершенствования заключалась в использовании наиболее информативных предикторов, характеризующих атмосферные процессы над крупными территориями северного полушария. Вместо индексов

циркуляции Белинского, рассчитываемых по ограниченным районам по схеме Вительса, были использованы коэффициенты разложения полей аномалий приземного атмосферного давления в ряды по эмпирическим ортогональным функциям координат (ЕОФ), рассчитанные для крупных территорий северного полушария (рис. 2).

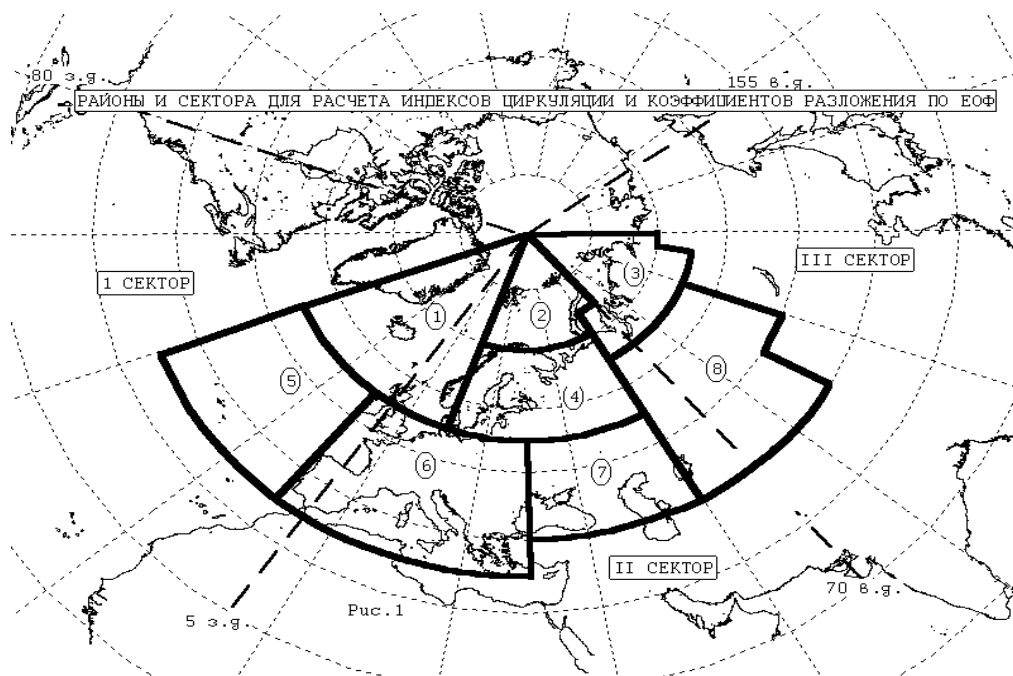


Рис. 2. Сектора, для которых рассчитывались коэффициенты разложения (I–III) и индексы циркуляции Белинского (1–8).

Различие между этими подходами заключается в том, что показатели атмосферной циркуляции, рассчитанные двумя способами, отражают процессы различного масштаба. Индексы циркуляции Белинского характеризуют атмосферные процессы над относительно ограниченными районами и достаточно тесно коррелируются между собой. Кроме того, индексы Белинского рассчитывались вручную разными специалистами, в результате чего нарушается однородность рядов. Индексы Белинского характеризуют только цикло - антициклоническую деятельность, но не отражают направление воздушных потоков.

Что касается коэффициентов разложения, то они характеризуют процессы планетарного масштаба и обеспечивают лучшую физическую интерпретацию исходных полей. Они характеризуют не только интенсивность циркуляции, но и преобладающее направление воздушных потоков. Как известно, ряды разложения полей по ЕОФ быстро сходятся, что позволяет ограничиваться первыми двумя-тремя членами ряда разложения. Это позволяет при разработке методики прогноза ограничиваться меньшим количеством предикторов для достижения одного и того же результата.

При разработке методики в качестве показателя изменчивости уровня моря использовались приращения уровня в смежные годы по пункту Махачкала, обеспечивающему наиболее длинный ряд однородных наблюдений на российском побережье Каспийского моря, охватывающий период с 1900 года по настоящее время. Следует отметить, что кривая многолетнего хода УКМ для пункта Махачкала близко соответствует кривой многолетнего хода среднего УКМ с коэффициентом корреляции 0,95. С физической точки зрения годовые приращения уровня характеризуют отток или приток воды в море, т.е. изменения водного баланса моря.

В качестве показателя изменчивости атмосферных процессов использовались коэффициенты разложения полей аномалий приземного атмосферного давления в ряды по ЕОФ, рассчитанные для трех наиболее информативных секторов, охватывающих Атлантико-Евразийский регион северного полушария.

Как известно, разложение полей в ряд по ЕОФ позволяет с помощью первых трех собственных векторов корреляционных матриц представить в компактном виде основную информацию об этих полях с точностью до 91–95 %. Первые члены ряда, содержащие информацию о начальной фазе и амплитуде крупномасштабных атмосферных процессов, одновременно являются носителями долговременной метеорологической памяти.

По каждому из секторов в расчет принимались по три первых коэффициента разложения, характеризующие среднее значение аномалии давления, зональную и меридиональную составляющую атмосферной циркуляции.

Отклонения от нормы коэффициентов разложения, сохраняющие знак в течение значительного времени, приводят либо к понижению уровня, либо к его повышению. Поэтому естественно предположить, что среднему значению коэффициента разложения должно отвечать такое состояние моря, при котором не происходит ни понижения, ни повышения уровня, т.е. приходная часть водного баланса моря уравнивается расходной частью. Учитывая, что связь между коэффициентами разложения и годовыми приращениями УКМ принимается линейной, последовательное суммирование отклонений значений коэффициентов разложения от нормы должно давать величины, соответствующие ходу УКМ.

Известно, что увеличение заблаговременности прогноза прежде всего связано с учетом наиболее крупных и устойчивых особенностей в многолетнем ходе УКМ и атмосферных процессов. Для этого к исходным рядам была применена процедура скользящего осреднения по различным интервалам времени. В результате из исходных рядов были исключены низкочастотные (вековой ход) и высокочастотные (с периодом менее 5 лет) участки спектра, после чего формировались ряды предикторов и предиктанта путем скользящего суммирования по 5 или 6-летиям. При этом кривая хода накопленных сумм годовых

приращений уровня повторяет, с определенными сдвигами, характер кривой хода накопленных сумм коэффициентов разложения. Соответствие циклических колебаний УКМ и атмосферной циркуляции служит доказательством общности причин, обуславливающих эти колебания.

Установление меры тесноты связей между интегральными характеристиками уровня и показателей атмосферной циркуляции осуществлялось с помощью метода пошаговой множественной линейной регрессии.

Отбор наиболее значимых уравнений регрессии осуществлялся по схеме

$$(\sum \Delta H)_{t+\Delta t} = C_0 + a_i \cdot (\sum B_i)_t + d,$$

где $(\sum \Delta H)_{t+\Delta t}$ – накопленная сумма годовых приращений УКМ на момент прогноза; $(\sum B_i)_t$ – накопленная сумма коэффициентов разложения за интервал времени, предшествующий моменту составления прогноза; C_0 – свободный член; a_i – коэффициенты регрессии; d – ошибка прогноза.

Прогноз по данному уравнению может осуществляться в режиме скользящего оценивания параметров уравнения регрессии. Прогноз УКМ при этом приобретает адаптивный характер, учитывающий происходящие и уточняющие перспективные изменения факторов, формирующих уровенный режим Каспийского моря. Такой подход особенно эффективен, когда приходится иметь дело с относительно ограниченными выборками. Предикторы, отобранные для построения регрессионной прогностической модели, остаются неизменными до того момента, пока ежегодная их оценка показывает достаточную эффективность прогнозирования.

Таким образом, суть усовершенствованной методики состоит в расчете прогностических значений накопленных сумм годовых приращений УКМ на момент прогноза по исходным данным об атмосферной циркуляции, взятым за шесть лет до момента составления прогноза. Средняя оправдываемость фоновых прогнозов изменений УКМ на шесть лет составила 85 %. Данный подход был применен также для расчета прогностических оценок изменений уровня моря на срок 12 и 18 лет [2, 3].

В соответствии с этими оценками, уровень моря в ближайшие 10–12 лет будет колебаться в пределах абсолютных отметок от –27,08 до –27,58 м БСВ (от 92 до 42 см в относительных отметках) с небольшой тенденцией к понижению (со средней скоростью около 4 см/год). Ожидается, что к 2016 году уровень моря может понизиться в среднем на 50 см, достигнув абсолютной отметки –27, 5 м. График фактического хода УКМ с 1958 по 2004 г. и прогностического хода до 2016 г., составленный в Гидрометцентре России, показан

на рис. 3.

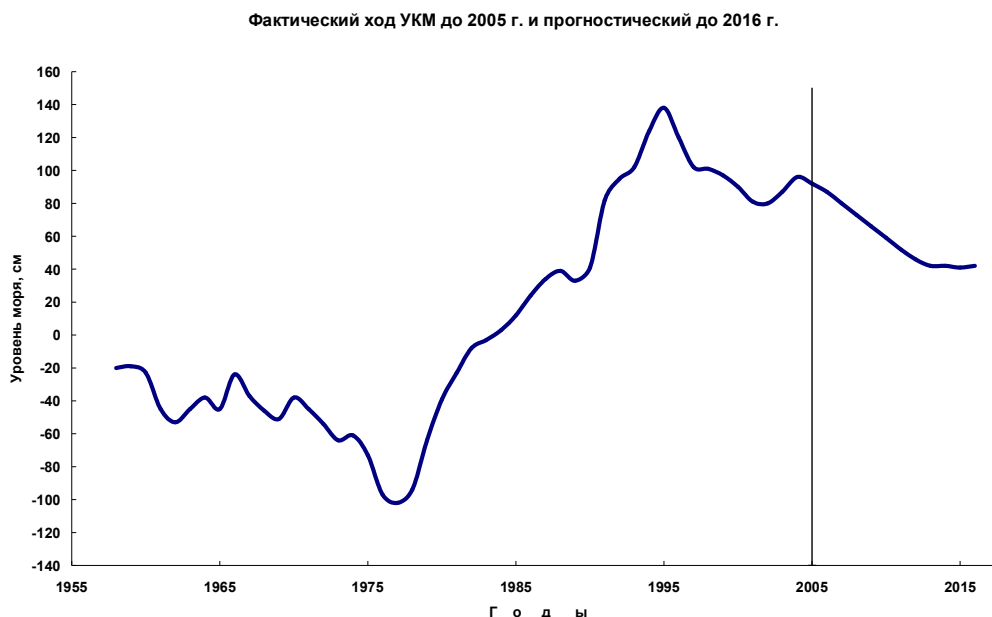


Рис. 3. Кривая многолетнего хода фактических значений уровня моря до 2005 г. и прогностического до 2015 г.

Приведенная прогностическая оценка будущих изменений УКМ в целом согласуется с прогнозами, независимо разработанными в ГГО и ГГИ примерно на эти же сроки.

Приведенные здесь прогностические оценки характеризуют только фон. В отдельные годы уровни могут существенно отклоняться от указанных выше средних отметок. Реальные величины уровня на конкретный момент времени при таком подходе прогнозирования получить принципиально невозможно.

Результаты исследований в ГУ «ГГО»

В ГУ «ГГО» разработан статистический метод прогноза среднего годового уровня Каспийского моря с годовой заблаговременностью [8, 22]. В качестве предикторов использовались осадки на водосборе Волги и Урала за 21–22 месяца, предшествующие моменту составления прогноза (октябрь предыдущего года), и температура теплого периода предыдущего года. При составлении прогноза учитывается сток в залив Кара-Богаз-Гол. Предварительный официальный прогноз выпускается примерно за полгода до выпуска гидрометеорологического бюллетеня ГУ «Гидрометцентр России» с прогнозом уровня на год. Прогноз ГГО каждый год регулярно передается в Гидрометцентр России для использования.

Кроме того, в ГУ «ГГО» выполнены исследования по разработке сверхдолгосрочного прогноза УКМ на десятки лет. Разработаны два таких метода.

Первый метод [15] использует в качестве предикторов характеристики общей циркуляции атмосферы: давление в центре Сибирского максимума, широта Азорского максимума, число дней с третьим типом циркуляции в американском секторе (по Гирсу). По данным прогноза Мещерской и др. ожидается, что уровень моря в 2015–2020 гг. может достигнуть отметки –26, 0 м БСВ.

Второй метод прогноза УКМ разработан на срок 25 лет. Автором метода показано, что время реакции циркуляции атмосферы на изменение солнечной активности происходит с запаздыванием от 20 до 30 лет. Это указывает на принципиальную возможность сверхдолгосрочного прогнозирования на указанные сроки. В основу метода положена установленная асинхронная корреляционная связь (со сдвигом 25 лет) между индексами атмосферной циркуляции и солнечной активностью.

Согласно расчетам по этой зависимости, в первой половине 21 века периоды подъема уровня (2002–2006 гг., 2012–2018 гг.) будут сменяться периодами спада (2006–2010 гг., 2018–2020 гг.).

В ГГО также выполнена важная работа по оценке повторяемости выхода южных циклонов на водосбор Каспия и их влияния на уровенный режим моря. Показано, что повторяемость выхода южных циклонов на водосбор Волги и Каспийское море лучше коррелируется с составляющими водного баланса, чем с индексами атмосферной циркуляции. Было также показано, что повторяемость выхода южных циклонов может служить достаточно информативным предиктором при разработке метода прогноза УКМ с заблаговременностью до трех лет.

В ГГО также разработана и прошла всесторонние испытания региональная модель климата, с помощью которой выполнялись численные оценки изменений климатического режима Каспийского региона при ожидаемом потеплении глобального климата [5].

Выполненные численные эксперименты по воспроизведению составляющих водного баланса Каспийского моря с помощью модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА) показали, что модель ГГО достаточно хорошо воспроизводит долгопериодную изменчивость основных климатических переменных на водосборе Волги и их влияние на динамику речного стока в Каспийское море.

По результатам численных экспериментов сделан вывод о том, что положительные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в тропической части Тихого океана хорошо коррелируются с изменениями УКМ.

Выполненный анализ влияния климатических изменений на сток Волги и колебания УКМ показал, что несмотря на значительное антропогенное воздействие на сток Волги, существует достаточно тесная и устойчивая корреляция между осадками на водосборе и

стоком Волги ($R=0,85$), что дает возможность делать прогностические оценки относительно будущих изменений уровня моря. Показано также, что на сток Волги влияют осадки не текущего года, а за три предшествующие года. При этом было отмечено, что на сток Волги в большей степени оказывают осадки теплого периода года, чем холодного. Этот вывод противоречит выводам других исследователей [6], которые считают, что на сток Волги, а следовательно, и на УКМ, оказывают основное влияние зимние осадки, так как летние осадки в основном испаряются, а осадки в виде снега сохраняются всю зиму и обуславливают весенний паводок.

Также оценено влияние температурного режима на водосборе Волги на УКМ, которое проявляется только в теплый период года и существенно слабее, чем влияние осадков.

Результаты исследований в ГУ «ГГИ»

В 2001 году в ГУ «ГГИ» был разработан вероятностный прогноз УКМ на перспективу до 2020 года.

Для оценки положения УКМ использовался подход, заключающийся в его вероятностном моделировании. При этом в качестве модели колебания уровня использовалось уравнение водного баланса. Основные результаты этих исследований изложены в [8, 22].

За исходный был принят фактический УКМ на 1.01.2001 г., равный $-27,18$ м БСВ. Исходный сток принимался равным 299 км^3 . Нормы испарения с поверхности Каспия и осадков на его акватории составили 959 и 238 мм соответственно. Суммарное уменьшение притока рек в Каспий под влиянием хозяйственной деятельности на 2000 год было принято равным $28 \text{ км}^3/\text{год}$.

Было использовано три возможных сценария изменений климатических условий на водосборном бассейне Каспия: 1) рассчитанный по модели общей циркуляции атмосферы; 2) основанный на предположении, что климат в ближайшие 20 лет будет неизменным; 3) наблюдавшийся в предшествующий многолетний период.

Проведенный анализ результатов моделирования возможных изменений УКМ на ближайшие 30 лет показал, что в перспективе наиболее вероятно понижение УКМ. К 2015 г. уровень понизится до отметок $-27,6$ м – $-28,0$ м БСВ. А к 2030 г. наиболее вероятное положение уровня будет находиться в пределах отметок $-28,4$ м – $-28,9$ м БСВ. Приведенные величины характеризуют наиболее вероятное среднее положение уровня. В отдельные годы или периоды уровень может существенно отклоняться от прогнозируемых величин.

Заключение

1. Приведенные в статье прогностические оценки будущих изменений УКМ, разработанные независимо друг от друга в институтах Росгидромета, в основном согласуются между собой. Прогноз ГГО указывает на то, что в ближайшей перспективе уровень моря будет меняться незначительно, с некоторой тенденцией к понижению, не выходя за пределы абсолютной отметки $-27,80$ м БСВ. По прогнозу ГГИ в ближайшей перспективе также ожидается понижение уровня моря. К 2015 г. наиболее вероятное положение уровня моря будет находиться около абсолютной отметки $-27,6$ м БСВ. Эти оценки должны рассматриваться как ориентировочные.

2. Результаты прогнозов УКМ на долговременную перспективу (5–18 лет) должны время от времени пересматриваться с учетом фактического состояния, тенденций изменения УКМ и показателей атмосферной циркуляции. Прогноз УКМ при этом приобретает адаптивный характер, учитывающий происходящие и уточняющие перспективные изменения факторов, формирующих уровенный режим Каспийского моря.

Для реализации адаптивной системы прогнозирования УКМ необходимо создание системы мониторинга, которая позволяла бы получать комплекс прогнозов уровня на 1 год, 5, 12 и 18 лет, уточняющих друг друга.

3. Учитывая сильную зависимость экономики стран Каспийского региона от изменений уровня Каспийского моря, должно быть уделено большее внимание развитию научных исследований в области причин колебаний УКМ и методов их прогнозирования. Для этого необходимо:

- продолжить работы по исследованию причин и социально-экономических и экологических последствий разномасштабных колебаний УКМ;
- принять дополнительные меры для укрепления сети гидрометеорологических наблюдений на Каспийском море, в особенности равномерной сети, и улучшению системы обмена данными наблюдений между странами Каспийского региона;
- расширить сотрудничество между прикаспийскими странами в области исследований изменений климата и водного баланса Каспийского моря и прогнозирования уровня моря на различные сроки.

Список использованных источников

1. *Абузяров З.К.* и др. Автоматизированный прогноз годового хода уровня Каспийского моря //Труды ГОИНа. – 2009. – Вып. 212. Исследования океанов и морей. – С. 146–155.
2. *Абузяров З.К.* О прогностической оценке фоновых изменений уровня Каспийского моря на срок до 12 лет // Труды Гидрометцентра России. – 2004. – Вып. 339. – С. 3–21.
3. *Абузяров З.К.* Технология прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу 6 и 18 лет / В сб.: «Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна». – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 351–363.
4. *Абузяров З.К.* Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 48–66.
5. *Арне К., Спорышев П.В., Семенов В.А., Бентссон Л., Голицын Г.С., Елисеев А.В., Мелешко В.П., Мещерская А.В., Мохов И.И.* Исследование причин колебаний уровня Каспийского моря с помощью моделей общей циркуляции атмосферы / В сб.: Изменения климата и их последствия. – СПб: Наука, 2002. – С. 165–179.
6. *Белинский Н.А.* Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957.
7. *Белинский Н.А., Калинин Г.П.* О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря // Труды НИУ ГУГМС. – 1946. – Серия IV. – Вып. 37. – С. 3–22.
8. *Георгиевский В.Ю.* Расчеты и прогнозы изменений уровня Каспийского моря под влиянием естественных климатических факторов и хозяйственной деятельности // Труды ГГИ. – 1978. – Т. 255. – С. 94–112.
9. *Гетман И.Ф.* Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря с использованием гелиогеофизических факторов// В кн.: Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). – М.: Научный мир, 2000. – С. 237–254.
10. *Гетман И.Ф.* Об ожидаемом уровне Каспийского моря в первой половине XXI века на основе анализа вековых циклов солнечной активности // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 12. – С. 101.
11. *Дуванин А.И.* К пониманию природы и возможностей прогноза колебаний уровня Каспийского моря // Вестник МГУ. – 1997. – № 2. – С. 36–40.
12. *Калинин Г.П.* Прогноз уровня Каспийского моря // Труды НИУ ГУГМС. – Сер. VIII. – Вып. 1. – 1941. – С. 72.
13. *Калинин Г.П.* и др. Водобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1968. – № 9. – С. 45–52.
13. *Косарев А.Н., Макарова Р.Е.* Об изменениях уровня Каспийского моря и возможности их прогнозирования // Вестник МГУ. – Серия 5. География. – 1988. – № 1. – С. 21–26.
14. *Мещерская А.В., Голод М.П.* О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров / В сб.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 277–293.
15. *Нестеров Е.С.* О связи индексов колебаний циркуляции атмосферы и уровня Каспийского моря / В сб.: Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 323–326.
16. *Никонова Р.Е., Бортник В.Н.* Характеристика межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. – 1994. – Вып. 4. – С. 410–414.

17. Отчет о научно-исследовательской работе по разделу темы 1.7.2.3 за 1999–2000 гг. «Разработать технологию прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу от 5 до 20 лет». – СПб., 2000.
18. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – С. 525.
19. *Смирнова К.И.* Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. – 1972. – Вып. 94. – С. 122.
20. *Смирнова К.И., Шереметевская О.И.* Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня // Труды ГМИЦ СССР. – 1967. – Вып. 3. – С. 49–74.
21. *Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Ежов А.В.* Вероятностный прогноз уровня Каспийского моря / В сб.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 327–341.

Поступила в редакцию 15.04.2011

To the question about the super long forecasting the level of the Caspian sea

Z.K. Abousiarov

This report gives a brief review of works for the super-long prediction of the Caspian sea level fluctuation, which have been made in Hydrometcentre of Russia and other Roshydromet entities. The near-term outlook prognostic assessments of Caspian sea background fluctuation are presented.

Keywords: sea level, atmosphere circulation, forecast.

ТИПИЗАЦИЯ ШТОРМОВЫХ ЦИКЛОНОВ, ВЫЗЫВАЮЩИХ ОПАСНОЕ ВОЛНЕНИЕ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

А.А. Лукин

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
lukin@mecon.ru

Исследуются процессы формирования опасного ветрового волнения на акватории Северной Атлантики в течение трех холодных периодов (октябрь–март) с 2007 по 2010 г. Описаны семь типов циклонов, при которых на акватории Северной Атлантики формируются зоны опасного волнения с высотой волн 8 м и более.

Ключевые слова: Северная Атлантика, траектории циклонов, опасное ветровое волнение.

Введение

Циклоническая деятельность, развивающаяся над акваторией Северной Атлантики в холодный период года, приводит к существенному изменению режима ветра, выраженному в увеличении его скоростей. При этом в циклонах нередко возникают зоны штормовых и ураганных ветров и сопровождающее их опасное ветровое волнение. В силу того, что ветровое волнение существенно влияет на деятельность человека, его диагноз и прогноз представляет большой интерес для мореплавания, рыболовства, гидротехнического строительства, добычи нефти и газа на шельфе и других видов морской деятельности [1, 5]. Наиболее важен прогноз опасных ветровых волн. Согласно типового перечня опасных природных явлений [6], 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.

Изучению атмосферных процессов над акваторией Северной Атлантики, в том числе траекториям циклонов, посвящены работы [2, 4, 7]. В частности, в [2, 4] разработана типизация синоптических ситуаций, при которых скорости ветра над океаном достигают опасных и особо опасных значений. Выявление особенностей атмосферной циркуляции, при которых в штормовых циклонах на акватории Северной Атлантики формируются очаги опасного волнения, представляет большой интерес. Однако возникновение зон штормовых ветров, в силу специфических особенностей формирования ветрового волнения, не во всех случаях сопровождается возникновением очагов опасного волнения.

Типизация штормовых циклонов, которые вызывают формирование очагов опасного волнения, является самостоятельной задачей и требует большей детализации. Поэтому

задачей настоящего исследования являлось выявление типовых синоптических ситуаций для штормовых циклонов, при которых на акватории Северной Атлантики наблюдалось формирование зон опасного волнения (высота волн 8 м и более).

В настоящей работе в первую очередь были выявлены особенности атмосферной циркуляции в приводном слое и средней тропосфере, сопутствующие возникновению опасного волнения. Затем было определено среднее положение атмосферных фронтов у поверхности, а также положение планетарной высотной фронтальной зоны на катах АТ500 [3], с которой связано возникновение и развитие циклонов, вызывающих опасное волнение. Выявлены механизмы перемещения штормовых циклонов, а также процессы формирования и распространения связанных с ними очагов опасного волнения.

Использованные материалы и методика типизации штормовых циклонов

В основу типизации штормовых циклонов был положен следующий комплекс признаков подобия:

- 1) районы зарождения штормовых циклонов;
- 2) генезис и эволюция штормовых циклонов;
- 3) направление ведущего потока и траектории перемещения штормовых циклонов;
- 4) среднее положение планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) в средней тропосфере и приземных атмосферных фронтов;
- 5) географическая локализация центров штормовых циклонов и связанных с ними очагов штормового ветра и опасного волнения;
- 6) географическая локализация центров барических образований и их эволюция в средней тропосфере над акваторией океана и близлежащих районах.

На первом этапе работы использовались карты анализа волнения, составленные в ОМГП ГУ «Гидрометцентр России» за 00 и 06 ч ВСВ за трехлетний период 2007–2010 гг. Карты анализа высоты волнения составляются на основе данных синоптической ситуации, буйковых и судовых наблюдений за высотами ветрового волнения и волнами зыби. С их помощью были выявлены случаи, когда штормовые и ураганные ветра вызывали на акватории Северной Атлантики опасное волнение (с высотами ветровых волн 8 м и более).

Для более детального выявления на акватории океана очагов опасного волнения были использованы буйковые наблюдения с интервалом наблюдений около 1 ч. Для этого с помощью программы NABL был создан архив наблюдений за высотами волн на акватории Северной Атлантики на основе данных 16 заякоренных океанских буюв, равномерно распределенных на акватории океана.

На втором этапе с помощью карт приземных барических полей и карт абсолютной топографии уровня 500 гПа Метеорологического центра Великобритании (г. Эксетер) были изучены процессы, происходящие в атмосфере над акваторией Северной Атлантики (<http://wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html>). На этом этапе были рассмотрены синоптические процессы за период с октября 2007 по март 2010 года в дни, когда над акваторией океана наблюдались штормовые и ураганные ветры, приводящие к возникновению очагов опасного волнения (<http://wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html>).

Далее в соответствии с исходным комплексом признаков подобия было произведено разделение штормовых циклонов на типы. Это разделение было произведено на основе ряда наблюдений с 2007 по 2010 г. Нумерация типов штормовых циклонов производилось с учетом этапов развития барических образований в порядке прохождения штормовыми циклонами эволюции. Всего за рассматриваемый период было выявлено 264 случая возникновения опасного волнения в штормовых циклонах, из них 262 случая были разделены на 7 типов, ограниченное число некоторых случаев возникновения опасного волнения не позволили выделить их в самостоятельные типы.

После разделения штормовых циклонов на типы были рассчитаны их средние характеристики, такие как атмосферное давление в момент образования очагов опасного волнения, скорость перемещения циклонов, максимальная скорость штормовых ветров. На основе осредненных параметров штормовых циклонов были составлены схематические карты синоптических ситуаций для каждого типа.

Составлен календарь однотипных процессов, обуславливающих возникновение в Северной Атлантике очагов штормового ветра и опасного волнения. На основе этих данных была рассчитана повторяемость различных типов штормовых циклонов по месяцам, а также их общая повторяемость. Распределение повторяемости типов штормовых циклонов по месяцам представлено в (табл. 1).

Таблица 1

Распределение повторяемости типов штормовых циклонов (%) по месяцам

Номер типа	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
I	9	12	14	21	23	21
II	8	15	26	17	19	15
III	8	8	47	26	11	0
IV	14	12	17	20	10	19
V	6	21	19	13	19	23
VI	14	14	14	36	21	0
VII	4	0	50	8	38	0

В табл. 2 представлена общая повторяемость типов штормовых циклонов. Из таблицы видно, что наиболее распространенным является тип II штормовых циклонов, а наименьшая повторяемость у VI типа.

Таблица 2

Общая повторяемость типов штормовых циклонов (%)

Номер типа	I	II	III	IV	V	VI	VII
Повторяемость типа	16	20	15	16	18	5	9

Вследствие того, что каждому типу штормовых циклонов соответствует отличная от других географическая локализация центров циклонов, а особенности циркуляции в средней тропосфере приводит к различиям в скорости и направлении перемещения циклонов, была составлена схематическая карта типичных траекторий штормовых циклонов. Для составления карты первоначально на нее были нанесены траектории всех циклонов и положения их центров в срок 00 ч ВСВ отдельно для каждого типа в моменты существования очагов опасного волнения. Далее были выбраны средние траектории циклонов, характерные для каждого типа. На рис. 1 представлена карта средних траекторий различных типов штормовых циклонов.

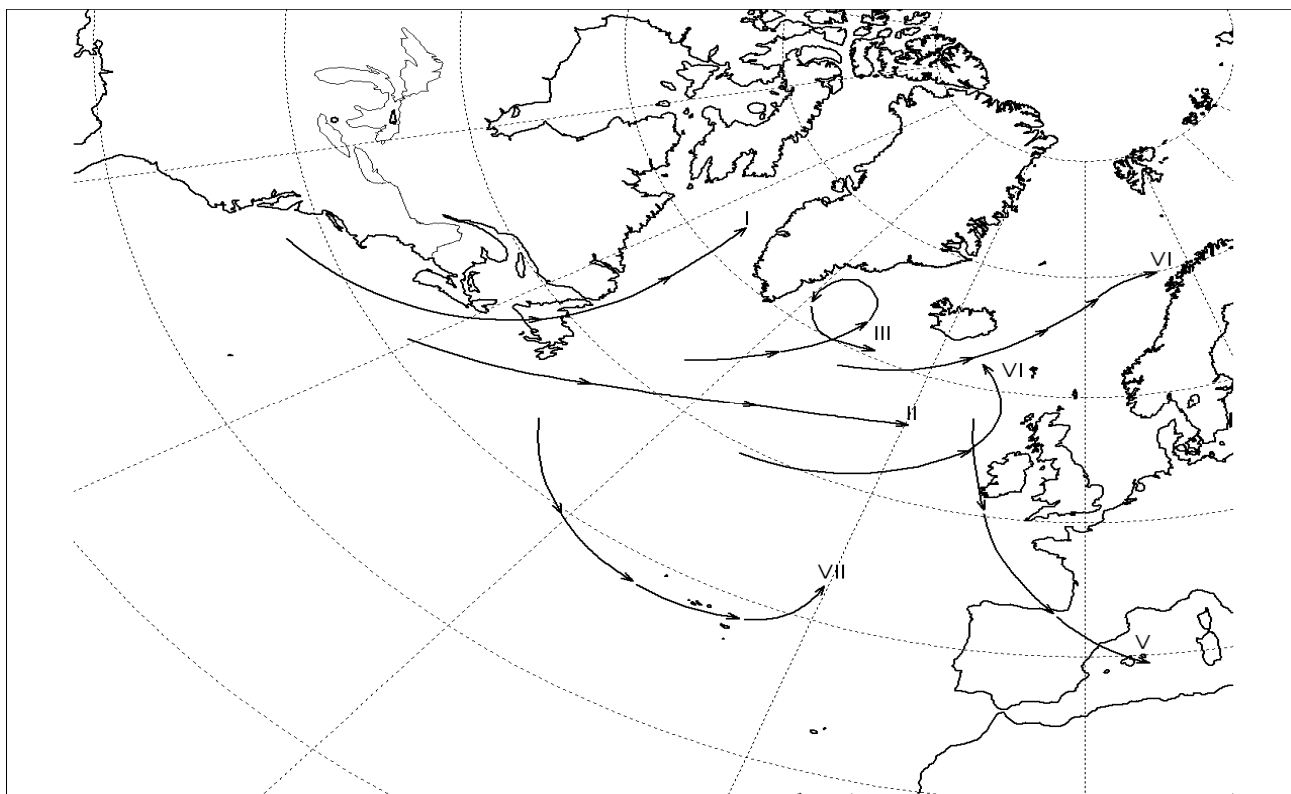


Рис. 1. Средние траектории различных типов штормовых циклонов.

Описание типов штормовых циклонов

Tun I

Штормовые циклоны и связанное с ними опасное волнение при типе I обусловлены выходом быстродвижущихся циклонов с континента Северной Америки на акваторию Северной Атлантики к югу от острова Ньюфаундленд. Местом зарождения этих циклонов в основном являются южные районы Северной Америки, иногда циклоны данного типа зарождаются над северной частью акватории Мексиканского залива и к востоку от полуострова Флорида. Как правило, это самостоятельно развивающиеся циклоны. Атмосферная циркуляция в средней тропосфере преимущественно меридионального типа.

В момент зарождения циклонов данного типа происходит формирование хорошо выраженной высотной ложбины, которая вытягивается от центра околополярного вихря в сторону Азорских островов. В это же время к западу от ложбины развивается высотный гребень, в его сторону с северо-запада смещается слабовыраженная высотная ложбина, под которой и формируется молодой циклон.

Далее при перемещении молодого циклона в район расположения высотного гребня происходит его резкое углубление, с чем связано образование зон штормовых и ураганных ветров, средняя скорость которых составляет 30 м/с, а максимальные высоты волн достигают 12 м. Циклоны перемещаются вдоль Северо-Атлантического течения со средней скоростью 47 км/ч на северо-восток и север, в некоторых случаях при очень сильно развитой меридиональной циркуляции переходят в VII тип, становясь малоподвижными в районе острова Ньюфаундленд. Впоследствии обычно углубляются и при благоприятных условиях вливаются в систему Исландской депрессии. Изначально циклоны типа I и циклон в районе Исландии развиваются на разных атмосферных фронтах, но располагающихся параллельно и недалеко друг от друга. Давление в циклонах данного типа в момент образования опасного волнения составляет в среднем 978 гПа. Зона ураганных ветров и опасного волнения обычно возникает к югу от полуострова Новая Шотландия и смещается на северо-восток к острову Ньюфаундленд.

После этого, в зависимости от траектории циклона, очаг опасного волнения огибает остров Ньюфаундленд и распространяется к северу и северо-востоку или на короткое время исчезает и появляется вновь к северу – северо-востоку от острова Ньюфаундленд, нередко достигая побережья Гренландии. Очаги опасного волнения возникают в основном в тыловых частях циклонов, но в ряде случаев охватывают теплый сектор и передние части циклонов. С развитием данного типа штормовых ситуаций связано разрушение высотной ложбины, изначально располагающейся над центральной частью океана. Повторяемость этого типа 16 %. Наибольшая повторяемость приходится на февраль и составляет 23 %, средняя продолжительность циклона не превышает 1–3 суток. Данный тип штормовых

ситуаций в результате эволюции в некоторых случаях переходит в тип II или III в зависимости от атмосферной циркуляции, развивающейся в средней тропосфере.

Tun II

Жестокие штормы и ураганы при возникновении II типа штормовых циклонов также обусловлены быстродвижущимися циклонами. Этот тип штормовых циклонов вызывает опасное волнение в основном к востоку и северо-востоку от острова Ньюфаундленд. Данный тип иногда возникает из типа I при смене меридиональной циркуляции на зональную. Смена циркуляции происходит над Северной Америкой и западной частью океана, восточная же часть океана обычно находится под влиянием гребня высокого давления и циркуляции меридионального характера.

Штормовые циклоны зарождаются главным образом над южной частью Северной Америки, немного восточнее, чем циклоны I типа. В некоторых случаях циклоны данного типа зарождаются к югу или юго-востоку от острова Ньюфаундленд.

Данный тип отличается от типа I циркуляцией в средней тропосфере над океаном. Так, расположение высотных гребней и ложбин в момент зарождения и развития циклона сходно с I типом, но имеют намного меньшую амплитуду, а циклон в районе Исландии имеет большую глубину. При типе I между циклоном, расположенным в районе Исландии, и развивающимся штормом типа I всегда наблюдается гребень высокого давления, хорошо выраженный как в приземном слое, так и в более высоких слоях тропосферы. Гребень высокого давления обычно слабо выражен, а северный и южный циклоны имеют общие замкнутые изобары и, в отличие от типа I, развиваются на одном атмосферном фронте. При этом в процессе углубления циклона I типа, циклон в районе Исландии заполняется. Давление в циклоне, расположенном в районе Исландского минимума, в среднем 980 гПа, а в южном циклоне – 971 гПа.

Циклоны II типа, сформировавшиеся в тропических широтах, в соответствии с ориентацией ведущего потока, смещаются на восток– северо-восток со средней скоростью 65 км/ч и обычно вовлекаются в систему Исландской депрессии. Зона ураганных ветров и опасного волнения охватывает главным образом тропические и субтропические области Центральной Атлантики. Скорости штормовых ветров в среднем 30 м/с, высота ветровых волн достигает 12 м. Очаг опасного волнения возникает к югу – юго-востоку от острова Ньюфаундленд и впоследствии смещается вместе с системой штормовых ветров данного циклона на восток – северо-восток. При этом из-за больших скоростей перемещения циклонов данного типа ветровое волнение не развивается до максимально возможных значений. В некоторых случаях при этом возможно одновременное существование

ураганных ветров и опасного волнения на южной окраине исландского циклона, но, как правило, эти очаги ослабевают.

Повторяемость этого типа составляет 20 %. Средняя продолжительность немногим более суток, максимальная – трое суток. Ситуации, относящиеся к типу II, характерны для всего холодного периода, максимум случаев приходится на декабрь (26 %). На рис. 2 представлена синоптическая карта со штормовым циклоном II типа, на которой отмечена его траектория и очаг опасного волнения

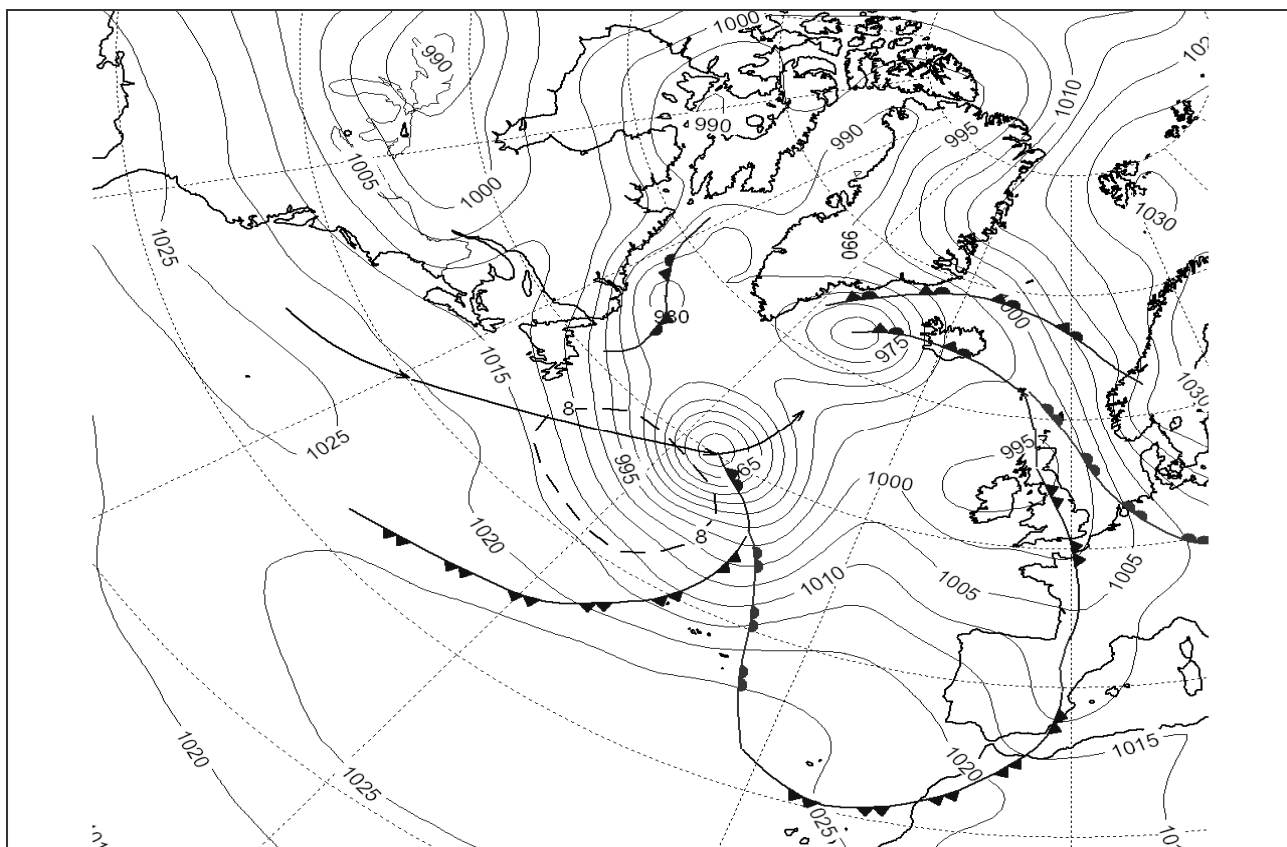


Рис. 2. Синоптическая ситуация при штормовых циклонах II типа.

Тип III

Тип III можно рассматривать как эволюцию штормовых циклонов I и II типа, в некоторых случаях циклоны этого типа зарождаются самостоятельно, обычно в районе, расположенном к востоку от острова Ньюфаундленд. При возникновении штормов III типа Исландская депрессия, которая обычно является одноцентровой и квазистационарной, значительно углубляется и расширяется за счёт теплых воздушных масс, поставляемых циклонами, перемещающимися с юга. Среднее значение атмосферного давления в этих циклонах составляет 964 гПа, но в некоторых случаях его значения наблюдается ниже 940 гПа. Для данного типа характерна зональная циркуляция атмосферы в первые сутки его

существования, которая в ходе эволюции циклонов перестраивается в меридиональный тип, в связи с этим в первые сутки штормовые циклоны достаточно быстро перемещаются на север – северо-восток. Средняя скорость перемещения составляет 40 км/ч.

В дальнейшем, в ходе эволюции циклонов III типа, в районе Исландского минимума возникает высотный циклон, для которого характерна замкнутая циркуляция во всей тропосфере, а к востоку от него развивается гребень высокого давления, распространяющийся далеко на север. Такое расположение барических образований приводит к развитию так называемого блокирующего процесса, при котором исключается прохождение североатлантических циклонов в районы Норвежского и Баренцева морей. При этом скорость перемещения циклонов снижается обычно до 10-15 км/ч.

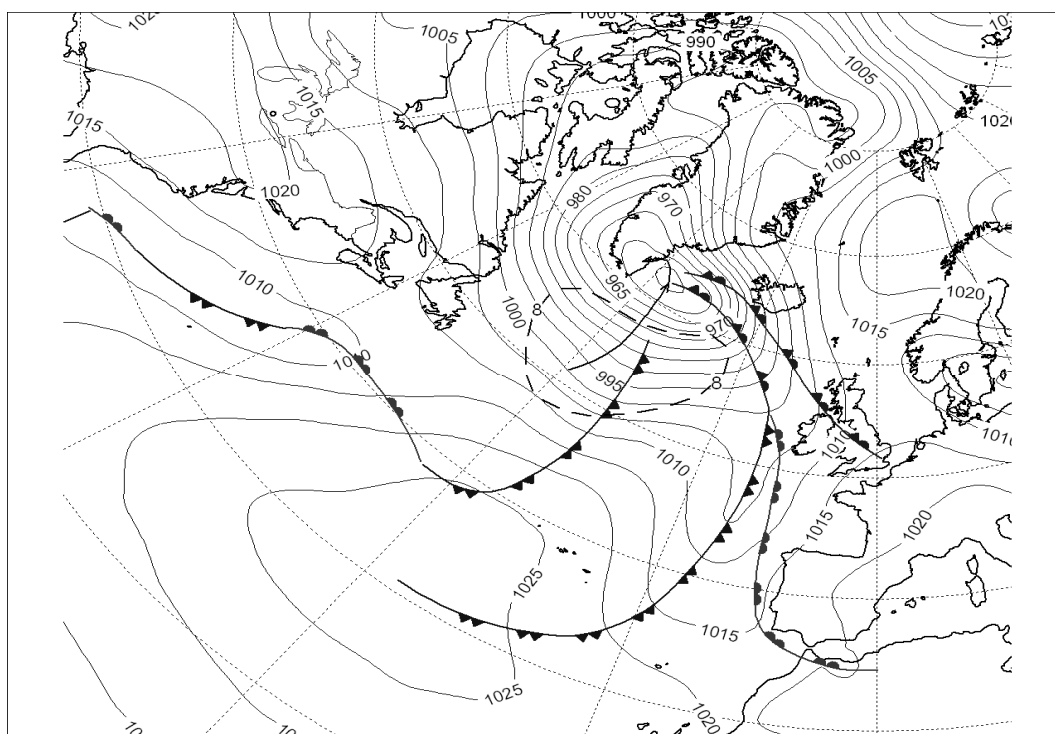


Рис. 3. Синоптическая ситуация при штормовых циклонах III типа.

В некоторых случаях при усилении блокирующего антициклона (гребня) наблюдается попятное смещение длинных волн с востока на запад и, соответственно, смещение на запад самого циклона, центр которого описывает петли. При этом происходит смещение связанной с этим циклоном зоны штормовых ветров и опасного волнения, которые охватывают большие площади и медленно перемещаются на север – северо-восток. Вследствие большой устойчивости блокирующих процессов, обширная зона штормовых ветров, средняя скорость которых составляет 28 м/с, может существовать непрерывно до нескольких суток (2–3 суток). При этом опасное ветровое волнение развивается в максимальной степени, в некоторых случаях высоты волн достигают 17 м. Тип III

встречается сравнительно часто в течение холодного периода года (15 %). Декабрь является месяцем с максимальной его повторяемостью (47 %). На рис. 3 представлена синоптическая карта с циклоном III типа.

Tun IV

Штормовые циклоны IV типа зарождаются самостоятельно или в некоторых случаях являются эволюцией штормовых циклонов II типа. Районом зарождения для циклонов данного типа служат окрестности акватории океана, прилегающей к Исландскому минимуму. В основном это районы, расположенные к западу и юго-западу от острова Исландия. Синоптические процессы при штормах IV типа отличаются от III типа тем, что на высотах преимущественно наблюдается зональная циркуляция атмосферы, поэтому эти циклоны более подвижны. Средняя скорость перемещения составляет 57 км/ч. Циклоны IV типа не задерживаются в районе Исландского минимума, а выходят на акваторию Норвежского моря, нередко выходя на территорию Европы. При этом приземное барическое поле сходно с III типом, но давление в антициклоне над Гренландией существенно ниже, а в штормовом циклоне, наоборот, выше и составляет в среднем 969 гПа.

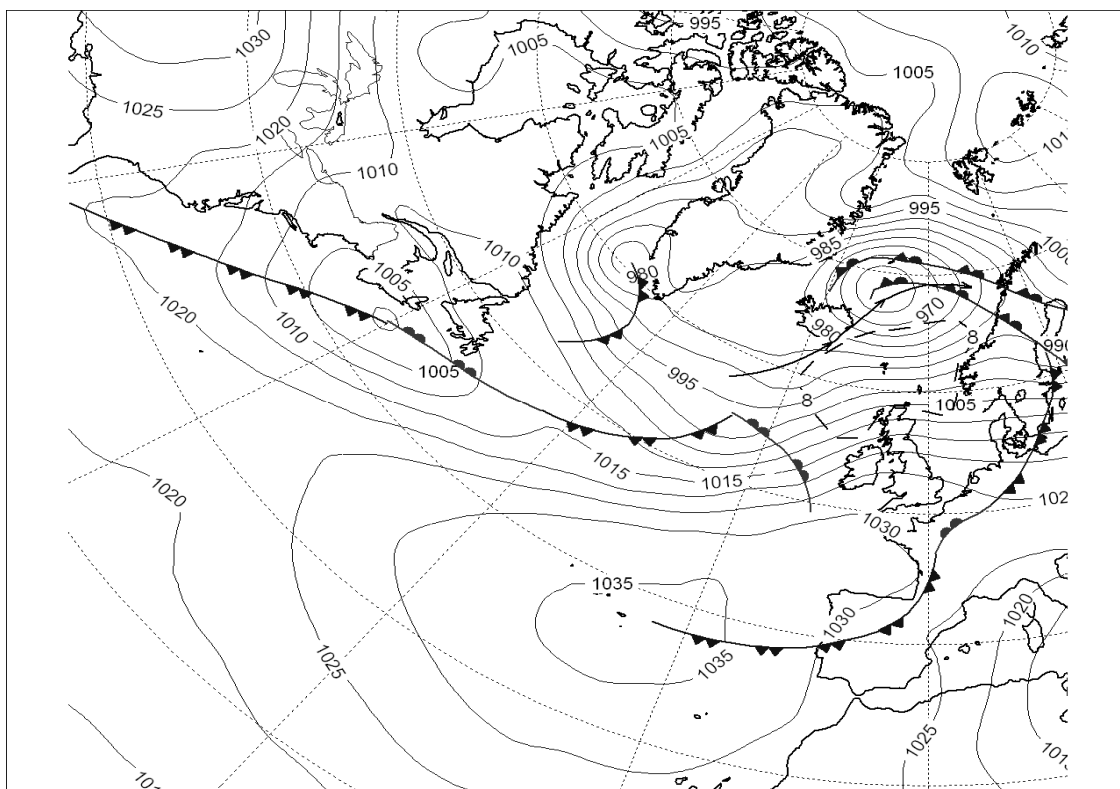


Рис. 4. Синоптическая ситуация при штормовых циклонах IV типа.

Зона штормовых ветров и опасного волнения в циклонах IV типа возникает к югу от Гренландии и перемещается вместе с зоной штормовых ветров на восток – северо-восток. При этом средняя скорость штормовых ветров 25 м/с, что немного ниже, чем при типе III, но перемещение циклонов приводит зачастую к распространению опасного волнения в район Британских островов и на акватории Норвежского и Северного морей. Высота ветровых волн обычно не превышает 12 м, но в некоторых случаях достигает 16 м. Зона штормовых ветров и опасного волнения охватывает обычно тыловую часть циклона. Выход циклонов данного типа на Европу сопровождается разрушениями и наводнениями. Данный тип наблюдается в 16 % случаев. Средняя его продолжительность около двух суток, максимальная достигает четырех суток в зимние месяцы. В эти же месяцы тип IV имеет наибольшую повторяемость, которая в январе составляет 29 %. На рис. 4 представлена синоптическая карта с циклоном IV типа.

Tun V

Тип V может быть продуктом эволюции IV и II типов штормовых циклонов. Смещение этих циклонов на восток приводит к смене атмосферной циркуляции над акваторией океана. В результате на востоке океана образуется высотная ложбина, а над центральной частью океана в этот момент развивается гребень высокого давления, над восточной частью Северной Америки обычно тоже располагается высотная ложбина. Такое положение барических образований соответствует смене зональной циркуляции на меридиональную. Отрог гренландского антициклона распространяется к югу, а гребень субтропического вытягивается на север, формируя устойчивую меридионально ориентированную область высокого давления над Центральной Атлантикой. Западные и восточные районы океана заняты областями низкого давления. Здесь образуются циклоны, с которыми связано возникновение штормовых ветров и опасного волнения.

Районом зарождения циклонов V типа является область, расположенная к югу от острова Исландия. Возникший в северных широтах штормовой циклон смещается на юг – юго-восток со средней скоростью 49 км/ч, впоследствии становясь малоподвижным или заполняясь над Европой. Среднее давление в циклонах составляет 971 гПа. Штормовые ветры и очаги опасного волнения охватывают тыловые части таких циклонов в районе Исландии, Фарерских островов, к западу от Ирландии нередко достигая Бискайского залива и побережья Португалии. Смещаются обычно на юг – юго-восток, нередко достигая широты Азорских островов. При переходе циклонов II и IV типа в V тип смена атмосферной циркуляции приводит к усилению штормовых ветров, что нередко приводит к развитию

ветрового волнения в максимальной степени. При этом высоты ветровых волн могут достигать 18 м. Средняя скорость штормовых ветров составляет 28 м/с.

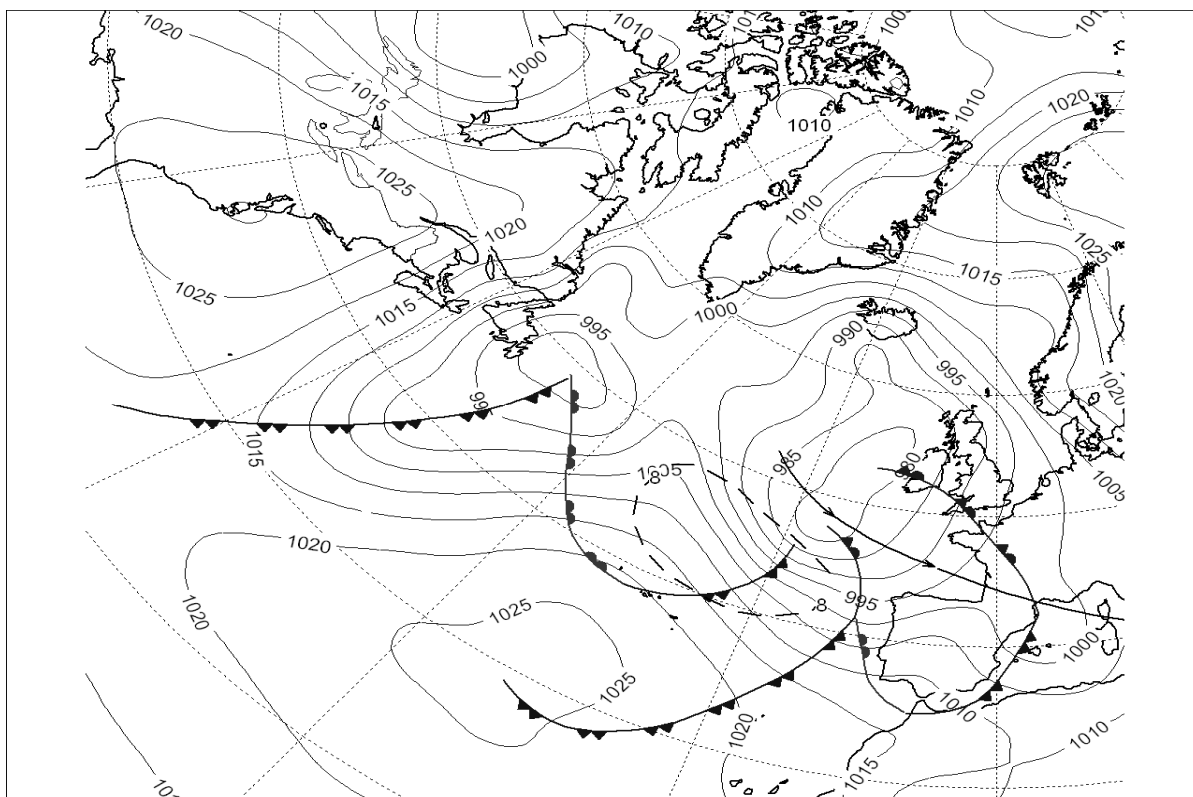


Рис. 5. Синоптическая ситуация при штормовых циклонах V типа.

При возникновении штормовых циклонов V типа нередко случаи возникновения зон штормовых ветров и опасного волнения на периферии циклона в районе Фарерских островов и акватории Северного моря, как правило это штормовые ветры юго-восточного направления. Развитию штормовых циклонов V типа обычно предшествует возникновение циклонов I типа. Эти два типа штормовых циклонов могут существовать одновременно, но в некоторых случаях возникновение циклонов V типа происходит спустя 1–3 суток после завершения штормов I типа. Повторяемость данного типа циклонов 18 %, наиболее часто возникает в марте – 23 % случаев. На рис. 5 представлена синоптическая карта с циклоном V типа.

Tun VI

Штормовые циклоны VI типа возникают на южной окраине заполняющихся циклонов III типа. Обычно районом зарождения являются центральные части океана. При этом Исландская депрессия очень хорошо развита по высоте и, как правило, является

центральным. При этом в его южной части возникают большие градиенты температуры, что способствует возникновению небольших по площади быстро движущихся циклонов, которые перемещаются по дугообразной траектории. Средняя скорость перемещения составляет 65 км/ч. Циклоны данного типа смещаются вначале на восток – северо-восток, а в дальнейшем обычно на север, в некоторых случаях втягиваясь в циклон, располагающийся в районе Исландии, переходят в III тип. Средняя скорость штормовых ветров составляет 28 м/с. Среднее атмосферное давление составляет 970 гПа. Очаг штормовых ветров и опасного волнения возникает к западу от Британских островов на фоне сильно развитого ветрового волнения.

Опасное волнение вследствие больших скоростей перемещения циклонов данного типа не развивается в максимальной степени, а высота ветровых волн не превышает 12 м, при этом очаг опасного волнения смещается на восток до Британских островов и впоследствии распространяется на север – северо-восток до острова Исландия. Средняя продолжительность типов 1–2 суток, максимальная – трое суток. Повторяемость данного типа небольшая и составляет 5 % от общего количества случаев штормовых циклонов. Наиболее часто циклоны этого типа встречаются в январе (повторяемость составляет 36 %).

Tun VII

При типе VII штормовые ветры и опасное волнение связаны с глубоким, обширным циклоном в центральных районах океана. Район расположения циклонов данного типа обширный и занимает зону, расположенную между островом Ньюфаундленд и Пиренейским полуостровом. Данный тип возникает при эволюции процессов типа II (происходит сильное углубление циклона и его развитие до больших высот) или самостоятельно при возникновении сильно развитой меридиональной циркуляции над океаном. При этом происходит обособление южной части ложбины, вытянутой от околполярного вихря в самостоятельный циклон VII типа, который хорошо прослеживается на всех уровнях в тропосфере и обычно располагается в районе Азорских островов. В некоторых случаях штормовые циклоны VII типа возникают одновременно с I типом и являются следствием эволюции барических образований. При этом над Северной Америкой и Европой обычно располагаются области высокого давления, а над центральной частью океана – ложбина, хорошо выраженная на высотах. На южной окраине таких ложбин высокие градиенты температур в тропосфере способствуют возникновению штормовых циклонов. Приземный центр вместе с высотным медленно, в среднем со скоростью 33 км/ч, смещается на восток –северо-восток или стационарирует.

Давление в циклонах данного типа в среднем 986 гПа. Скорость штормовых ветров в среднем составляет 25 м/с. В случае объединения гренландского антициклона с отрогом Азорского максимума, вся Восточная Атлантика оказывается занятой областью высокого давления. Зона штормовых ветров и опасного волнения располагается главным образом в субтропических и частично в умеренных широтах Центральной Атлантики, что представляет для судов большую опасность, так как в этих широтах опасное волнение развивается редко, и данные районы по этой причине используются чаще остальных для мореплавания. Зона штормовых ветров вместе с центром циклона перемещается достаточно медленно, что создает благоприятные условия для максимального развития опасного ветрового волнения, нередко в хорошо развитых циклонах высота волн достигает 14 м.. Очаги опасного волнения перемещаются преимущественно на восток. Средняя продолжительность штормов VII типа около 2 суток, максимальная – 4 суток. Повторяемость данного типа составляет 9 %, наиболее часто встречается в декабре (50 %) и феврале (38 %).

Заключение

Типизация штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение на акватории Северной Атлантики, отличается от типизации синоптических процессов, вызывающих очаги штормового и ураганного ветра, так как для возникновения опасного волнения недостаточно возникновения зон штормовых и ураганых ветров, а необходимо одновременное сочетание нескольких факторов.

Основным фактором при формировании опасного волнения является возникновение очагов штормовых ветров со скоростями ветра, равными или превышающими 24 м/с. Такая скорость ветра, или большие её значения, определены с помощью номограммы расчета высоты ветрового волнения [1], что может вызвать возникновение ветрового волнения с высотой волн 8 м и более. Также большую роль играет разгон волн, на который может влиять близость береговой линии или особенности зон штормовых ветров. При штормовых ветрах, направленных от берега в океан, опасное волнение возникает не у берега, а на некотором расстоянии от него. В зонах штормовых ветров протяженностью менее 500 км опасное ветровое волнение также не возникает по причине недостаточного разгона.

На возникновение в циклонах очагов штормового и ураганного ветра влияют в основном характеристики термобарического поля в районе рассматриваемого циклона и его этапа эволюции.

Разделение штормовых циклонов на типы позволяет на основе данных анализа синоптической ситуации прогнозировать возникновение и распространение очагов опасного волнения на акватории Северной Атлантики.

Список использованных источников

1. *Абузаров З. К.* Морское волнение и его прогнозирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 166 с.
2. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. – М.: ГУНИО, 1978. – 140 с.
3. *Воробьев В. И.* Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
4. *Никольская Н. А. и др.* Типовые барические поля при жестоких штормах и ураганах в Северной Атлантике // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1978. – Вып. 40. – С. 29–45.
5. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под ред. З. К. Абузарова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – 526 с.
6. РД 52.88.699-2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений.
7. *Blender R., Fraedrich K., Lunkeit F.* Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic // Quart. J. Roy. Met. Soc. – 1997. – Vol. 123. – P. 727–741.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Typification of the storm cyclones caused the dangerous wind waves in Northern Atlantic

Lukin A.A.

Dangerous wind wave formation in Northern Atlantic during three cold periods (October-March, 2007–2010) is investigated. Seven types of cyclone trajectories caused the forming of the dangerous waves with height 8 m and more are described.

Keywords: North Atlantic, cyclones trajectory, dangerous wind waves.

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ЦЕНТРОВ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ НА ХАРАКТЕР ЗИМ НА МОРЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

И.О. Думанская

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
sea-ice@ mecom.ru

Выполнен анализ влияния центров действия атмосферы на суровость предстоящей зимы. Исследованы статистические связи параметров поля приземной температуры воздуха и поля давления с суммой накопленных отрицательных температур за ледовый сезон. Впервые получены количественные параметры влияния различных предикторов на суровость будущих зим на акваториях морей европейской части России. Построены карты географического распределения этих параметров. Объяснен ряд закономерностей, выявленных при анализе этих карт. Доказана возможность единого подхода к разработке метода долгосрочного ледового прогноза на морях европейской части России.

Ключевые слова: Центры действия атмосферы, макроциркуляционные атмосферные процессы, критерии суровости зимы, потоки количества движения и тепла, термобарическое поле, зональные и меридиональные потоки тепла, ледовые процессы на морях европейской части России.

Введение

Долгосрочные прогнозы суровости зим и ледовых явлений основываются на учете климатических особенностей региона и ожидаемого влияния атмосферных процессов. С изменением характера погоды на акваториях морей меняется и характер ледовых условий на этих морях. Результат неэффективно работающих в настоящее время статистических связей, полученных в прошлом веке для целей долгосрочного прогнозирования на коротких рядах данных, заставляет в настоящее время искать природные закономерности более общего характера, сохраняющие свое действие в течение длительного периода. Поскольку в последние годы мы являемся свидетелями резких климатических изменений, которые не вписываются в работу прежних зависимостей, необходим анализ причин происходящего и внесение корректив в прогностические алгоритмы на основе использования корреляционного анализа большого числа предикторов [6]. Степень влияния этих предикторов на будущие ледовые процессы различна для разных месяцев, предшествующих зимнему периоду. Целью настоящего исследования являлся анализ особенностей влияния

центров действия атмосферы, а также зональных и меридиональных потоков тепла и количества движения на суровость предстоящей зимы на морях европейской части России.

1. Влияние макроциркуляционных атмосферных процессов на суровость зим

Происходящие климатические перемены связаны, предположительно, со сменой макроциркуляционных эпох. Количественная оценка макроциркуляционных атмосферных процессов, оказывающих влияние на климат различных районов земного шара, может быть сделана, например, по классификации, разработанной Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом. Авторы классификации, являющиеся также авторами макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов, исходили из того, что в северном полушарии основным является западно-восточный перенос (западная форма циркуляции W), который нарушается меридиональными потоками тепла и количества движения (формы циркуляции E и C). Эти нарушения происходят из-за неравномерности нагревания суши и моря, циклонической деятельности на тропосферных фронтах, солнечной активности, «комплекса космико-геофизических факторов» [2, 4]. Метод основан на выявлении однородных атмосферных процессов, повторяющихся в различные месяцы года и являющихся характерными для отдельных регионов земного шара.

При разработке метода долгосрочного прогноза ледовых явлений на европейских морях, который в значительной мере является прогнозом суровости зим, были исследованы особенности накопления сумм градусодней мороза и их влияния на ледовые характеристики морей [9]. Сумма градусодней мороза (СГДМ) – абсолютная величина суммы отрицательных температур воздуха, накопленной от дня перехода температуры воздуха через 0 °С осенью к отрицательным значениям до дня, на который прогнозируется ледовая характеристика (дата появления льда, дата достижения толщины льда определенных значений и т.д.). СГДМ, накопленная в течение всего ледового сезона определяет суровость зимы.

В целях исследования межгодовой изменчивости ледовых условий на морях была выполнена типизация ледовых условий по рядам сумм градусодней мороза. К умеренным зимам отнесены такие зимы, для которых сумма градусодней мороза попадала в интервал от значения, соответствующего «средняя многолетняя СГДМ плюс 20 % амплитуды изменчивости СГДМ» до значения «средняя многолетняя СГДМ минус 20 % амплитуды изменчивости СГДМ». При этом, как наименее характерные, исключались две крайние аномальные зимы – самая холодная и самая теплая. Необходимо заметить, что критерии суровости, как и прочие статистические характеристики, не являются постоянными. Их изменение при переходе от одного временного периода к другому характеризует изменения

климата в конкретном регионе. В табл. 1 приведены статистические характеристики и интервалы критериев суровости зим по СГДМ в Архангельске (°C):

- для 175-летнего периода (с ледового сезона 1835–1836 гг. по сезон 2009–2010 гг.),
- для 100-летнего периода (с ледового сезона 1900–1901 гг. по сезон 1999–2000 гг.),
- для последних 30 лет (с ледового сезона 1980–1981 гг. по сезон 2009–2010 гг.).

Анализ табл. 1 показывает, что критерии, полученные по данным о температуре воздуха за 175 лет и за 30 лет, сильно отличаются друг от друга. Так, разница для критерия суровой зимы составила 232 °C. При этом температурный период, характеризующий умеренную зиму, существенно сузился. Для оценки повторяемости зим различной суровости в рамках макроциркуляционных эпох на европейских морях, были использованы критерии, просчитанные за 100 лет XX века.

Таблица 1

**Статистические характеристики СГДМ
и интервалы критериев суровости зим в Белом море (°C)**

Статистическая характеристика	Период		
	175 лет	100 лет	30 лет
Средняя СГДМ	1494	1425	1358
Максимальная СГДМ	2325	2302	2157
Минимальная СГДМ	751	752	827
Критерий мягкой зимы	<1194	<1138	<1135
Критерий умеренной зимы	1194–1793	1138–1707	1136–1561
Критерий суровой зимы	>1793	>1707	>1561

В табл. 2 приводится повторяемость суровых, умеренных и мягких зим на Белом море для различных макроциркуляционных эпох.

Анализ табл. 2 свидетельствует о том, что на Белом море максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональных эпох С. Наибольшая повторяемость мягких зим характерна для эпох W и W+E. Необходимо также отметить очень высокую повторяемость мягких зим в последнюю эпоху W+E – 32 %.

Для всех европейских морей максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована в период меридиональных эпох С. Причем для южных морей влияние эпох С выражено меньше, чем для северных морей. Повторяемость мягких зим на европейских морях России в эпохи С составляет 6–20 %, а в другие эпохи может достигать более 40 %. В эпохи W и W+E для всех морей повторяемость суровых зим оказалась наименьшей. Для эпохи E на Балтийском море характерна низкая повторяемость суровых зим и сравнительно высокая повторяемость мягких зим [8].

**Повторяемость суровых, умеренных и мягких зим на Белом море
для различных макроциркуляционных эпох**

Ледовый сезон	Эпоха	Число зим	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим (%)	Число умеренных зим	Повторяемость умеренных зим (%)	Число Мягких зим	Повторяемость мягких зим (%)
1900-1902	С	3	1	33	2	67	0	0
1903-1928	W	26	3	12	20	76	3	12
1929-1939	W+E	11	1	9	7	64	3	27
1940-1948	С	9	2	22	5	56	2	22
1949-1965	Е+С	17	2	12	12	70	3	18
1966-1990	Е	25	5	20	17	68	3	12
1991-2009	W+E	19	2	10	11	58	6	32
<i>Всего зим</i>		110	16		74		20	

2. Изменчивость состояния центров действия атмосферы и их влияние на суровость зим на акваториях морей европейской части России

Границы макроциркуляционных эпох достаточно условны. Переходы состояния атмосферы к новым качественным изменениям могут быть размытыми. Смену макроциркуляционных эпох можно рассматривать как результат проявления суммарного влияния циклических процессов. Следствием этого влияния являются различия в поведении глобальных атмосферных структур, таковыми являются центры действия атмосфера (ЦДА). Их относительная устойчивость обеспечивает высокую повторяемость некоторых климатических особенностей конкретного региона (например, повторяемость и направление преобладающих ветров или генерального дрейфа льда). В то же время изменчивость их интенсивности и расположения центральных зон создает огромное разнообразие термобарических, а следовательно, и ледовых ситуаций.

На состояние термобарических полей в евроатлантическом регионе оказывают влияние три центра действия атмосферы: Сибирский максимум (СМ), Азорский максимум (АМ) и Исландский минимум (ИМ). Сибирский антициклон традиционно считается сезонным центром действия атмосферы, поскольку летом он заменяется Азиатской депрессией. Азорский антициклон является основным поставщиком теплого воздуха для Европы, Исландская депрессия – основным поставщиком циклонов [10]. Все три ЦДА находятся в состоянии непрерывного взаимодействия и трансформации. Их влияние друг на друга проявляется в перманентном глобальном обмене воздушными массами, а также

количеством тепла и движения. Наиболее быстрый обмен происходит между АМ и ИМ, находящимися на расстоянии примерно 3500 км друг от друга. Медленнее, пропорционально расстоянию между центрами, осуществляется взаимное влияние СМ и АМ, СМ и ИМ (Сибирским максимум находится на расстоянии примерно 6500 км от АМ и ИМ).

Несмотря на то, что все неарктические моря расположены в различных физико-географических районах, в их температурном и ледовом режиме много общего. Положительной или отрицательной аномалии ледовитости и СГДМ на одном море часто соответствует такая же по знаку аномалия на других морях данного региона. Это дает возможность единого подхода к разработке метода долгосрочного прогноза СГДМ, ледовитости и других характеристик ледового режима для всех неарктических морей [1, 7]. В рамках работы над единой методикой долгосрочного ледового прогноза на европейских морях России был осуществлен анализ влияния состояния ЦДА на СГДМ на различных морях как в период, соответствующий текущему ледовому сезону, так и в период, предшествующий ледовому сезону.

На рис. 1 представлены данные о положении ЦДА в январе [3].

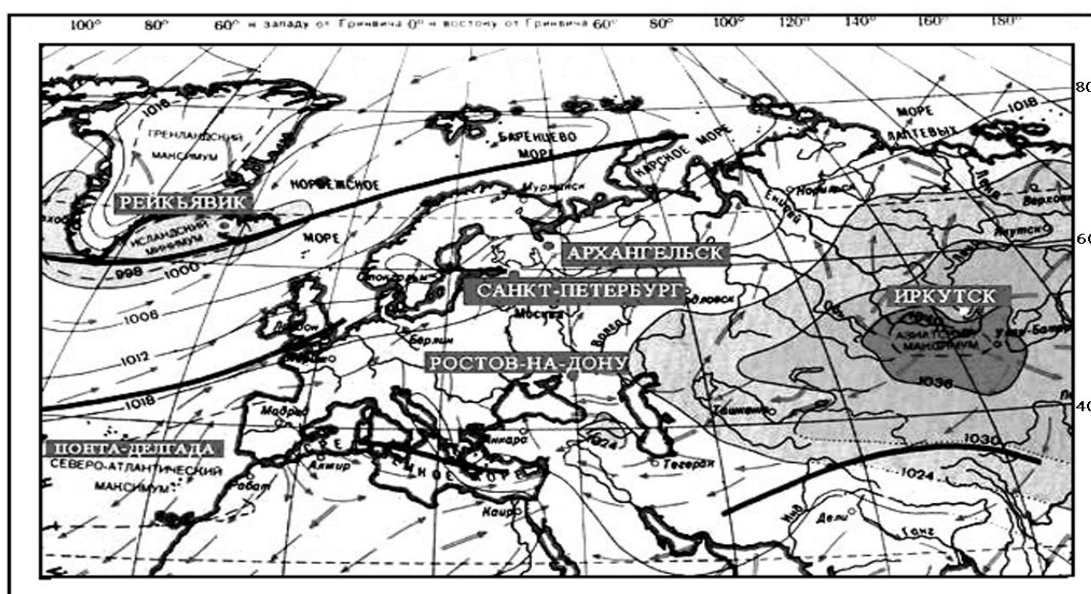


Рис. 1. Положение ЦДА в январе.

На рис. 2 представлены графики изменчивости среднемесячного давления в районах Сибирского максимума, Исландского минимума и Азорского максимума.

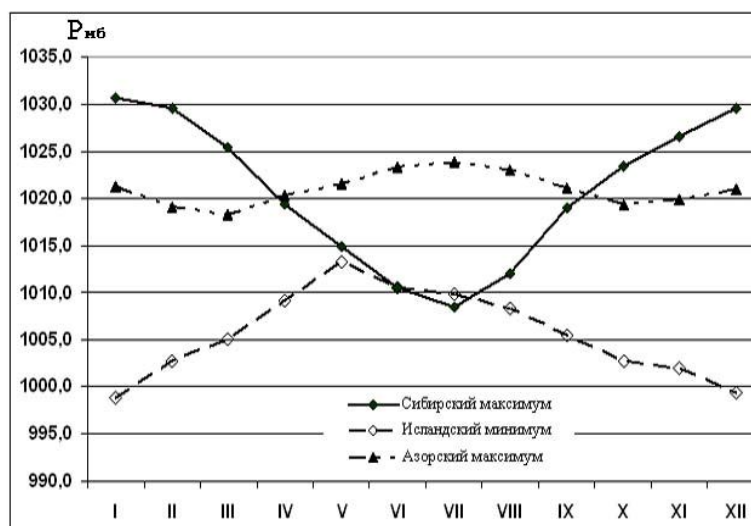


Рис. 2. Среднее месячное давление на уровне моря в районах ЦДА.

На рис. 3 – средняя месячная температура в ЦДА.

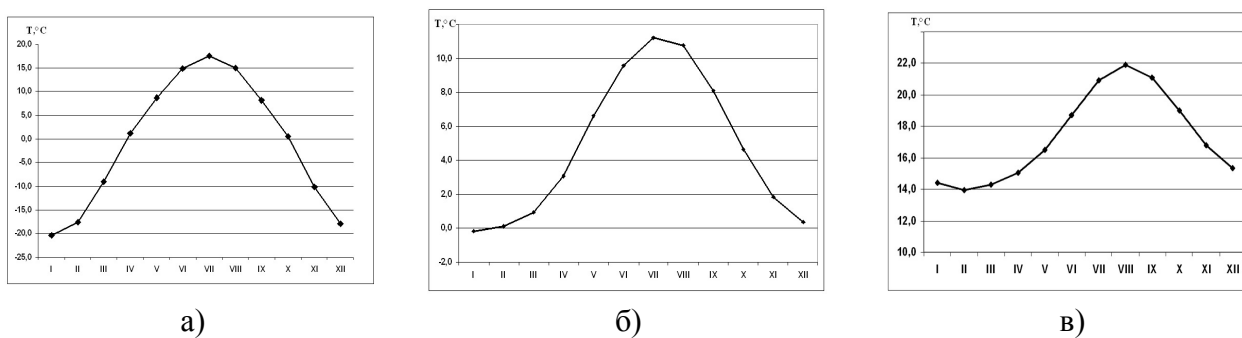


Рис. 3. Средняя месячная температура воздуха в районах ЦДА:

Сибирский максимум (а), Исландский минимум (б), Азорский максимум (в).

Данные для графиков на рис. 2-3 получены по 110-летним рядам наблюдений.

Из анализа графиков на рис. 2 и 3 складывается следующая общая картина изменчивости состояния ЦДА и работы потоков тепла и количества движения в период, предшествующий ледовому сезону.

В январе-феврале:

- в районе СМ – самое высокое за год давление и самая низкая температура воздуха;
- давление в районе СМ существенно выше давления в АМ;
- в районе ИМ наблюдается наиболее низкое давление;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -30 до -35 °C;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от -20 до -22 °C;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+10$ до $+13$ °C;
- потоки количества движения направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;

- потоки холода направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ;
- поток тепла направлен от АМ к ИМ.

В марте:

- давление в районе СМ существенно выше давления в АМ, однако разница между ними сокращается по сравнению с январем-февралем;
- в районе ИМ наблюдается рост давления;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -20 до -25 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от -10 до -12 °С;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+10$ до $+13$ °С;
- потоки количества движения направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;
- потоки холода направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ;
- поток тепла направлен от АМ к ИМ.

В апреле (весенняя перестройка атмосферы):

- выравниваются значения среднего месячного давления в районах СМ и АМ;
- в районе ИМ наблюдается рост давления;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -12 до -15 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+12$ до $+15$ °С;
- потоки количества движения направлены от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и АМ слаб (либо отсутствует);
- поток тепла направлен от АМ к ИМ;
- тепловые потоки между СМ и АМ не устойчивы по направлению;
- тепловой поток между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует).

В мае:

- давление в районе АМ выше давления в СМ (смена направления потока);
- выравнивается давление в районах СМ и ИМ;
- в районе АМ наблюдается рост давления;
- в районе ИМ наблюдается наиболее высокое за год давление;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -5 до -6 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+5$ до $+6$ °С;
- потоки количества движения направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- тепловой поток между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует).

В июне-августе:

- в районе СМ – низкое давление и высокая температура воздуха;
- в районе АМ наблюдается самое высокое давление и высокая температура воздуха;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -2 до -3 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от $+5$ до $+6$ °С;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+7$ до $+9$ °С;
- потоки количества движения направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- тепловые потоки между СМ и ИМ не устойчивы по направлению.

В сентябре (осенняя перестройка атмосферы):

- выравниваются значения среднего месячного давления в районах СМ и АМ;
- происходит понижение температуры воздуха во всех ЦДА;
- начинается активный рост давления в СМ и активное падение давления в ИМ;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -7 до -9 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+7$ до $+9$ °С;
- потоки количества движения направлены АМ к ИМ, от СМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и АМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- тепловые потоки между СМ и АМ не устойчивы по направлению.

В табл. 3 приведены значения средних квадратических отклонений для давления и температуры в районах СМ, АМ и ИМ по 110-летним рядам.

Таблица 3

**Средние квадратические отклонения для рядов давления и температуры в районах
Сибирского максимума, Азорского максимума и Исландского минимума**

ЦДА	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Давление приземное (гПа)												
СМ	3,7	4,0	3,0	2,0	1,4	1,5	1,4	1,7	2,0	2,3	3,2	4,1
АМ	6,2	6,6	6,1	3,9	3,2	3,0	2,2	2,0	2,6	3,8	3,9	5,3
ИМ	8,9	9,7	7,9	5,3	4,4	3,8	3,2	3,6	4,6	6,3	6,5	7,0
Температура воздуха (°С)												
СМ	3,4	3,0	2,8	1,8	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	1,7	2,7	3,5
АМ	0,8	0,7	0,7	0,9	0,9	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8
ИМ	1,9	1,8	1,9	1,6	1,3	0,9	0,9	0,9	1,4	1,5	1,6	1,6

Из анализа табл. 3 следует, что наибольшая дисперсия по ряду давления наблюдается в районе ИМ, наименьшая – в районе СМ. При этом наибольшая дисперсия по ряду температуры воздуха наблюдается в районе СМ, а наименьшая – в районе АМ.

В табл. 4 представлены наиболее влиятельные коэффициенты корреляции между СГДМ и характеристиками поля давления в текущий ледовый сезон (декабрь–апрель). Эти данные получены на основе анализа информации о приземном давлении для трех центров действия атмосферы и о температуре воздуха в Архангельске, Кандалакше, Санкт-Петербурге, Москве, Ростове-на-Дону и Астрахани по 110-летним рядам наблюдений (с 1895 года). Исключение составил температурный ряд по Нарьян-Мару, для которого имелись данные о температуре воздуха только за 78 лет.

Таблица 4

**Наиболее влиятельные коэффициенты корреляции между СГДМ
и характеристиками барического поля в текущий ледовый сезон**

Пункт	P_i	P_c	P_a	$P_c - P_i$	$P_c - P_a$	$P_a - P_i$
Нарьян-Мар	+0,36(I)	-	-0,39(I) -0,39(II)	-0,39(I)	+0,39(II)	-0,42(I) -0,37(II)
Архангельск	+0,46(I)	-	-0,38(II)	-0,43(I)	+0,42(II)	-0,46(I) -0,38(II)
Кандалакша	+0,37(I)	-	-0,31(II)	-0,37(I)	+0,30(II)	-0,38(I)
Санкт-Петербург	+0,47(I)	-	-	-0,40(I)	+0,48(II)	-0,46(I)
Москва	+0,38(I)	+0,39(II)	-	-	+0,41(II)	-0,35(I)
Ростов-на-Дону	-	+0,31(II)	-	-	-	-
Астрахань	-	+0,30(II)	-	-	-	-

Примечание: P_c – давление в Сибирском максимуме (Иркутск), P_i – давление в Исландском минимуме (Рейкьявик), P_a – давление в Азорском максимуме (Понта Делгада); римской цифрой обозначен месяц.

Из анализа табл. 4 следует, что формирование температурных аномалий, определяющих суровость зим на европейских морях, зависит от различных факторов. Так, для Баренцева, Белого и Балтийского морей определяющее влияние оказывают:

- P_i в январе (прямая зависимость с суровостью зимы),
- $P_c - P_i$ в январе (обратная зависимость с суровостью зимы),
- $P_a - P_i$ в январе (обратная зависимость с суровостью зимы),
- $P_c - P_a$ в феврале (прямая зависимость с суровостью зимы).

Таким образом, при формировании над северными морями Европейской территории России холодной воздушной массы, характеризующей суровую зиму, осуществляется

следующий сценарий. К январю формируются слабый Исландский минимум (относительно высокое давление P_u). При этом, чем меньше разница между давлением в Азорском максимуме и Исландском минимуме ($P_a - P_u$), тем меньше тепла поступает в район евроатлантической воздушной массы, откуда в результате восточно-западного переноса осуществляется основная термическая подпитка акваторий северных европейских морей России зимой.

В январе Сибирский максимум находится в состоянии максимальной динамической энергии. При этом, как следует из табл. 3, для январского давления в районе СМ среднее квадратическое отклонение равно 3,7, а в районе ИМ – 8,9. Таким образом, изменчивость давления в районе ИМ вносит наибольший вклад в изменчивость разности ($P_c - P_u$). Для суровой зимы характерно низкое значение разности по сравнению с нормой. Это низкое значение обуславливается, прежде всего, слабостью ИМ (высоким давлением в этом районе), который не может продуцировать мощные циклоны, несущие атлантическое тепло на европейскую территорию.

К февралю, как следует из табл. 4, активное участие в формировании отрицательной аномалии температуры воздуха на северных европейских морях начинает играть Азорский максимум. Чем меньше давление в районе АМ в это время, тем суровей зима на северных морях. Сибирский антициклон в это время готов активно перекачивать холодный воздух в район Азорского максимума и Северной Атлантики. Чем интенсивнее (пропорционально $P_c - P_a$) осуществляется в феврале вынос холодного воздуха на запад, тем активнее понижается температура воздуха в районах европейских морей.

В этот сценарий, полученный исключительно из данных корреляционного анализа связей между параметрами термобарического поля и значениями СГДМ, хорошо вписывается сделанное Г.Я. Вангенгеймом описание возможного развития зимних процессов, характерных для циркуляции формы С. При этой форме циркуляции над восточной частью Атлантического океана развит высотный гребень («британский гребень»), а над Европой – ложбина. В восточной части Атлантического океана формируется область положительных аномалий давления, а над Евразией – область отрицательных аномалий. Вместо хорошо выраженного зимой Исландского минимума по норме, на северо-востоке Атлантического океана при процессах формы С формируется область высокого давления, выраженная самостоятельным антициклоном или гребнем Азорского антициклона. Характер траектории циклонов определен направлением основного воздушного потока на высотах. Циклоны, огибая британский гребень, смещаются на северо-восток, достигают Гренландского и Баренцева морей. Над Европейской территорией при этом наблюдается отрицательная аномалия температуры [2].

Механизм формирования суровой зимы на южных морях иной. Здесь, как следует из анализа табл. 4, основную роль играет не слабость Исландского минимума, как на севере, а интенсивность Сибирского максимума в феврале. Относительная близость СМ к южным морям России обеспечивает прямое влияние высокого давления в этом центре действия атмосферы, осуществляющего активный вынос холодного воздуха на запад, на СГДМ на акваториях Азовского и Каспийского морей.

Интересно проследить, какое влияние оказывает температура воздуха в районе Сибирского максимума на суровость зим в различных районах России. Оказалось, что связь не прослеживается в Нарьян-Маре (юго-восток Баренцева моря), Архангельске (Белое море), Санкт-Петербурге (Балтика). Зато наблюдается большое влияние изменчивости температуры воздуха в районе СМ на регионы Москвы (коэффициент корреляции $K = -0,42$), Ростова-на-Дону ($K = -0,30$), Астрахани ($K = -0,36$). На суровость зимы в московском регионе, как следует из табл. 4, в равной степени оказывают влияние факторы, работающие на изменчивость степени суровости как южных, так и северных морей.

Механизм формирования мягких зим на северных морях, в соответствие с табл. 4, предполагает формирование отрицательной аномалии давления в районе ИМ в январе и положительной аномалии давления в районе АМ в феврале. Такая ситуация соответствует сценарию формирования макромасштабной циркуляции атмосферы формы W по Г.Я. Вангенгейму [2].

3. Количественная характеристика влияния состояния ЦДА и термического состояния воздушных масс на особенности будущих зим на морях европейской части России

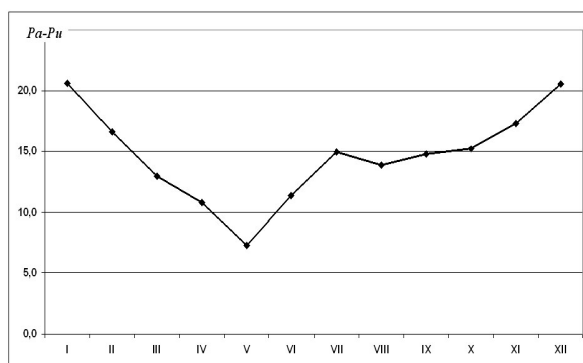
Мы рассмотрели, каким образом ЦДА непосредственно формируют суровость зим на акваториях неарктических морей. Однако с точки зрения долгосрочного прогнозирования гораздо важнее понять, в какой степени влияют характеристики ЦДА и термического состояния воздушных масс на характер будущих зим на морях европейской части России.

Статистическая модель ледовых процессов на неарктических морях, разработанная в лаборатории ледовых прогнозов ГУ «Гидрометцентр России», включает ряд уравнений множественной корреляции, полученных для пяти морей России. Поскольку во всех уравнениях весовые коэффициенты (ВК) нормированы единообразно, а именно от 0 до 0,7 по абсолютной величине, то пространственное распределение их значений дает объективную картину влияния того или иного предиктора на будущую СГДМ либо другую прогнозируемую ледовую характеристику [6]. В табл. 5 приведены предикторы, влияние которых на СГДМ будущей зимы будет рассмотрено ниже.

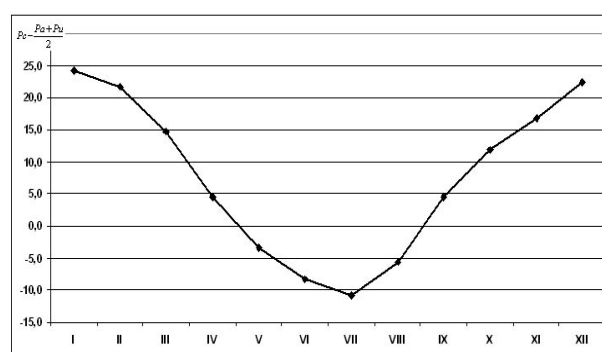
Предикторы, используемые при прогнозе СГДМ

Предиктор	Характеристика
TP	Среднемесячная температура воздуха в Ростове на Дону, характеризующая причерноморскую воздушную массу
TAp	Среднемесячная температура воздуха в Архангельске, характеризующая беломорскую воздушную массу
$ТСПб$	Среднемесячная температура воздуха в Санкт-Петербурге, характеризующая евроатлантическую воздушную массу
$ТИр$	Среднемесячная температура воздуха в Иркутске, характеризующая сибирскую воздушную массу
$TAp-TC-n$	Меридиональный температурный градиент
$ТИр - \frac{TAp + ТСПб}{2}$	Зональный температурный градиент
Pc	Давление в районе Сибирском максимуме (Иркутск)
Pu	Давление в районе Исландском минимуме (Рейкьявик)
Pa	Давление в районе Азорском максимуме (Понта Делгада)
$Pa-Pu$	Меридиональный поток количества движения
$Pc - \frac{Pa + Pu}{2}$	Зональный поток количества движения

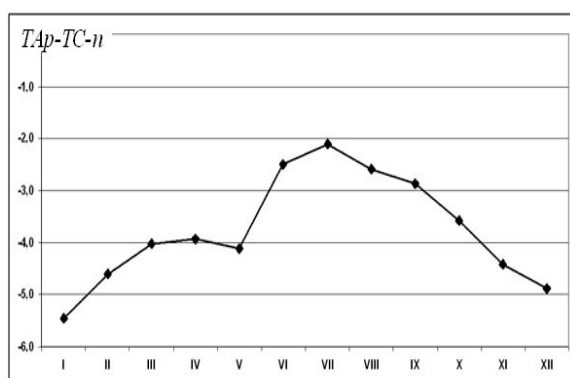
На рис. 4 показана изменчивость предикторов, характеризующих потоки количества движения (рис. 4а и 4б) и температурные градиенты (рис. 4в и 4г).



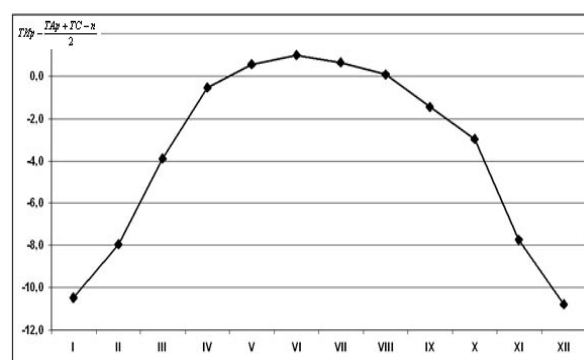
а)



б)



в)



г)

Рис. 4. Изменчивость предикторов, характеризующих потоки количества движения и тепла:

а) $Pa-Pu$, б) $Pc - \frac{Pa + Pu}{2}$, в) $TAp-TC-n$, г) $ТИр - \frac{TAp + ТСПб}{2}$.

В данном случае температурный градиент характеризует интенсивность теплового потока. Если значение градиента имеет знак минус, речь идет об адвекции холода («поток холода»), в противном случае – об адвекции тепла («поток тепла»).

Проследим, как в хронологической последовательности (с января по сентябрь) осуществляется действие отдельных предикторов на будущую СГДМ. Анализ январской ситуации показывает, что в этом месяце основное влияние на СГДМ оказывает интенсивность меридионального теплового потока. Синоптическая память января по отношению к будущей суровости зимы (которая окончательно определится лишь к марту-апрелю будущего года, т.е. через 14-15 месяцев) весьма слаба: наибольшие абсолютные значения весовых коэффициентов при предикторах составляют 0,2-0,3 (при максимально возможном значении ВК, равном 0,7). Однако само наличие этой памяти свидетельствует о том, что закладка сценариев глобальных атмосферных и ледовых процессов начинается с заблаговременностью более года.

Более высокие весовые коэффициенты (0,3–0,5) появляются в марте (заблаговременность 12-13 месяцев). На рис. 5 изображено распределение ВК, определяющее пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых мартовских предикторов.

Из анализа рис. 5 следует, что в марте наиболее существенны не статические характеристики интенсивности ЦДА (величины приземного давления) и термического состояния воздушных масс (температуры воздуха в фиксированных точках), а динамические характеристики потоков количества движения и тепла. Чем активнее вытесняется воздух из района Сибирского максимума в марте (чем больше $P_c - \frac{P_a + P_u}{2}$), тем менее суровая ожидается будущая зима на европейских морях. Причем эта зависимость наиболее ярко выражена для южных морей и центральной части России, умеренно – для Белого и Балтийского морей, совсем не прослеживается на юго-востоке Баренцева моря. Если сравнить этот результат с табл. 4, то становится ясно, что уже в марте в значительной мере закладывается будущее зимнее состояние Сибирского антициклона.

Величина зонального температурного градиента $(T_{Ир} - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2})$ оказывает влияние на будущую СГДМ северных морей, а величина зонального градиента $(T_{Ар} - T_{СПб})$ – на СГДМ южных морей.

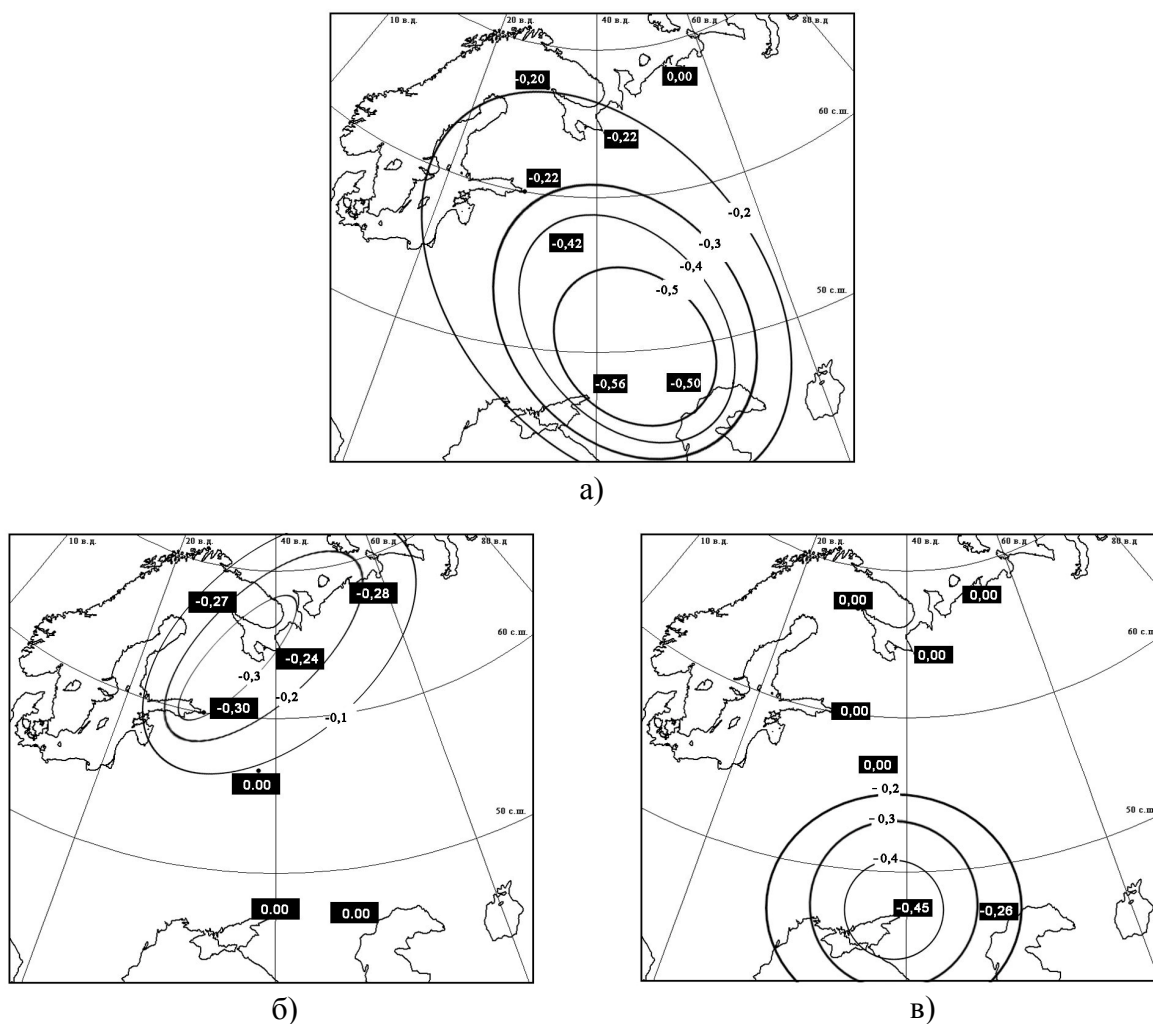


Рис. 5. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в марте:

а) $P_c - \frac{P_a + P_u}{2}$, б) $T_{Ир} - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2}$, в) $T_{Ар} - T_{СПб}$.

На рис. 6 показано распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых апрельских предикторов.

Из анализа рис. 6 следует, что наиболее высокие весовые коэффициенты в апреле составляют 0,4-0,5. В апреле усиливается влияние интенсивности ЦДА. При этом давление в районе Сибирского максимума работает на будущую суровость северных морей, а давление в районе Азорского максимума – на будущую суровость южных морей. Оба ЦДА оказывают влияние на будущую суровость зимы в обратной зависимости: чем больше давление в Азорском максимуме в апреле, тем менее суровая зима ожидается на южных морях; чем больше давление в Сибирском максимуме в апреле, тем менее суровая зима ожидается на северных морях.

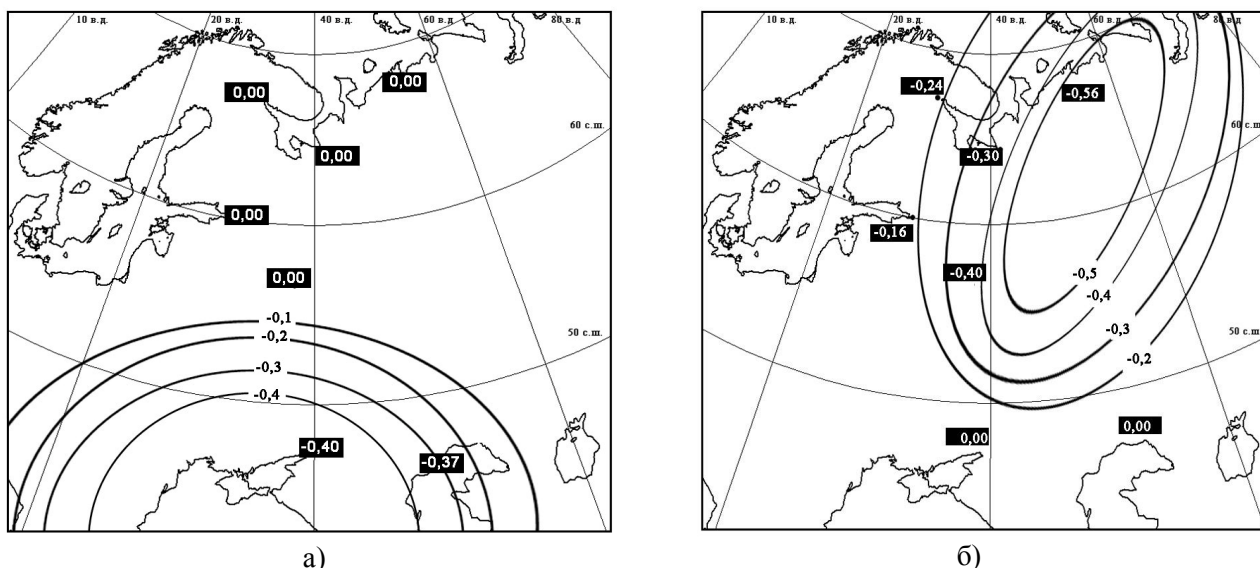


Рис. 6. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в апреле: а) P_a , б) P_c .

Как было показано выше, в апреле происходит весенняя перестройка атмосферы. Выравниваются средние многолетние значения давления в АМ и СМ. Начинается смена направления динамического потока между Сибирским максимумом и Азорским максимумом. Исчезает зависимость между высоким давлением и низкой температурой в Сибирском максимуме (в то время как в марте коэффициент корреляции между этими параметрами составлял $-0,56$). Если перестроечный процесс идет активно (что происходит при высоком давлении в районе Азорского максимума), то на акваторию южных российских морей начинает поступать теплый воздух с запада. Ранний прогрев водных и воздушных масс определяет тенденцию к более теплой будущей зиме на южных морях. Высокое давление в районе Сибирского максимума в апреле определяет антициклональный характер погоды на обширной территории. При больших значениях радиационного баланса в апреле, начинается прогрев евроазиатской воздушной массы и подстилающей поверхности. Этот процесс накопления тепла в центральном континентальном районе Евразии определяет тенденцию к более теплой будущей зиме на северных морях и в московском регионе.

На рис. 7 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых майских предикторов. Весовые коэффициенты (ВК) для уравнений СГДМ в мае составляют $0,5-0,7$ (при заблаговременности 10-11 месяцев).

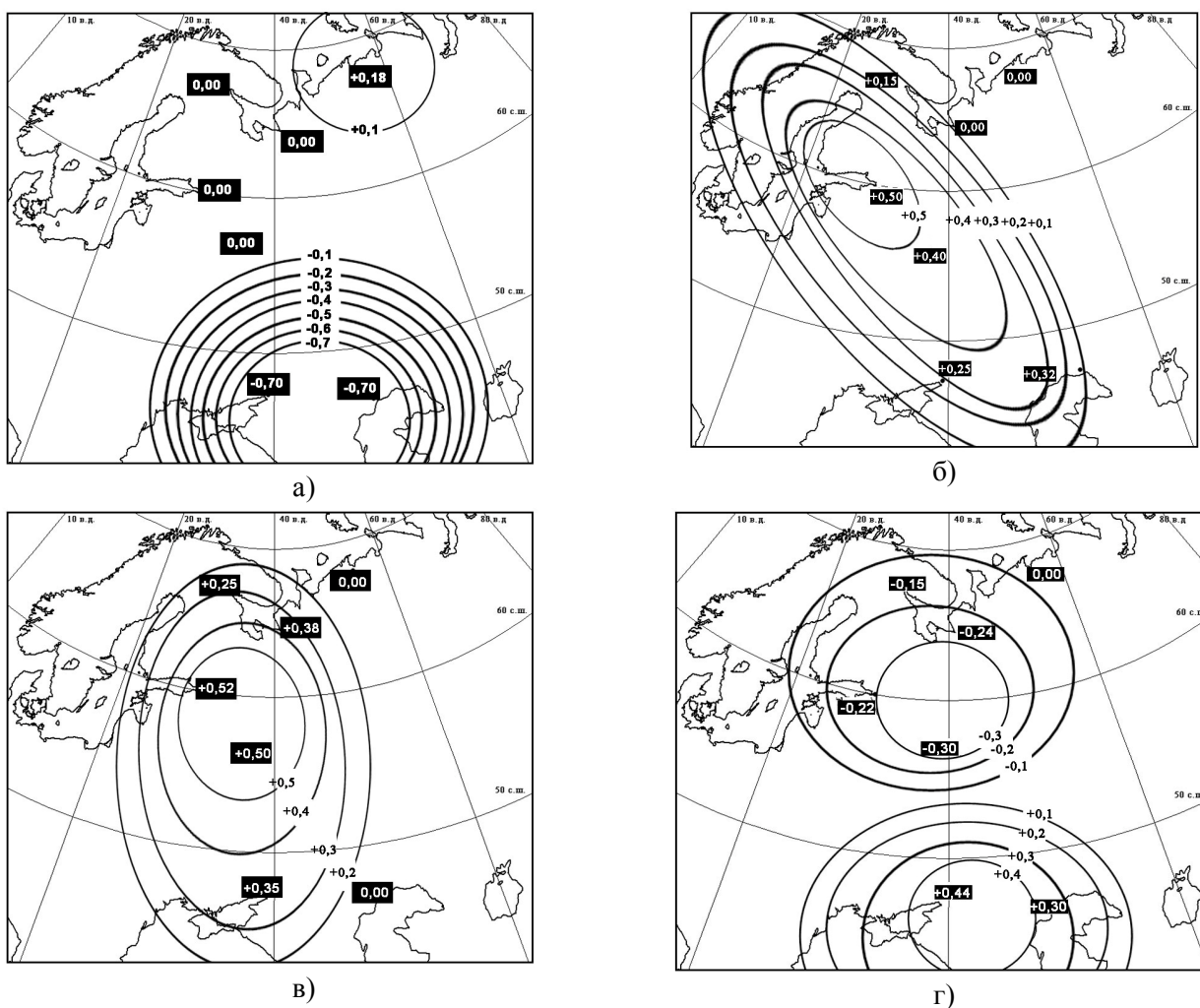


Рис. 7. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в мае: а) P_c , б) TP , в) TIR , г) TAR .

Из анализа рис. 7 следует, что в мае, как и в апреле на суровость будущей зимы продолжает оказывать влияние давление в районе СМ. Только теперь в зоне этого влияния оказываются южные моря. Кроме того, мы можем наблюдать количественное выражение действия на СГДМ термического состояния воздушных масс. Для всех воздушных масс преобладающими являются положительные весовые коэффициенты, т.е. чем выше температура воздуха в мае, тем более суровой зимы следует ожидать. Как было показано выше, наиболее существенным событием в мае является смена динамического потока между АМ и СМ. Возможно, повышенные температуры европейских воздушных масс могут быть связаны с поступлением больших объемов теплого воздуха из района АМ. В свою очередь это может свидетельствовать о тенденции к ослаблению АМ, уменьшению температуры воздуха и давления в этом районе. А следствием ослабления АМ, как было показано выше, являются более холодные зимы на европейских морях.

На рис. 8 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых июньских предикторов.

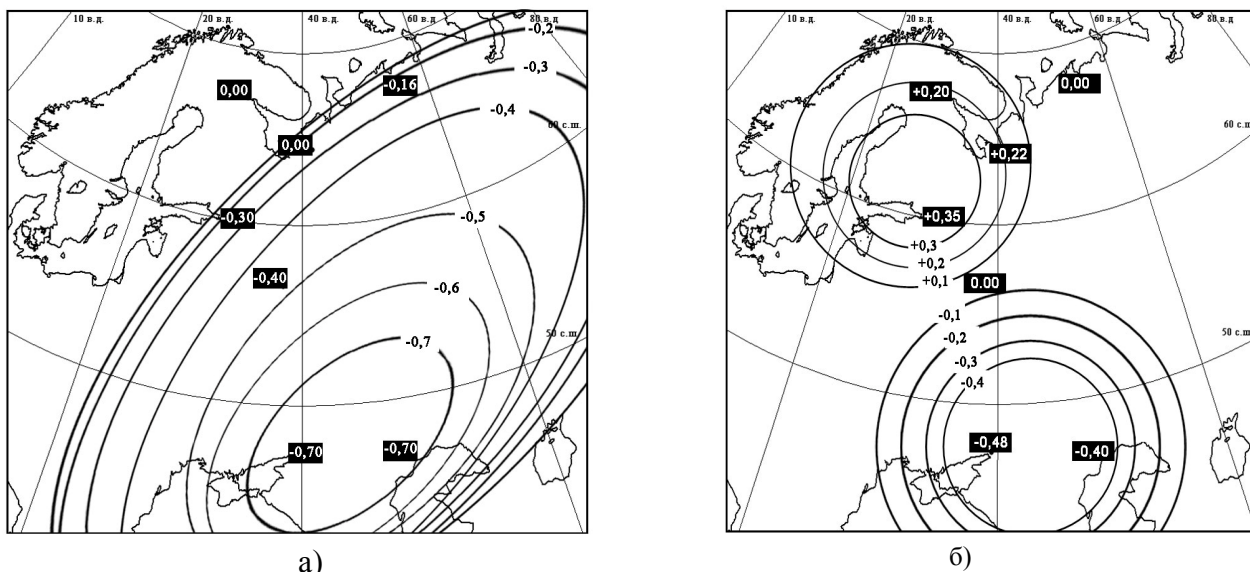


Рис. 8. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона

наиболее значимых предикторов в июне: а) $TСПб$, б) $TИр - \frac{TАр + TСПб}{2}$.

Из анализа рис.8 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в июне составляют 0,4–0,7 (при заблаговременности 9-10 месяцев). При этом количество значимых предикторов в июне меньше, чем в мае. В июне наблюдается высокая зависимость между будущей СГДМ на южных морях и прогревом балтийской воздушной массы. Для этой связи работают отрицательные весовые коэффициенты (в отличие от майской ситуации), т.е. чем выше температура воздуха в июне на Балтике, тем менее суровой зимы следует ожидать.

На примере июня можно пронаблюдать дипольное действие величины зонального температурного градиента. Чем больше в июне величина зонального градиента, тем суровой будет зима на северных морях и тем мягче на южных. В нейтральной зоне находится московский регион.

На рис. 9 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых июльских предикторов.

В июле мы наблюдаем дипольное действие интенсивности Исландского минимума (рис. 9а). Чем больше в июле давление в районе ИМ, тем суровой будет зима на северных морях и тем мягче на южных. Обратное действие оказывает температура воздуха в районе сибирской воздушной массы: чем выше температура воздуха в этом районе, тем суровой будет зима на южных морях. Зависимость суровости зим северных морей от давления в районе ИМ (рис. 9а) объясняется ранним проявлением тенденции, направленной на формирование слабого зимнего Исландского минимума. Это соответствует и типовому развитию событий, характерному для формы циркуляции С летом по Г.Я. Вангенгейму: как

и зимой, над восточной частью Атлантического океана развит высотный гребень, а над Европой – ложбина; в восточной части Атлантического океана фон давления повышен, хотя величина положительной аномалии значительно меньше, чем зимой [2].

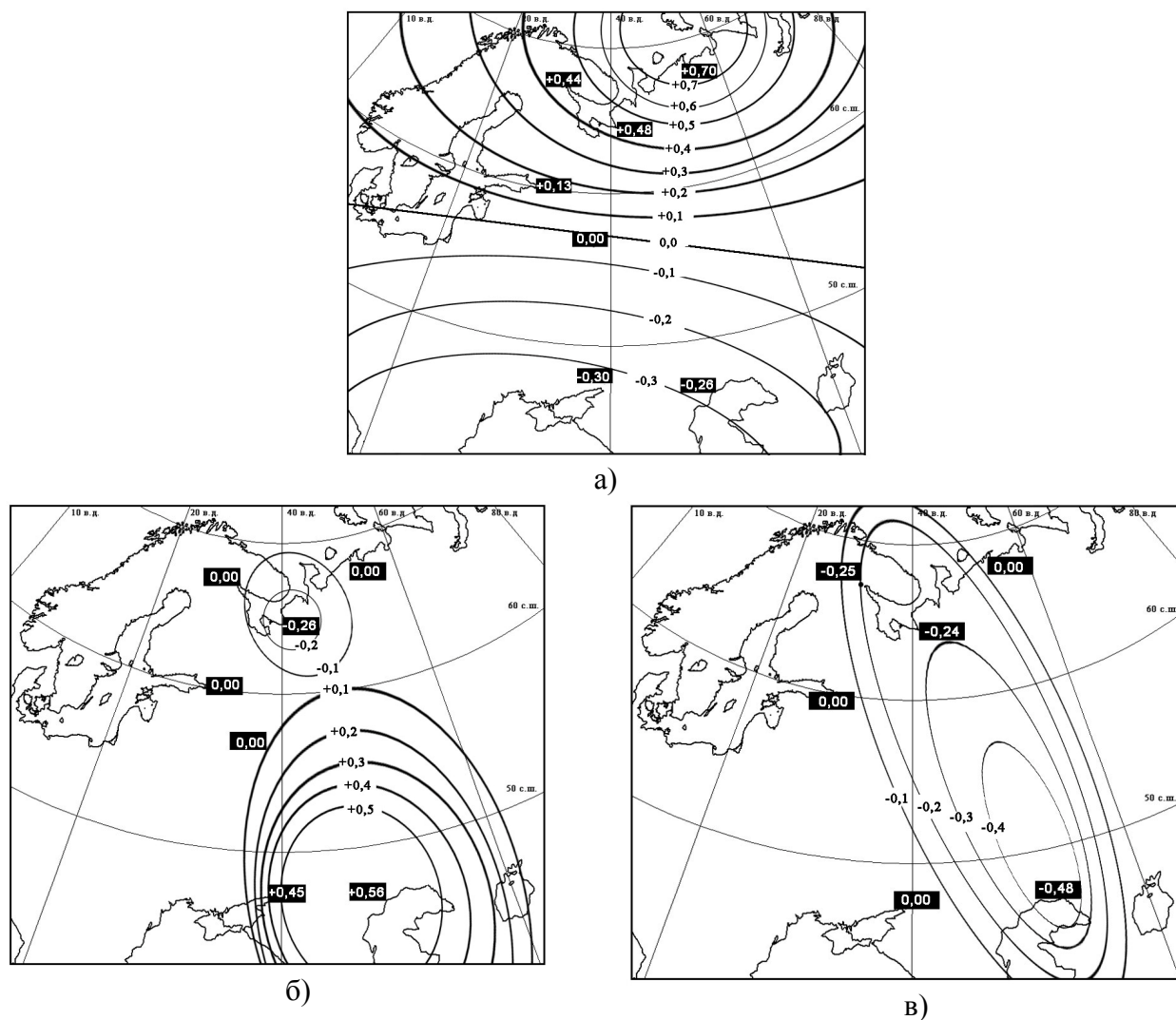


Рис. 9. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в июле: а) P_i , б) T_{Ip} , в) T_{Ap} .

На рис. 10 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых августовских предикторов.

Из анализа рис. 10 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в августе составляют 0,4-0,7 (при заблаговременности 7-8 месяцев), при этом увеличилось количество значимых предикторов. Что касается влияния интенсивности АМ и СМ на будущую СГДМ, то мы видим усиленное повторение апрельской ситуации. Действительно, рис. 6а, 6б и рис. 10а, 10б похожи. И тот, и другой ЦДА оказывают влияние на будущую суровость зимы в обратной зависимости: чем больше давление в Азорском максимуме в августе, тем менее суровая зима ожидается на южных морях; чем больше давление в Сибирском максимуме в

августе, тем менее суровая зима ожидается на северных морях. Таким образом, август по состоянию и действию ЦДА аналогичен апрелю как месяц, когда закладываются процессы начала осенней перестройки атмосферы.

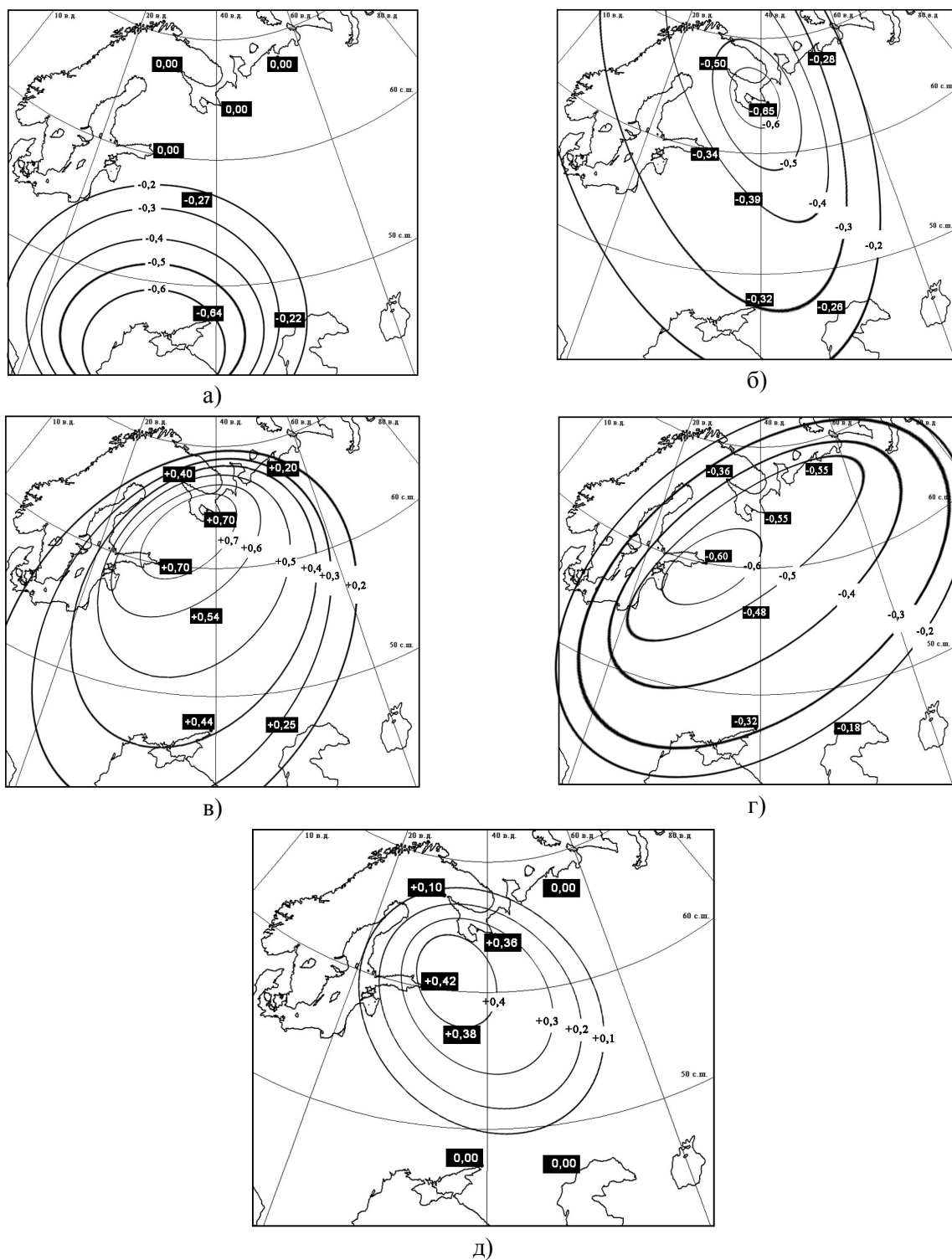


Рис. 10. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в августе:

а) P_a , б) P_c , в) $TСПб$, г) TP , д). $TI_p - \frac{TA_p + TСПб}{2}$.

Следует заметить, что весенний сценарий действия термобарических полей развивается медленно, поэтапно. В марте начинают работать потоки количества движения и тепла, в апреле – интенсивность перестраивающихся ЦДА, в мае и июне – температурные параметры воздушных масс. Осенние процессы, продолжающие весенние и летние процессы формирования будущих значений СГДМ на европейских морях, идут значительно дружнее. Мы видим работу зонального температурного градиента (рис. 10д), аналогичную работе этого же предиктора в марте (рис. 5б). При этом увеличилась интенсивность воздействия, но сохранился знак и географический центр наибольшего влияния. Кроме аналогий с мартовскими и апрельскими процессами, мы можем проследить параллели с майскими и июньскими процессами. Так, можно сравнить рис. 7б, демонстрирующий влияние термического состояния Причерноморской воздушной массы в мае, и рис. 10г, который показывает проявившееся влияние этой же массы в августе. Мы видим, что поменялся знак влияния, а вот регион, на который оказывается наибольшее действие, сохранился. Это – Финский залив. Сравним также рис. 8а, на котором показано, как влияет термическое состояние евроатлантической воздушной массы на будущую суровость зим на акваториях российских морей, и рис. 10в, показывающий действие того же предиктора в августе. В данном случае мы наблюдаем не только смену знака, но и смещение центра наибольшего влияния с южных морей на северные моря.

Из вышеизложенного следует, что август является очень значительным месяцем для закладки зимних термобарических процессов.

На рис. 11 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых сентябрьских предикторов.

Из анализа рис. 11 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в сентябре составляют 0,4–0,7 (при заблаговременности 6-7 месяцев), при этом имеется большое количество значимых предикторов. На рис. 11а мы видим мощное влияние СМ на будущую СГДМ неарктических морей. Причем по сравнению с августом (рис. 10б) действие этого предиктора поменяло знак, и теперь наблюдается прямая связь: чем выше давление в СМ, тем более суровая зима ожидает акватории европейских морей. Факт смены знака говорит о том, что большое значение для будущей суровости зимы имеет увеличение давления в районе СМ от августа к сентябрю. Чем быстрее произойдет смена тяги между СМ и АМ, тем раньше прекратится приток тепла от океана к матерiku.

Рис. 11г демонстрирует продолжение начавшегося в августе (рис. 10в) влияния температуры евроатлантической воздушной массы на суровость зимы (особенно на акваториях северных морей). Знак действия предиктора поменялся, и это говорит о том, что в данном случае основную роль играет скорость понижения температуры в этом регионе с

августа по сентябрь.

На рис. 11е показано дипольное влияние зонального градиента температуры. При сравнении действия этого предиктора в сентябре с его работой в июне (рис. 8б) мы видим, что полюса диполя поменялись.

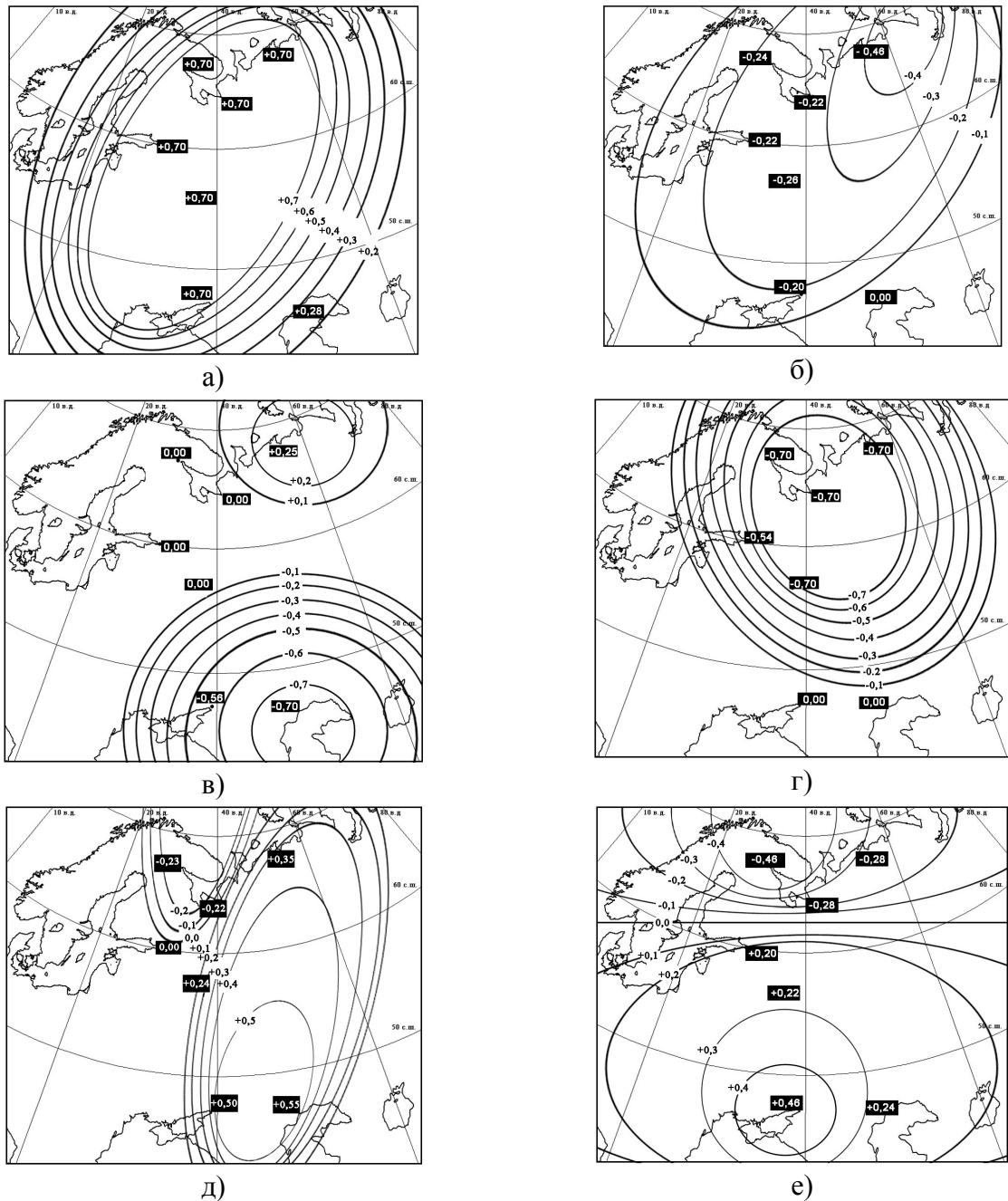


Рис. 11. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в сентябре:

$$\text{а) } P_c, \text{ б) } P_c - \frac{P_a + P_u}{2}, \text{ в) } TAp, \text{ г) } TСПб, \text{ д) } TP, \text{ е) } TИр - \frac{TAp + TСПб}{2}.$$

Выводы

В рамках работы по созданию метода долгосрочных ледовых прогнозов для морей европейской части России проанализированы особенности влияния ЦДА, а также зональных и меридиональных потоков тепла и количества движения на суровость предстоящей зимы. Проведенный анализ воздействия ЦДА на характер зим на морях европейской части России позволил выявить следующие закономерности.

- На суровость зим северных морей европейской части России наибольшее влияние оказывает интенсивность Исландского минимума в январе, а на суровость зим южных морей – Сибирского максимума в феврале.
- Закладка сценариев глобальных атмосферных и ледовых процессов начинается с заблаговременностью более года.
- Активное влияние предикторов, являющихся характеристиками евроазиатского термобарического поля, на СГДМ будущей зимы начинается в марте накануне весенней перестройки атмосферы.
- Весенний сценарий воздействия трансформации термобарических полей на суровость будущей зимы развивается поэтапно: в марте начинают работать потоки количества движения и тепла, в апреле – интенсивность перестраивающихся ЦДА, в мае и июне – температурные параметры воздушных масс.
- Наибольшее влияние предикторов, являющихся характеристиками евроазиатского термобарического поля, на СГДМ будущей зимы наблюдается в августе-сентябре, когда действие предикторов, имеющих высокие весовые коэффициенты, охватывает большие пространства Европейской территории России.
- В августе-сентябре наблюдается одновременное влияние потоков количества движения и тепла, интенсивности перестраивающихся ЦДА и температуры воздушных масс.
- Влияние одних и тех же предикторов на группы северных и южных морей может иметь как одинаковые, так и разные знаки.

Впервые получено пространственное распределение количественных показателей, характеризующих степень влияния различных факторов на суммы градусодней мороза будущего ледового сезона на акваториях морей европейской части России.

Список использованных источников

1. Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. – М.: 2009. – 287 с
2. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. – 1952. – Т. 34. – С. 3–14.
3. Географический атлас. –М: ГУ геодезии и картографии. – 1982. – 235 с.
4. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 487 с.
5. Думанская И.О. Методика долгосрочного прогноза ледовых условий на европейских морях России // Метеоспектр. – 2009. – № 4. – С. 88–96.
6. Думанская И.О. Оценка возможности использования вероятностных характеристик дрейфующего льда и численной модели перераспределения льда в Белом море для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций в условиях климатических изменений // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – № 77. – С. 128–142.
7. Думанская И.О. Проблемы разработки методик долгосрочных ледовых прогнозов в условиях современных изменений климата // Метеоспектр. – 2008. – № 4. – С. 25–30.
8. Думанская И.О., Котилевская А.М. Оценка возможности использования в современной практике ледового обслуживания мореплавания прогностических методик XX века на неарктических морях России // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 67–88.
9. Думанская И.О., Федоренко А.В. Анализ связи ледовых характеристик морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 12. – С. 82–94.
10. Хромов С.П., Петросянци М.А. Метеорология и климатология. – М: Издательство МГУ, 2001. – 528 с.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Analysis of the influence of the centers of action of the atmosphere on the nature of winters in the seas of the European part of Russia

I.O. Dumanskaya

The analysis of the influence of the centers of action of the atmosphere on the severity of the forthcoming winter has been executed. The statistical ties of the parameters of the field of the ground temperature of air and pressure field with the sum of accumulated minus temperatures during the ice season have been investigated. The quantitative parameters of the influence of different predictors on the severity of future winters on the water areas of the seas of the European part of Russia are obtained for the first time. The maps of the geographic distribution of these parameters are developed. Some special regularities detected by means of the analysis of these maps, are explained. The possibility of unified approach to the development of the method of long-term ice forecast in the seas of the European part of Russia is proven.

Keywords: atmosphere action centers, large-scale atmosphere processes, winter severity criteria, momentum and heat fluxes, thermobaric field, zonal and meridional heat fluxes, ice processes in Russia european seas.

МЕТОД ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ НА БЕЛОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ

И.О. Думанская

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
sea-ice@ mecom.ru

Исследованы статистические связи параметров поля приземной температуры воздуха и поля давления с характеристиками ледовых процессов на Белом и Азовском морях. Определены параметры гармонических составляющих для расчета межгодовой изменчивости ледовых характеристик этих морей. Представлено описание и результаты работы ансамблевого метода прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях, состоящего из трех компонент. Определена эффективность работы каждой компоненты и метода в целом. Ансамблевый метод ледового прогноза для портов Белого и Азовского морей дал хороший результат (эффективность 18–25 % по сравнению с климатическим прогнозом).

Ключевые слова: прогноз ледовых условий, первое появление льда, ледовитость Белого моря, ледовитость Азовского моря, толщина льда, очищение моря ото льда, эффективность прогноза.

Введение

Необходимость разработки новых методов долгосрочного прогноза ледовых условий была вызвана тем, что проведенная оценка эффективности работы прогностических схем, разработанных в 80-х годах прошлого века, показала их недостаточную надежность [1, 7]. Разработанная технология прогноза ледовых характеристик на неарктических морях европейской части России включает прогноз элементов ледового режима, ежегодно публикуемых в бюллетене «Долгосрочный прогноз ледовых условий на неарктических морях на предстоящий ледовый сезон», который готовится в ГУ «Гидрометцентр Россия» и рассылается заинтересованным потребителям в начале октября.

При этом прогнозируются следующие характеристики:

- даты первого появления льда в портах (ППЛ);
- максимальная за ледовый сезон ледовитость моря (МЛ);
- максимальная за ледовый сезон толщина припайного льда в районе портов (МТЛ);
- даты окончательного очищения моря ото льда в районе портов (ООЛ);
- продолжительность ледового периода в районе портов (ПЛП).

Информационной основой методики прогноза являются материалы электронного архива метеорологической и ледовой информации, созданного в лаборатории ледовых прогнозов.

Технология долгосрочного прогноза представляет собой ансамблевый метод, включающий в себя три самостоятельных компоненты:

- а) расчет ледовых параметров по уравнениям множественной корреляции на основе использования характеристик поля температуры над евроатлантическим сектором;
- б) расчет ледовых параметров по уравнениям множественной корреляции на основе использования характеристик поля давления над евроатлантическим сектором;
- в) разложение кривых хода межгодовой изменчивости ледовых характеристик на гармонические составляющие с последующей их экстраполяцией на предстоящий ледовый сезон.

В окончательном результате прогноза ледовых характеристик учитывается вклад всех трех компонент. При этом величина вклада в общий результат пропорциональна обеспеченности расчета по полным рядам наблюдений в рамках каждой компоненты [3]. Разработке методики прогноза предшествовала большая работа по изучению изменчивости характеристик ледового режима неарктических морей России, а также их связи с макроциркуляционными атмосферными процессами [4, 8].

1. Расчет и прогноз ледовых характеристик по уравнениям множественной корреляции на основе использования характеристик полей температуры и давления

В основу методики прогноза заложено предположение о том, что на будущую суровость зимы в любом пункте европейской части России (так же, как и на сопутствующие этой суровости ледовые характеристики, перечисленные выше) влияют:

- состояние и взаимодействие крупных термобарических атмосферных структур;
- наличие накладывающихся друг на друга циклов, определяемых внешним воздействием космических сил.

Для выявления степени влияния различных элементов термобарического поля на будущие ледовые процессы были определены коэффициенты корреляции для связи сумм градусодней мороза (СГДМ), а также ледовых характеристик в портах неарктических морей с предполагаемыми предикторами [5, 7]. Анализ осуществлялся для данных за 9 месяцев, предшествующих ледовому сезону (с января по сентябрь включительно). Ограничение набора предикторов сентябрьскими данными было определено тем, что результаты прогноза предоставляются потребителям ледовой информации в первых числах октября. По результатам корреляционного анализа были выбраны наиболее существенные предикторы,

обладающие метеорологической памятью, наличие которой количественно подтверждается достаточно высокой корреляционной зависимостью. Отфильтрованные предикторы вошли в окончательные уравнения [6, 7].

При этом анализировалась информация о приземном давлении для трех центров действия атмосферы и о температуре воздуха в Архангельске, Кандалакше, Санкт-Петербурге и Ростове-на-Дону по 110-летнему ряду наблюдений. Величины рядов составляют: для ледовитости – 55 лет, для толщины льда – 67–79 лет, для ледовых фаз и ледового периода – 82–110 лет.

Для морей европейской части России был выбран единый набор предикторов (42 характеристики поля температуры и 39 характеристик поля давления). Расчетные уравнения по всем портам имеют аналогичный вид, differing только весовыми коэффициентами. Количество весовых коэффициентов, не равных нулю, в каждом уравнении не превышает 10–18 % ряда рассчитываемой (прогнозируемой) ледовой характеристики. Для оценки работы уравнений в качестве прогностических (по независимым рядам) использовались данные за 5 последних ледовых сезонов (с сезона 2005-2006 по сезон 2009-2010 гг.).

В качестве предикторов в уравнениях работают:

- среднемесячные значения давления в ЦДА и разности этих давлений на фиксированных направлениях;
- среднемесячные значения температуры воздуха, характеризующие причерноморскую (ПВМ), беломорскую (БВМ), евроатлантическую (ЕАВМ), сибирскую (СВМ) воздушные массы, и разности этих температур на фиксированных направлениях.

Если обозначить предикторы $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$, то линейное уравнение множественной зависимости может быть записано так:

$$Y = A_i(B_1X_1 + B_2X_2 + B_3X_3 + \dots + B_nX_n) + C_i, \quad (1)$$

где $B_1, B_2, \dots, B_n$ – весовые коэффициенты; A_i и C_i – коэффициенты в линейном уравнении для i -го элемента ледового режима (СГДМ, ППЛ, ПЛП, ООЛ, МЛ, МТЛ).

В табл. 1–4 в качестве примера приведены используемые в расчетных уравнениях весовые коэффициенты (B) и предикторы (X) для прогноза ППЛ и ООЛ в Кандалакше, и Архангельске и Мариуполе.

**Предикторы (X), характеризующие термический потенциал воздушных масс, и весовые коэффициенты (В) в уравнениях для прогноза ППЛ и ООЛ в Кандалакше (КАН),
Архангельске (АР), Мариуполе (МАР)**

Ледовые фазы Предикторы	ППЛ			ООЛ		
	КАН	АР	МАР	КАН	АР	МАР
<i>N</i> года	+0,050	+0,035	+0,070	−0,080	−0,015	−0,075
Причерноморская воздушная масса (ПВМ)						
<i>TP</i> (I)	0	0	0	0	0	+0,30
<i>TP</i> (III)	0	0	0	0	0	0
<i>TP</i> (IV)	0	−0,35	0	0	−0,18	0
<i>TP</i> (V)	+0,55	0	0	0	0	+0,45
<i>TP</i> (VI)	0	−0,25	+0,23	0	0	0
<i>TP</i> (VII)	0	0	0	0	+0,28	0
<i>TP</i> (VIII)	−0,23	+0,70	−0,14	−0,30	−0,40	−0,35
<i>TP</i> (IX)	0	+0,38	0	0	0	0
Беломорская воздушная масса (БВМ)						
<i>TAp</i> (I)	0	+0,13	0	0	0	0
<i>TAp</i> (II)	0	0	0	0	0	0
<i>TAp</i> (III)	0	0	0	0	0	0
<i>TAp</i> (IV)	0	0	0	−0,14	0	0
<i>TAp</i> (V)	0	−0,25	0	0	0	0
<i>TAp</i> (VI)	0	0	0	0	0	0
<i>TAp</i> (VII)	+0,23	0	0	0	0	−0,19
<i>TAp</i> (VIII)	0	0	+0,14	−0,09	−0,12	0
<i>TAp</i> (IX)	0	+0,20	+0,42	0	0	0
Евроатлантическая воздушная масса (ЕАВМ)						
<i>TСПб</i> (II)	+0,20	0	0	0	−0,08	0
<i>TСПб</i> (V)	0	0	0	−0,18	+0,13	0
<i>TСПб</i> (VI)	0	0	0	0	+0,38	−0,18
<i>TСПб</i> (VII)	0	+0,42	−0,45	0	−0,10	0
<i>TСПб</i> (VIII)	−0,70	−0,26	−0,18	+0,54	+0,70	+0,70
<i>TСПб</i> (IX)	+0,34	+0,56	0	−0,70	−0,35	−0,38
Сибирская воздушная масса (СВМ)						
<i>ТИр</i> (I)	0	−0,13	0	0	0	0
<i>ТИр</i> (II)	−0,20	−0,25	0	0	−0,08	0
<i>ТИр</i> (III)	+0,47	+0,40	−0,23	−0,30	0	0
<i>ТИр</i> (IV)	0	0	0	+0,24	0	0
<i>ТИр</i> (V)	0	+0,35	−0,70	0	+0,22	+0,20
<i>ТИр</i> (VII)	0	0	−0,70	0	−0,16	0

Примечание: Здесь и в табл. 2: *TP* – температура воздуха в Ростове-на-Дону (пункт, характеризующий теплозапас причерноморской воздушной массы), *TAp* – температура воздуха в Архангельске (пункт, характеризующий теплозапас беломорской воздушной массы), *TСПб* – температура воздуха в Санкт-Петербурге (пункт, характеризующий теплозапас евроатлантической воздушной массы), *ТИр* – температура воздуха в Иркутске (пункт, характеризующий теплозапас сибирской воздушной массы); римской цифрой обозначен месяц.

Предикторы (X), характеризующие интенсивность зонального и меридионального потоков тепла, и весовые коэффициенты (В) в уравнениях для прогноза ППЛ и ООЛ в Кандалакше (КАН), Архангельске (АР), Мариуполе (МАР)

Предикторы \ Ледовые фазы	ППЛ			ООЛ		
	КАН	АР	МАР	КАН	АР	МАР
Меридиональный температурный градиент						
$T_{Ар-ТСПб} (I)$	-0,24	+0,35	0	+0,15	0	+0,12
$T_{Ар-ТСПб} (II)$	-0,24	+0,20	0	+0,12	0	0
$T_{Ар-ТСПб} (III)$	0	0	0	0	0	-0,16
$T_{Ар-ТСПб} (IV)$	+0,35	0	0	0	+0,14	+0,15
$T_{Ар-ТСПб} (V)$	0	0	-0,55	0	0	0
$T_{Ар-ТСПб} (VIII)$	0	0	0	+0,20	0	0
Зональный температурный градиент						
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (I)$	0	0	0	0	0	0
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (III)$	-0,14	0	0	+0,20	+0,07	0
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (VI)$	-0,14	-0,24	0	0	+0,35	0
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (VII)$	0	0	0	0	0	0
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (VIII)$	0	0	-0,48	0	+0,16	+0,25
$TIp - \frac{T_{Ар} + T_{СПб}}{2} (IX)$	0	0	-0,40	-0,46	-0,16	0

Из анализа табл. 1–4 следует, что на время первого появления льда в Архангельске наибольшее влияние оказывают:

а) характеристики температурного поля:

- 1) температура воздуха в районе Сибирского максимума в марте;
- 2) температура воздуха в районе Черного моря в августе;
- 3) температура воздуха в районе Балтики в июле и сентябре;

б) характеристики поля давления:

- 1) интенсивность зонального переноса в марте и апреле;
- 2) давление в районе Сибирского максимума в январе, марте и мае.

На время первого появления льда в Мариуполе наибольшее влияние оказывают:

а) характеристики температурного поля:

- 1) температура воздуха в районе Сибирского максимума в мае и июле;
- 2) меридиональный температурный градиент в мае;
- 3) температура воздуха в районе Балтики в июле;

б) характеристики поля давления:

- 1) давление в районе Сибирского максимума в марте и сентябре.

**Предикторы (X), характеризующие влияние интенсивности зонального
и меридионального потоков воздуха, и весовые коэффициенты (B) в уравнениях
для прогноза ППЛ и ООЛ в Кандалакше (КАН), Архангельске (АР), Мариуполе (МАР)**

Предикторы \ Ледовые фазы	ППЛ			ООЛ		
	КАН	АР	МАР	КАН	АР	МАР
<i>N года</i>	+0,050	+0,035	+0,070	-0,080	-0,015	-0,075
Зональный перенос (ЗП)						
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (I)	0	0	+0,24	0	+0,30	+0,50
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (II)	0	-0,14	0	0	+0,14	0
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (III)	0	+0,70	+0,24	0	0	-0,28
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (IV)	-0,55	-0,45	0	+0,35	0	0
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (V)	-0,55	0	0	0	0	0
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (VI)	0	0	+0,30	0	0	0
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (VIII)	0	0	0	-0,70	-0,70	-0,70
$P_c - \frac{Pa + Pu}{2}$ (IX)	+0,40	+0,28	0	-0,70	-0,44	0
Атлантический меридиональный перенос (МП)						
$Pa - Pu$ (I)	0	0	0	0	0	0
$Pa - Pu$ (V)	0	0	0	-0,28	-0,18	0
$Pa - Pu$ (VII)	0	0	0	0	0	0
$Pa - Pu$ (IX)	+0,25	+0,16	0	0	+0,45	0

Примечание: Здесь и в табл. 4: P_c – давление в Сибирском максимуме (Иркутск), P_u – давление в Исландском минимуме (Рейкьявик), P_a – давление в Азорском максимуме (Понта Делгада); римской цифрой обозначен месяц.

Предикторы (X), характеризующие влияние центров действия атмосферы, и весовые коэффициенты (В) в уравнениях для прогноза ППЛ и ООЛ в Кандалакше (КАН), Архангельске (АР), Мариуполе (МАР)

Предикторы \ Ледовые фазы	ППЛ			ООЛ		
	КАН	АР	МАР	КАН	АР	МАР
Исландский минимум (ИМ)						
<i>Pu (I)</i>	0	0	0	0	+0,15	0
<i>Pu (II)</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Pu (III)</i>	0	+0,10	+0,13	+0,10	+0,18	-0,14
<i>Pu (IV)</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Pu (V)</i>	0	0	0	-0,18	-0,24	+0,25
<i>Pu (VI)</i>	0	0	0	+0,18	-0,15	+0,18
<i>Pu (VII)</i>	+0,50	-0,18	+0,37	+0,15	+0,20	0
<i>Pu (VIII)</i>	0	-0,30	+0,14	0	0	0
<i>Pu (IX)</i>	0	0	-0,16	0	+0,35	0
Сибирский максимум (СМ)						
<i>Pc (I)</i>	0	+0,40	-0,30	0	-0,25	-0,70
<i>Pc (II)</i>	0	0	-0,22	0	0	0
<i>Pc (III)</i>	-0,30	-0,45	+0,44	0	0	-0,30
<i>Pc (IV)</i>	+0,45	0	0	0	-0,19	0
<i>Pc (V)</i>	+0,70	+0,50	0	0	+0,22	0
<i>Pc (VI)</i>	+0,70	0	0	0	0	0
<i>Pc (VII)</i>	0	0	0	0	0	-0,18
<i>Pc (VIII)</i>	+0,55	-0,35	0	+0,28	+0,50	-0,30
<i>Pc (IX)</i>	-0,55	-0,28	+0,70	+0,70	+0,70	+0,70
Азорский максимум (АМ)						
<i>Pa(I)</i>	+0,25	0	0	0	0	0
<i>Pa(II)</i>	0	0	-0,24	-0,22	0	0
<i>Pa(III)</i>	0	-0,10	0	-0,16	0	-0,32
<i>Pa(IV)</i>	0	0	0	-0,22	-0,32	-0,55
<i>Pa(VI)</i>	+0,60	0	0	0	0	0
<i>Pa(VII)</i>	0	-0,35	0	0	-0,26	0
<i>Pa(VIII)</i>	0	0	-0,14	0	0	0
<i>Pa(IX)</i>	0	0	0	0	0	0

На изменчивость дат окончательного очищения моря ото льда в районе Архангельска наибольшее влияние оказывают:

а) характеристики температурного поля:

1) температура воздуха в районе Балтики в августе;

- 2) температура воздуха в районе Черного моря в августе;
- б) следующие характеристики поля давления:
 - 1) интенсивность зонального переноса в августе и сентябре;
 - 2) интенсивность меридионального переноса в сентябре;
 - 3) давление в районе Сибирского максимума в августе и сентябре.

На изменчивость дат окончательного очищения моря ото льда в районе Мариуполя наибольшее влияние оказывают:

- а) характеристики температурного поля:
 - 1) температура воздуха в районе Балтики в августе;
 - 2) температура воздуха в районе Черного моря в мае;
- б) характеристики поля давления:
 - 1) интенсивность зонального переноса в январе и августе;
 - 2) давление в районе Сибирского максимума в январе и сентябре;
 - 3) давление в районе Азорского максимума в апреле.

Таблицы, аналогичные табл. 1–4, составлены также для сумм градусодней мороза, ледовитости моря, максимальной за зиму толщины льда в портах Белого и Азовского морей. Ряд полученных уравнений в совокупности являются статистической моделью эволюции ледяного покрова неарктических морей. Поскольку во всех уравнениях весовые коэффициенты нормированы единообразно, а именно, от 0 до 0,7 по абсолютной величине, то пространственное распределение их значений при более широкой географии пунктов, для которых осуществляется расчет, может дать объективную картину влияния того или иного предиктора на конкретную ледовую характеристику. Следовательно, данный подход может быть использован в качестве метода исследования формирования различных тенденций в процессе эволюции ледовой ситуации на морях во времени и пространстве.

2. Разложение кривых хода межгодовой изменчивости ледовых характеристик на гармонические составляющие с последующей экстраполяцией на предстоящий ледовый сезон

В соответствии с основной гипотезой методики долгосрочного ледового прогноза циклические процессы являются основополагающими в климатической изменчивости для любого района Земного шара. Специалисты Института Арктики и Антарктики в разные годы занимались анализом межгодовых изменений характеристик ледяного покрова арктических морей и пришли к выводу о том, что частотная структура изменений площади ледяного покрова морей Северного Ледовитого океана характеризуется более или менее

заметными пиками. Эти пики наблюдаются на периодах 2–3 года, 5–7, 8–12, 20 и 50–60 лет [10].

Из соображения рациональности устройства вселенной, которое единственным образом может оправдать как наличие цикличности, так и саму возможность долгосрочного прогнозирования, в рамках разработки методики долгосрочного ледового прогноза было сделано предположение, что имеется некоторый глобальный период, в который вкладываются все гармоники, описывающие изменчивость ледовых процессов на европейских морях. Иными словами, на абсциссе времени существуют узловые годы, когда ординаты всех гармоник обращаются в ноль.

Периоды циклов для гармоник определялись по ряду температуры воздуха в Санкт-Петербурге, для которого имеется наибольшее количество наблюдений. Разложению подвергался 200-летний ряд отклонений СГДМ от генерального тренда (Δ СГДМ). При этом генеральный тренд также описывался длиннопериодной гармоникой, наиболее близко соответствующей полиномиальному тренду 2-го порядка. Кроме температурного ряда для Санкт-Петербурга, было сделано разложение четыре длинных рядов СГДМ: для Архангельска – 192 года, Москвы – 130 лет, Ростова-на-Дону – 124 года, Астрахани – 115 лет и трех более коротких – Нирьян-Мара – 83 года, Диксона – 89 лет – Челюскина – 77 лет.

Мерой согласованности фактических и расчетных отклонений от генерального тренда являлся максимальный (пиковый), полученный в процессе перебора вариантов, коэффициент корреляции между значениями двух рядов – фактических отклонений СГДМ и соответствующих значений гармоники (G), описываемых уравнением вида:

$$G = A(\sin((N_i - N_o)2\pi/\Delta t)) + C, \quad (2)$$

где N_i – номер текущего года; N_o – номер узлового года (значение гармоники совпадает со значением генерального тренда); A и C – амплитуда и свободный член, определяемые по регрессии между значениями $\sin((N_i - N_o)2\pi/\Delta t)$ и фактическими данными; Δt – период цикла.

При этом из предположения об общности некоторого узлового года для всех гармоник и наличии глобального периода вытекает, что N_o – величина постоянная для всех гармоник, а значение Δt определяется из выражения:

$$\Delta t = \Delta T/m, \quad (3)$$

где ΔT – глобальный период; m – целые числа.

В результате проведения численных экспериментов было установлено, что наилучшие результаты разложения 200-летнего ряда СГДМ по Санкт-Петербургу получаются при

установлении узлового года на начало современного летоисчисления, т.е $No=0$, и задании глобального периода $\Delta T = 5044$.

Разложение кривых хода межгодовой изменчивости ледовых параметров на гармонические составляющие осуществлено для рядов СГДМ, значений ледовитости моря и ледовых фаз для Архангельска, Кандалакши и Мариуполя по 31 гармонике.

В табл. 5 приведены параметры для 31 гармоник, сумма которых аппроксимирует СГДМ в Санкт-Петербурге и Архангельске, а также коэффициенты корреляции для гармоник (K). На рис. 1 приведена фактическая и вычисленная как сумма гармоник СГДМ в Санкт-Петербурге.

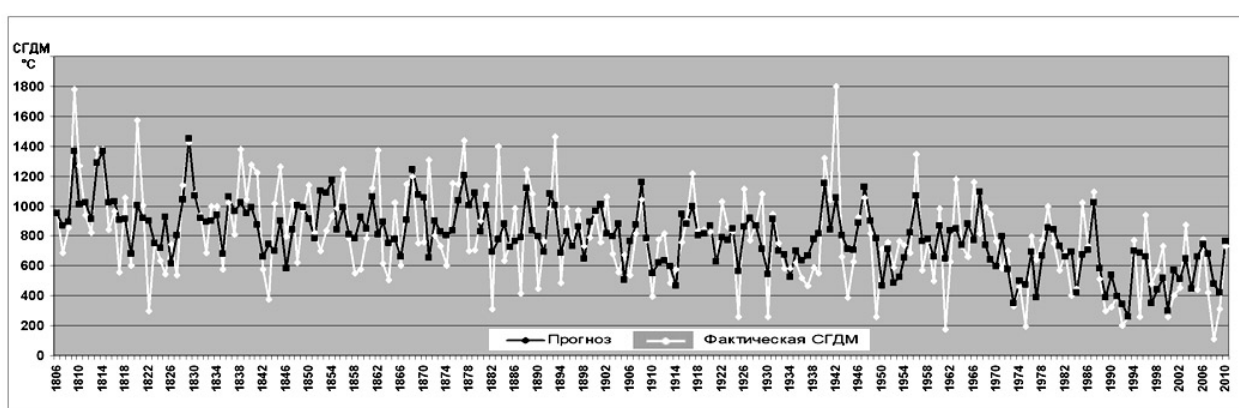


Рис. 1. Фактическая и вычисленная как сумма гармоник СГДМ в Санкт-Петербурге.

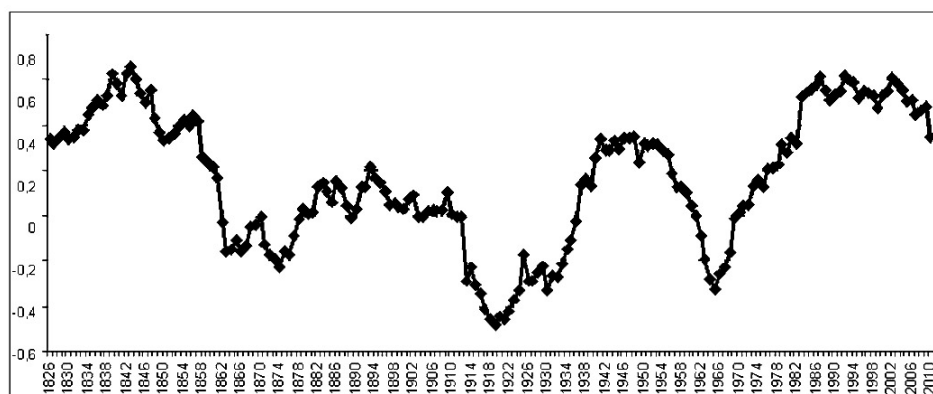
В третьей компоненте методики долгосрочного прогноза суммы гармоник, параметры которых приведены в табл. 5, аппроксимируют ряды изменчивости ледовых параметров с последующей экстраполяцией на предстоящий ледовый сезон.

Несмотря на то, что суммарные коэффициенты корреляции достаточно высоки (0,7–0,8), а использованные ряды имеют большую длину, существует необходимость удостовериться в том, что влияние той или иной гармоники на изменчивость СГДМ не является случайным. Поскольку коэффициенты корреляции для любой гармоники непрерывно изменяются с течением лет, можно предположить, что для каждой из них в рамках 200-летнего периода изменчивости СГДМ существуют более короткие периоды с высокими коэффициентами корреляции. Возьмем для анализа 20-летние периоды, исходя из сделанного ранее вывода о том, что климатическая устойчивость в рамках одной макроциркуляционной эпохи возможна на протяжении периода, близкого к 20 годам [8].

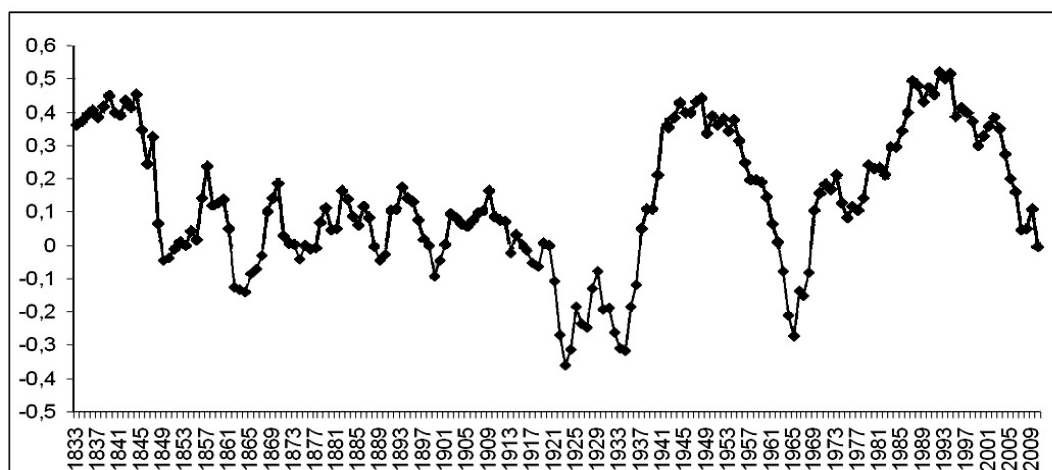
На рис. 2 приведен график изменчивости скользящего по 20-летиям коэффициента корреляции между значениями гармоники №11 ($m=544$, $\Delta t=9,27$) и отклонением фактической СГДМ в Санкт-Петербурге и Архангельске от генерального тренда.

Параметры гармоник, полученные по 200-летнему ряду СГДМ в Санкт-Петербурге (СПб) и по 192-летнему ряду СГДМ в Архангельске (АР)

№ гармоник	m	Δt	K (СПб)	K (АР)
1 (генеральный тренд)	5	1008,80	0,40	0,23
2	37	136,32	0,07	0,22
3	60	84,07	0,12	0,10
4	198	25,47	0,10	0,10
5	232	21,74	0,18	0,15
6	278	18,14	0,10	0,11
7	372	13,56	0,10	0,14
8	398	12,67	0,11	0,12
9	450	11,21	0,14	0,12
10	516	9,78	0,17	0,10
11	544	9,27	0,18	0,13
12	648	7,84	0,20	0,10
13	666	7,57	0,05	0,12
14	778	6,48	0,07	0,15
15	892	5,65	0,10	0,15
16	952	5,30	0,13	0,22
17	998	5,05	0,16	0,12
18	1024	4,92	0,14	0,11
19	1082	4,66	0,10	0,15
20	1154	4,37	0,13	0,18
21	1192	4,23	0,10	0,10
22	1280	3,94	0,18	0,08
23	1494	3,38	0,13	0,13
24	1640	3,08	0,17	0,19
25	1782	2,83	0,14	0,10
26	1876	2,69	0,10	0,11
27	1948	2,59	0,12	0,11
28	2098	2,40	0,17	0,19
29	2156	2,34	0,12	0,05
30	2234	2,26	0,24	0,16
31	2484	2,03	0,18	0,18
Суммарный коэффициент корреляции			0.80	0,74



а)



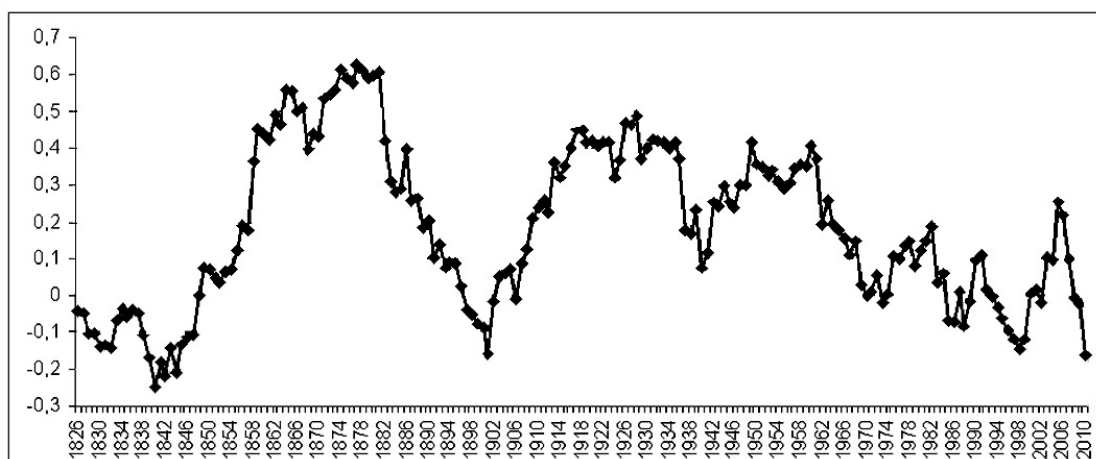
б)

Рис. 2. Изменчивость скользящего по 20-летиям коэффициента корреляции между значениями гармоники №11 ($m=544$, $\Delta t=9,27$) и отклонением фактической СГДМ от генерального тренда в Санкт-Петербурге (а) и Архангельске (б).

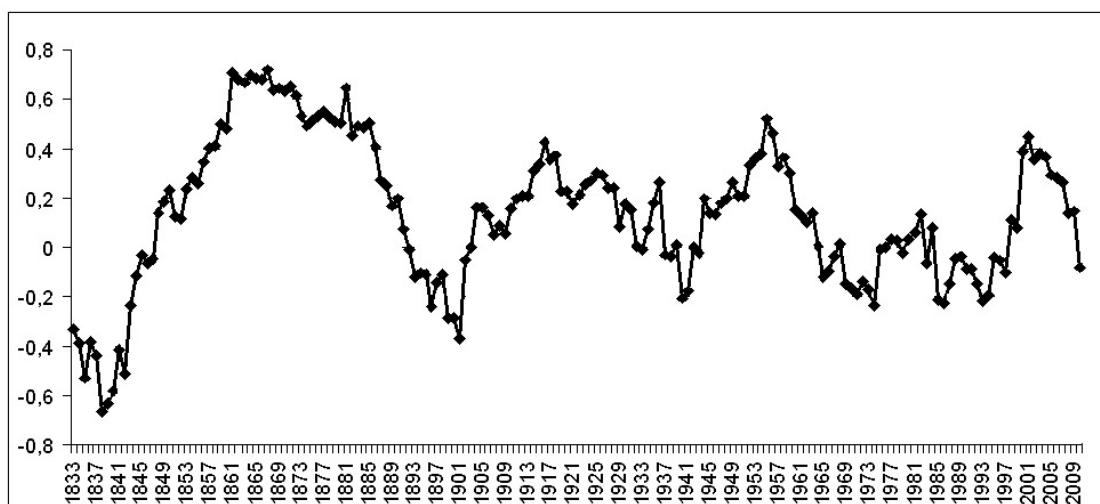
На рис. 3 приведен график изменчивости скользящего по 20-летиям коэффициента корреляции между значениями гармоники №17 ($m=998$, $\Delta t=5,05$) и отклонением фактической СГДМ в Санкт-Петербурге и Архангельске от генерального тренда.

Полагаясь на закон Стьюдента, можно утверждать, что для объема выборки 20 лет и для уровней значимости 5 % и 1 % параметр Стьюдента должен быть равным не менее 2,101 и 2,878 соответственно. Коэффициенты корреляции при таких условиях должны составлять 0,45 и 0,56 [9]. Из анализа графиков на рис. 2 и 3 следует, что для рассматриваемых гармоник максимальные коэффициенты корреляции по 20-летнему ряду 0,50–0,75, а это значит, что с вероятностью 95–99% можно утверждать, что данная связь не случайна. Подобный анализ был проведен для всех гармоник. Максимальные (скользящие по 20-летиям) коэффициенты корреляции составили от 0,42 до 0,80.

Графики на рис. 2 и 3 показывает, что в поведении аналогичных гармоник, аппроксимирующих параметр ледового режима в различных географических пунктах (в данном случае – сумму градусодней мороза в Санкт-Петербурге и в Архангельске) присутствуют как сходные черты, так и существенные различия.



а)



б)

Рис. 3. Изменчивость скользящего по 20-летиям коэффициента корреляции между значениями гармоники №17 ($m=998$, $\Delta t=5,05$) и отклонением фактической СГДМ от генерального тренда в Санкт-Петербурге (а) и Архангельске (б).

Разделение ряда наблюдений с 1900 года по 2010 г. на макроциркуляционные эпохи осуществляется следующим образом: до 1902 г. – эпоха С, с 1903 по 1928 г. – эпоха W, с 1929. по 1939 г. – эпоха W+E, с 1940. по 1948 г. – эпоха С, с 1949. по 1965 г. - эпоха E+C, с 1966. по 1990 г. – эпоха E, с 1991. по 2010 г. – эпоха W+E [8].

На рис. 2 ясно прослеживаются моменты смены макроциркуляционных эпох на границе 1928-29 гг., когда эпоха W поменялась на эпоху W+E, и на границе 1965-1966 гг., когда эпоха E+C поменялась на эпоху E.

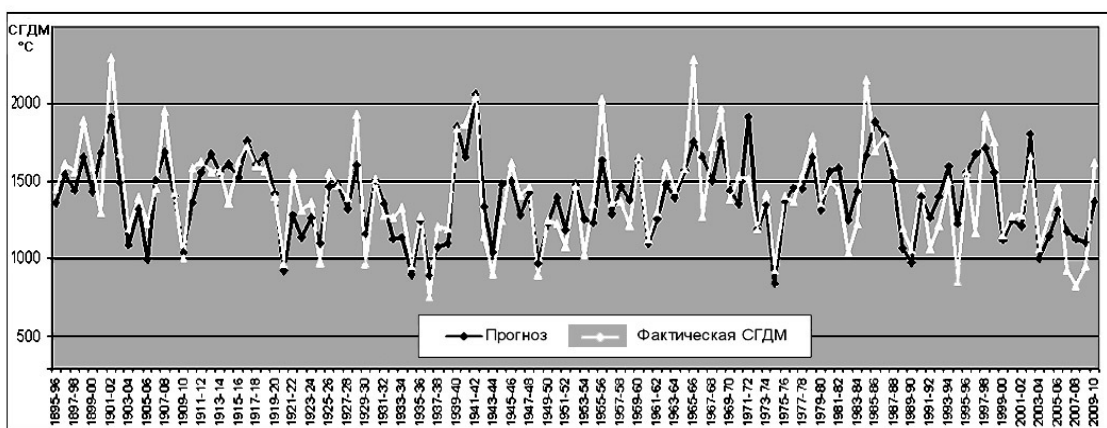
На рис. 3 хорошо видны смены макроциркуляционных эпох на границе 1902-1903 гг., когда эпоха С поменялась на эпоху W, и на границе 1939-40 гг., когда эпоха W+E поменялась на эпоху С.

Эти факты свидетельствуют о том, что смена макроциркуляционных эпох, по всей вероятности, является результатом проявления суммарного действия циклических процессов.

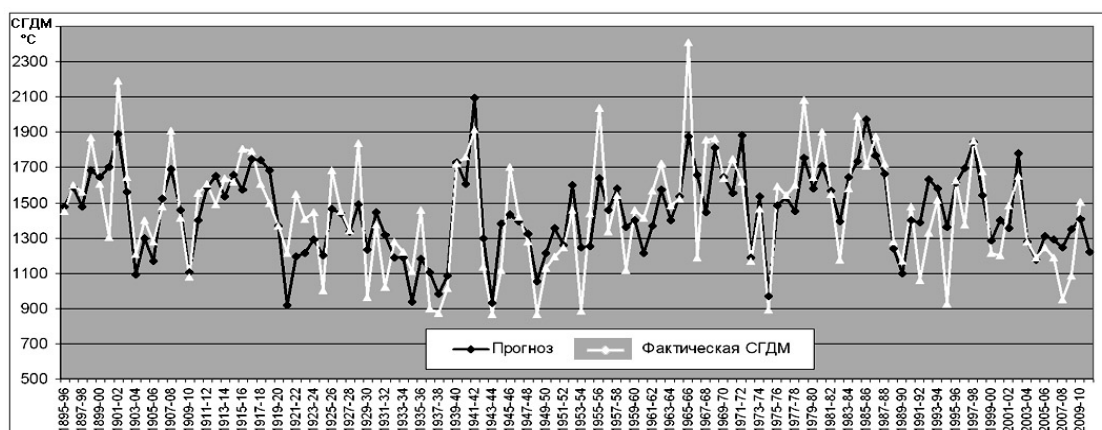
Коэффициенты корреляции между рядами значений, рассчитанных по гармоникам, и соответствующими рядами фактических величин для различных ледовых характеристик и портов варьируют от 0,55 до 0,80. В частности, коэффициент корреляции между расчетными и фактическими значениями СГДМ для Архангельска за 192 года составил 0,76, обеспеченность – 84 %. Эффективность по зависимому ряду в сравнении с климатической обеспеченностью – 18 %.

3. Результаты работы ансамблевого метода для Белого и Азовского морей

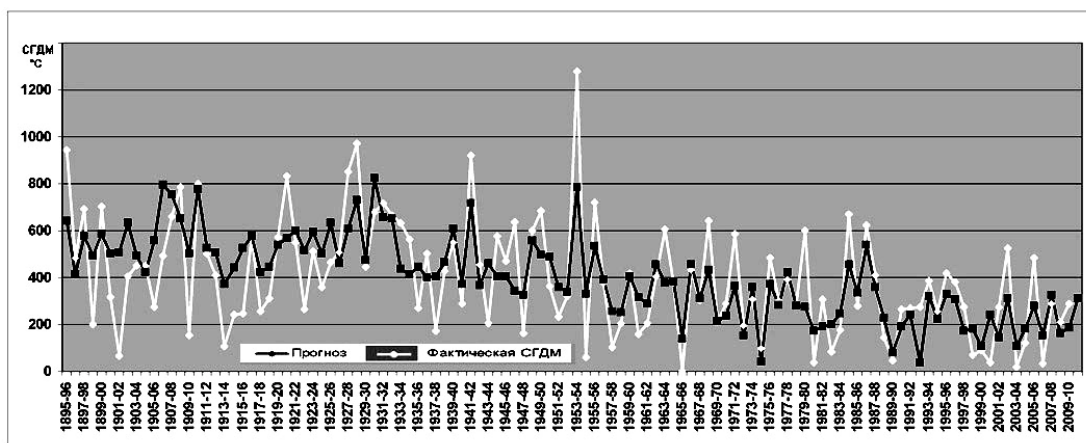
Ниже приведены результаты работы ансамблевого метода для Белого и Азовского морей. На рис. 4 – данные расчета СГДМ в Архангельске, Кандалакше и Ростове-на-Дону.



а)



б)



в)

Рис. 4. Расчет СГДМ в Архангельске (а), Кандалакше (б) и Ростове-на-Дону (в) по зависимому (1896–2005 гг.) и независимому (2006–2010 гг.) рядам.

Коэффициенты корреляции между рядами рассчитанных значений и соответствующими рядами фактических величин для зависимого ряда составили по Архангельску и Кандалакше, соответственно, 0,82 и 0,78, обеспеченность метода – 91 и 88 %, эффективность метода – 20 и 19 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 60 и 40 % соответственно.

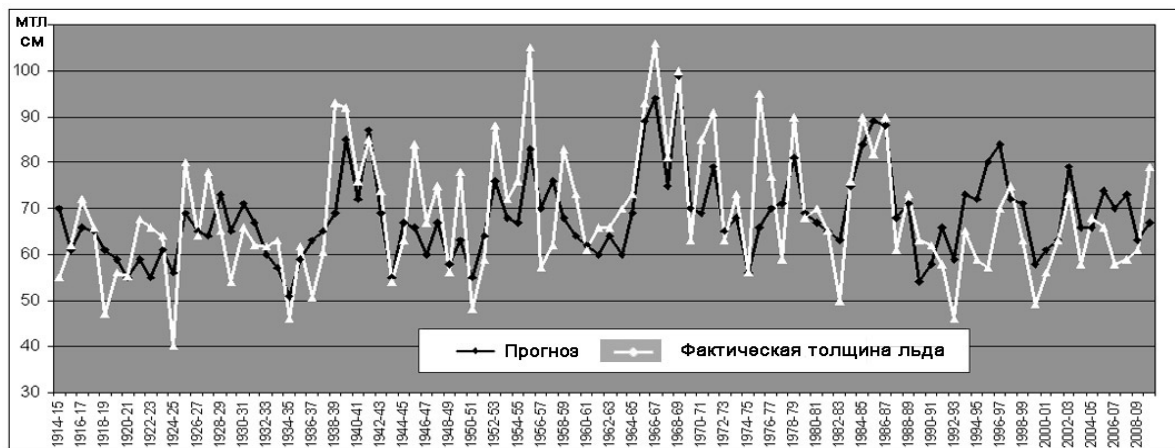
Для Ростова-на-Дону коэффициент корреляции равен 0,72, обеспеченность метода – 84 %, эффективность метода – 18 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20 %.

Высокая эффективность прогноза за период последних пяти лет для Белого моря объясняется климатически нетипичным ходом ледовых процессов здесь в это время. Мерой оправдываемости в прогнозах СГДМ и других характеристик предстоящего ледового сезона служит среднее квадратическое отклонение (δ).

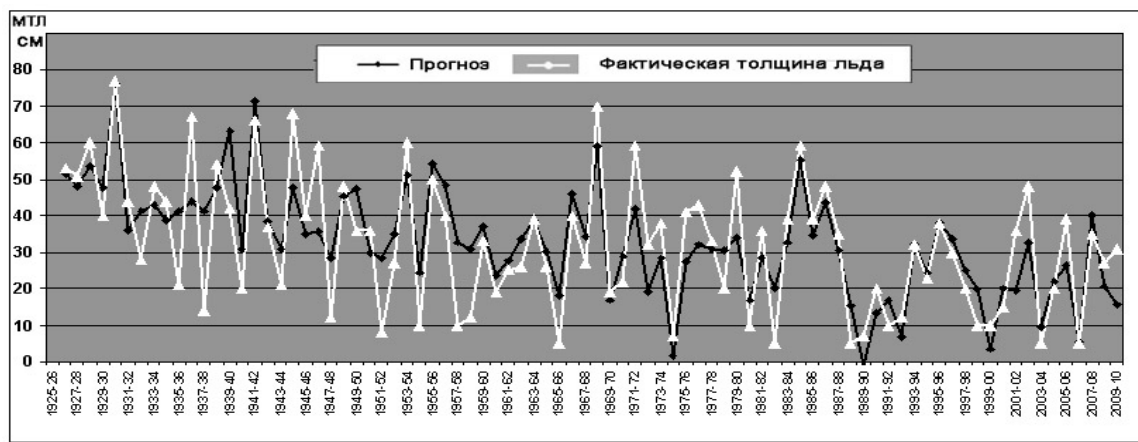
На рис. 5 приведены результаты расчета по зависимому ряду и прогноза по независимому ряду наибольшей за зиму толщины припайного льда для острова Мудьюг (Белое море) и Мариуполя (Азовское море).

Для района Мудьюга коэффициент корреляции между рядами рассчитанных значений МТЛ и соответствующими рядами фактических величин для зависимого ряда составляет 0,71, обеспеченность метода – 89 %, эффективность метода – 16 %. Оправдываемость по 5-летнему независимому ряду составила, как по климатическому, так и по методическому прогнозу 100 %.

Для Мариуполя коэффициент корреляции равен 0,80, обеспеченность метода – 88 %, эффективность метода – 26 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20 %.



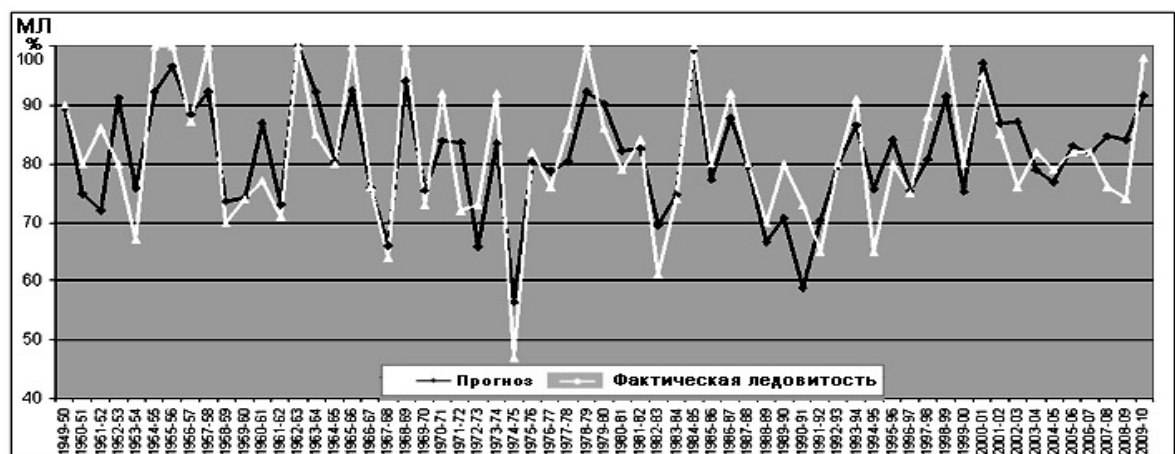
а)



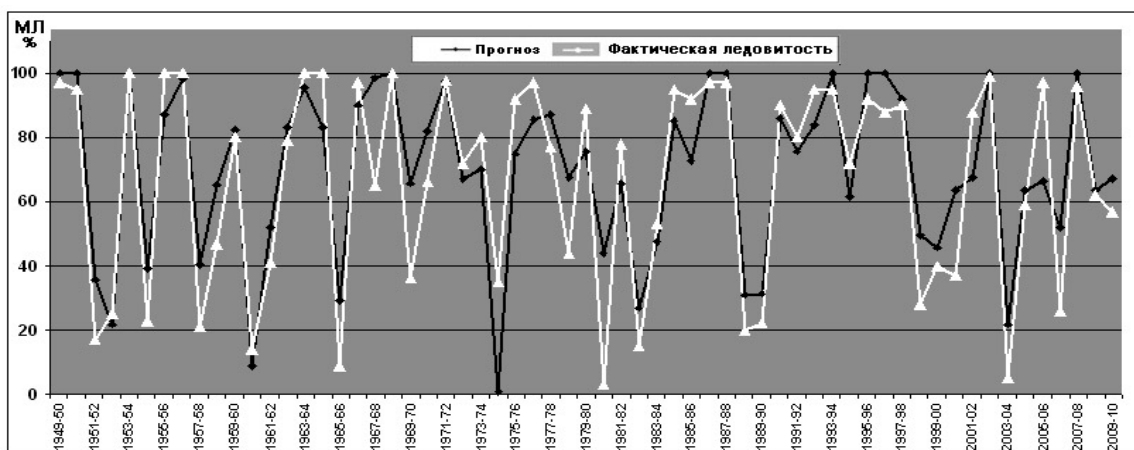
б)

**Рис. 5. Расчет максимальной за зиму толщины льда
в районе острова Мудьюг (а) и Мариуполя (б).**

На рис. 6 приведены данные расчета ледовитости Белого (северная часть) и Азовского морей.



а)



б)

**Рис. 6. Расчет максимальной за ледовый сезон ледовитости
Белого (а) и Азовского (б) морей.**

Для Белого моря коэффициент корреляции между рядами рассчитанных значений и соответствующими рядами фактических величин для зависимого ряда составляет 0,83, обеспеченность метода – 96 %, эффективность метод – 25 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20 %.

Для Азовского моря коэффициент корреляции составляет 0,88, обеспеченность метода – 95 %, эффективность метода – 27 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20%.

На рис. 7-8 приведены результаты прогноза дат первого появления и окончательного очищения акватории порта ото льда в Архангельске.

Коэффициент корреляции между рядами рассчитанных значений ППЛ и соответствующими рядами фактических величин по зависимому ряду составляет для Архангельска 0,69, обеспеченность метода – 83 %, эффективность – 17 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 40 %.

Для Кандалакши коэффициент корреляции по зависимому ряду составляет 0,77, обеспеченность метода – 89 %, эффективность – 24 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 40 %.

Для Мариуполя коэффициент корреляции по зависимому ряду составляет 0,78, обеспеченность метода – 92 %, эффективность – 20 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20 %.

Коэффициент корреляции между рядами рассчитанных значений ООЛ и соответствующими рядами фактических величин для зависимого ряда составляет для Архангельска 0,67, обеспеченность метода – 87 %, эффективность – 13 %. Оправдываемость

прогноза по 5-летнему независимому ряду составила, как по климатическому, так и по методическому прогнозу, 100 %.

В районе Кандалакши для ООЛ коэффициент корреляции по зависимому ряду составляет 0,85, обеспеченность метода – 93 %, эффективность – 31 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 60 %.

Для Мариуполя коэффициент корреляции по зависимому ряду составляет 0,80, обеспеченность метода – 95 %, эффективность – 23 %. Эффективность по 5-летнему независимому ряду составила 20 %.

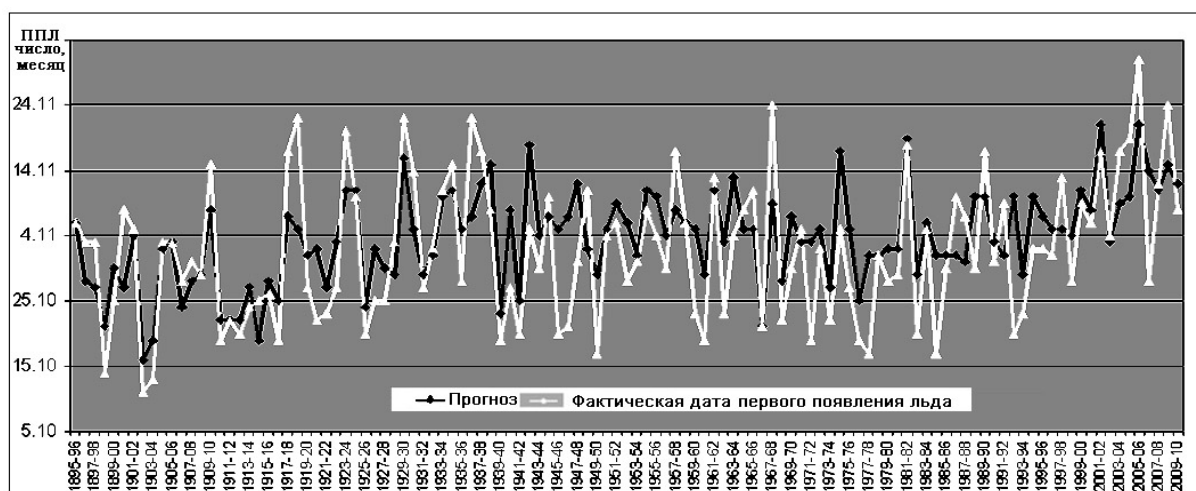


Рис. 7. Расчет дат первого появления льда в Архангельске.

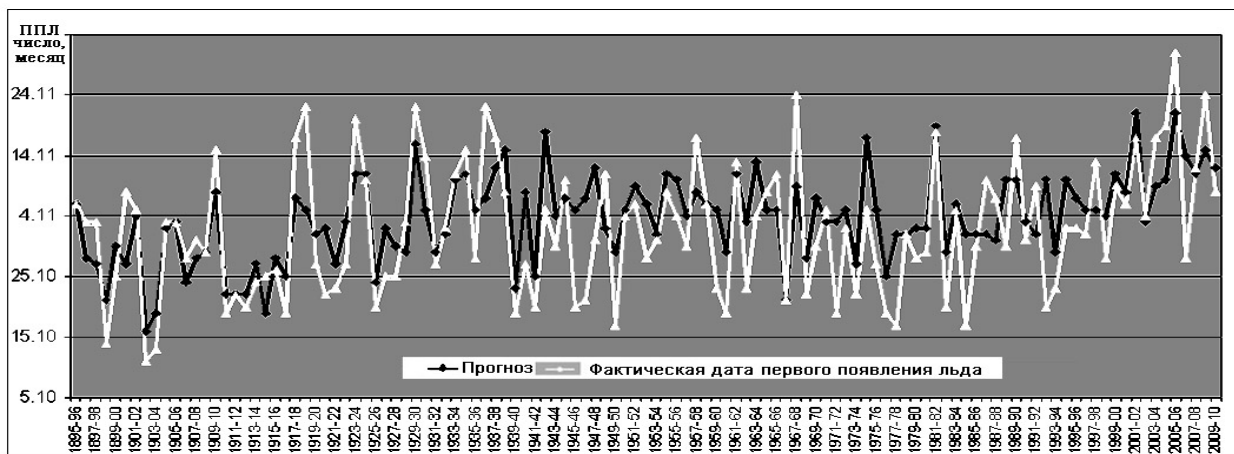


Рис. 8. Расчет дат окончательного очищения моря ото льда в Архангельске.

Выводы

1. Результаты расчета ледовых характеристик Белого и Азовского морей ансамблевым методом по зависимому и независимому рядам дали хороший результат. Средняя для всех

пунктов эффективность метода по зависимым рядам (представляющим полные ряды наблюдений) составляет для элементов ледового режима:

- СГДМ – 19 % при обеспеченности 88 %;
- ППЛ – 20 % при обеспеченности 88 %;
- ООЛ – 22 % при обеспеченности 91 %;
- ЛП – 18 % при обеспеченности 88 %;
- МЛ – 26 % при обеспеченности 95 %;
- МТЛ – 21 % при обеспеченности 88 %.

2. Проведены испытания работы метода по независимому 5-летнему ряду данных. Эффективность метода по независимым рядам составляет в среднем для элементов ледового режима: СГДМ – 30 %; ППЛ – 26 %; ООЛ – 26 %; ЛП – 40 %; МЛ – 20 %; МТЛ – 20 % , что не ниже данных, полученных по зависимому ряду. Это свидетельствует об устойчивости работы уравнений.

4. По данным гармонического анализа, в ближайшее 10-летие на акватории Белого моря наиболее тяжелая ледовая обстановка возможна в ледовый сезон 2014-2015 гг., на Азовском море – в 2018-2019 гг. Процесс потепления в евроатлантическом регионе будет продолжаться еще в течение длительного периода, порядка 260 лет. Кроме того, если признать правдоподобие гармонической компоненты данной статистической модели, то придется весьма критично отнестись к многочисленным аналоговым методам долгосрочных прогнозов, поскольку из проведенного исследования следует, что повтор аналогичной климатической ситуации возможен раз в 5000 лет.

В дальнейшем, с увеличением рядов наблюдений, предполагается осуществлять совершенствование метода долгосрочного прогноза ледовых явлений: включать в уравнения новые значимые предикторы, проводить фильтрацию используемых предикторов. В силу того, что факторы влияния на ледовые процессы детерминированы по трем признакам, есть возможность отслеживать степень вклада каждой компоненты в общий результат и осуществлять совершенствование метода в рамках каждой компоненты.

Список использованных источников

1. Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. – М., 2009. – 287 с.
2. Абузяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 320 с.
3. Думанская И.О. Методика долгосрочного прогноза ледовых условий на европейских морях России // Метеоспектр. – 2009. – № 4. – С. 88–96.

4. Думанская И.О. Оценка возможности использования вероятностных характеристик дрейфующего льда и численной модели перераспределения льда в Белом море для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций в условиях климатических изменений // Проблемы Арктики и Антарктики. – № 77. – С. 28–142.
5. Думанская И.О. Проблемы разработки методик долгосрочных ледовых прогнозов в условиях современных изменений климата // Метеоспектр. – 2008. – № 4. – С. 25–30.
6. Думанская И.О., Котилевская А.М. Методика долгосрочного прогноза ледовых условий на Белом и Баренцевом морях // Метеоспектр. – 2010. – № 2. – С. 14–22.
7. Думанская И.О., Котилевская А.М. Оценка возможности использования в современной практике ледового обслуживания мореплавания прогностических методик XX века на неарктических морях России // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 67–88.
8. Думанская И.О., Федоренко А.В. Анализ связи ледовых характеристик морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 12. – С. 82–94.
9. Ефимова М.Р. Статистика. – М.: ИНФРА-М, 2005. – 335 с.
10. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Том 2. Климатические изменения ледяного покрова морей евроазиатского шельфа. – СПб.: Наука, 2007. – 135 с.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Method of the long-range forecast of the ice conditions on White and Azov seas

I.O. Dumanskaya

The analysis of the influence of the centers of action of the atmosphere on the severity of the forthcoming winter has been executed. The statistical ties of the parameters of the field of the ground temperature of air and pressure field with the sum of accumulated minus temperatures during the ice season have been investigated. The quantitative parameters of the influence of different predictors on the severity of future winters on the water areas of the seas of the European part of Russia are obtained for the first time. The maps of the geographic distribution of these parameters are developed. Some special regularities detected by means of the analysis of these maps, are explained. The possibility of unified approach to the development of the method of long-term ice forecast in the seas of the European part of Russia is proven.

Keywords: ice conditions forecast, ice first appearance, White sea ice concentration, Azov sea ice concentration, ice thickness, sea ice disappearance, forecast effectiveness.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ АТМОСФЕРНЫМИ ПРОЦЕССАМИ НАД СКАНДИНАВСКИМ ПОЛУОСТРОВОМ И ЛЕДОВЫМИ УСЛОВИЯМИ НА АЗОВСКОМ МОРЕ

А.В. Федоренко

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

Исследуется влияние блокирующих антициклонов над севером Европы на изменение ледового покрова, температуры воздуха, толщины льда на Азовском море. Проведен анализ связи этих параметров с индексами атмосферной циркуляции и обнаружена высокая зависимость между термобарическим полем атмосферы в предзимьях над Скандинавским полуостровом и суровостью зим на Азовском море.

Ключевые слова: блокирующий антициклон, Азовское море, атлантический циклон, ЦДА, воздушные массы, ледовитость, суммы градусодней мороза, термобарическое поле, корреляция.

Введение

Прогноз параметров ледового покрова представляет большой практический интерес для судоходства, т.к. учет прогнозируемых ледовых условий существенно уменьшает риск плавания во льдах и оптимизирует использование ледоколов [1]. Известно, что ледовый покров морей юго-востока Европы характеризуется высокой изменчивостью как в многолетнем ходе, так и в отдельно взятом сезоне, и зависит от преобладающих гидрометеорологических условий. На ледовый режим этих морей влияют барические образования, обусловленные атмосферной циркуляцией в средней и верхней тропосфере, которая в свою очередь определяется крупномасштабным взаимодействием атмосферы и океана.

Ранее в работах по синоптико-статистическим методам прогноза ледовых условий было показано, что экстремально суровые зимы в бассейне Черного, Азовского и Каспийского морей возникают при преобладании в осенне-зимний период меридионального характера атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Европой, а экстремально теплые – при усилении зональной циркуляции. Например, преобладание меридиональной циркуляции в предзимье (ноябрь) с большой вероятностью

указывало на формирование в январе отрицательной аномалии температуры воздуха на Европейской территории России (ЕТР) [4].

Впоследствии характер таких связей уточнялся, использовались новые предикторы, такие как аномалии температуры воды в Северной Атлантике, положение и интенсивность центров действия атмосферы (ЦДА), тепловой баланс Северной Атлантики, положение высотных фронтальных зон и др.

В данной статье исследуется связь характера зим на морях юго-востока Европы с блокирующими антициклонами на северо-западе Европы, которые при своем возникновении не только нарушают западно-восточный перенос в средней тропосфере, но и выносят холодные воздушные массы с севера, северо-запада и северо-востока далеко на юг.

Исходные материалы

В работе были использованы данные о ледовых и температурных условиях зим в регионе Азовского моря с 2001 по 2010 г., об атмосферном давлении в ЦДА из архива Отдела морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, а также индексы атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и северной Европой за 1950-2010 гг. [8] (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>).

Оценка влияния блокирующих антициклонов на северо-западе Европы на зимние условия Азовского моря

Развитие блокирующего антициклона над Скандинавским полуостровом может оказывать воздействие как на суровость зим, так и на ледовые условия морей юго-восточной Европы. Связь температуры воздуха, ледовитости и толщины льда с колебаниями атмосферного давления над Скандинавским полуостровом наблюдается на периодах от нескольких суток до месяцев, а потому может быть важным фактором в понимании роли атмосферных процессов в формировании зим различной степени суровости. В качестве примера исследуется суровость зим и ледовые условия на Азовском море.

Для предварительного анализа влияния макромасштабных атмосферных процессов на температурные и ледовые условия зим на Азовском море из имеющегося ряда данных по температуре и атмосферному давлению были выбраны 10 последних зим (2000–2010 гг.) За этот ряд лет по подсчитанным суммам градусодней мороза было выявлено, что две зимы были мягкие, две – близкие к суровым, шесть – умеренные. По температурным

условиям это распределение оказалось близким в процентном отношении к распределению всех зим, данные по которым хранятся в архиве Гидрометцентра России (1881–2011 гг.).

На рис. 1 представлены временные ряды температуры воздуха на станции Ростов-на-Дону в зимы 2004–2005 гг. (зима мягкая) и 2002–2003 гг. (зима, близкая к суровой).

На кривых рис. 1 можно проследить основное различие между мягкими и суровыми зимами на Азовском море (как и вообще на всех морях юго-востока Европы). В мягкие зимы резкие межсуточные изменения температуры воздуха наблюдаются реже, чем в суровые. Изменчивость температуры воздуха слабая и не превышает $\pm 5\text{--}7^\circ\text{C}$ за 3–5 суток. Эти колебания связаны с частым прохождением атлантических и средиземноморских циклонов, в передней части которых наблюдается рост температуры воздуха, а в тыловой части, за холодным фронтом – снижение, связанное с адвекцией холодного воздуха с северо-запада. Циклоны часто проходят сериями, а потому колебания температуры относительно небольшие, но частые.

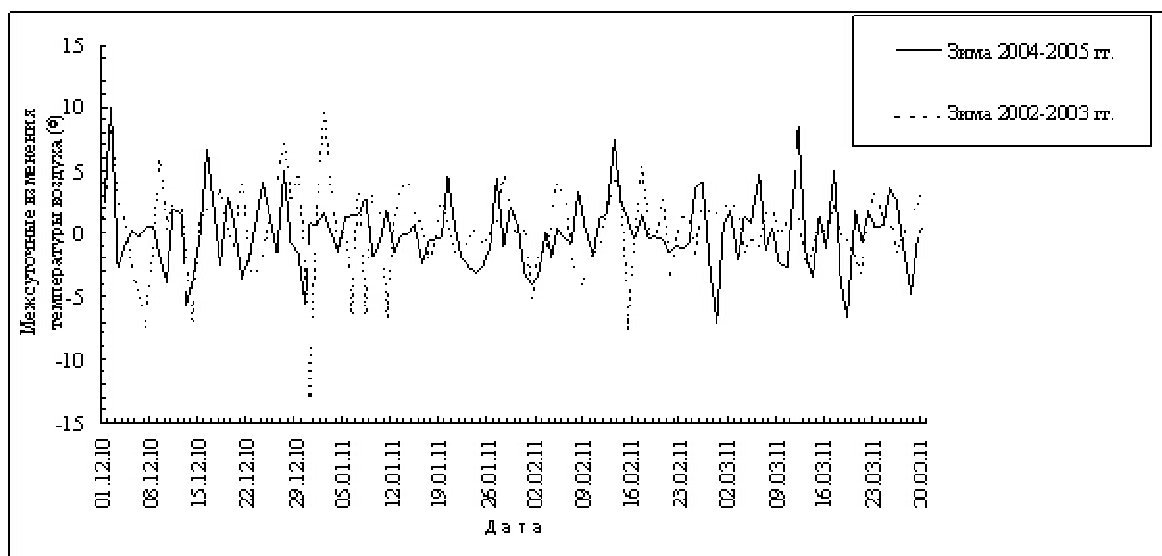


Рис. 1. Межсуточная изменчивость температуры воздуха в Ростове-на-Дону зимой 2004–2005 (зима мягкая) и 2002–2003 гг. (зима, близкая к суровой).

Совсем иначе обстоит дело с суровыми зимами. Температура воздуха может за 2–3 суток снизиться от 0°C до минус $15\text{--}20^\circ\text{C}$, затем подняться на 10° и снова снизиться на эту же величину. Такая изменчивость объясняется прохождением обширных антициклонов, когда воздух над югом ЕТР выхолаживается как за счет адвективного затока холодного воздуха с севера и северо-востока и радиационного выхолаживания в ночное время, так и блокирующего воздействия обширных антициклонов на весь западно-

восточный перенос в средней тропосфере. Колебания температуры не столь частые, как в мягкую зиму, но более интенсивные. Подробный анализ одной из таких зим (2007–2008 гг.) приведен в статье [6].

В табл. 1 представлены даты наиболее выраженных понижений температуры воздуха (более 5 °C за сутки) в Ростове-на-Дону, изменение ледовитости Азовского моря в эти периоды и синоптические причины, вызвавшие эти явления. Обозначения в таблице: $T_{\min}$ – минимальная среднесуточная температура воздуха в рассматриваемый интервал времени (°C); ΔL – изменение ледовитости Азовского моря (%); - – отсутствие данных; 0* – ледовитость моря не менялась, так как составляла 100 %.

За зимы 2000–2010 гг. выявлено 28 случаев сильных и относительно кратковременных изменений температуры воздуха в Ростове-на-Дону. Из них 28 % случаев вызваны выходом на ЕТР западного отрога Сибирского антициклона, 21 % – выходом на ЕТР антициклона с Северного моря, 1 % – выходом на ЕТР восточного отрога Азорского антициклона. Однако большинство случаев (50 %) быстрого понижения температуры воздуха и наибольшего развития ледового покрова Азовского моря были связаны с развитием и смещением на юг ЕТР антициклона, сформировавшегося над Скандинавским полуостровом.

За весь рассматриваемый период было отмечено 16 случаев кратковременного увеличения ледовитости моря: в четырех случаях увеличение ледовитости от 5 до 20 % связано с развитием отрога Сибирского антициклона и выходом антициклона с Северного моря, в одном случае – с развитием антициклона над Скандинавским полуостровом. Из восьми случаев, когда ледовитость увеличивалась более чем на 50 % в течение 2–5 дней, шесть определялись развитием антициклона над Скандинавским полуостровом. Следует отметить, что даже в тех случаях, когда на Азовское море выходил восточный отрог Сибирского антициклона, ему предшествовал слабый антициклогенез над Скандинавским полуостровом или Северным морем.

Таким образом, предварительный анализ выявил значительную роль антициклогенеза над Скандинавским полуостровом в развитии ледовой обстановки на Азовском море.

Обнаруженная зависимость не исчерпывается синоптическим масштабом (1–5 суток). Она проявляется и в связи многолетних колебаний температуры воздуха, сумм градусодней мороза, ледовитости и толщины льда на Азовском море с атмосферным давлением на станциях, близких к центру формирования антициклона над Скандинавским полуостровом (в качестве такой станции взят Санкт-Петербург).

**Связь изменения температуры воздуха в Ростове-на-Дону и ледовитости Азовского моря
с макромасштабными атмосферными процессами**

Дата	Tmin, °C	ΔL , %	Синоптические причины
19.01–24.01.01	–9,1	+55	антициклон над Скандинавским п-вом
06.02.–08.02.01	–8,2	-	западный отрог Сибирского антициклона
11.12.–20.12.01	–12,9	+70	антициклон над Северным морем
02.01.–09.01.02	–18,3	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
08.12.–13.12.02	–16,3	+80	антициклон над Скандинавским п-вом
15.12.–18.12.02	–15,4	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
22.12.–27.12.02	–12,9	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
09.01.–14.01.03	–8,7	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
11.02.–14.02.03	–12,9	0*	западный отрог Сибирского антициклона
21.02.–26.02.03	–10,2	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
15.02.–18.02.04	–6,1	+4	антициклон над Северным морем
21.02.–23.02.04	–8,4	-	антициклон над Северным морем
14.12.–17.12.04	–8,8	+6	антициклон над Северным морем
01.02.–13.02.05	–14,1	+63	западный отрог Сибирского антициклона
05.01.–09.01.06	–12,0	+24	антициклон над Скандинавским п-вом
17.01.–28.01.06	–23,0	+76	антициклон над Скандинавским п-вом
06.02.–10.02.06	–18,0	0*	антициклон над Скандинавским п-вом
21.12.–23.12.06	–5,0	-	антициклон над Северным морем
27.01–02.02.07	–8,7	-	антициклон над Северным морем
21.02–27.02.07	–8,6	+20	антициклон над Скандинавским п-вом
28.12.07–13.01.08	–16,8	+95	антициклон над Скандинавским п-вом
25.12.08–08.01.09	–17,0	+60	антициклон над Скандинавским п-вом
11.01.–13.01.09	–12,0	+12	восточный отрог Азорского антициклона
21.02.–23.02.09	–8,4	+5	западный отрог Сибирского антициклона
14.12.–18.12.09	–11,2	–	западный отрог Сибирского антициклона
22.12.–23.12.09	–8,1	+7	западный отрог Сибирского антициклона
03.01–07.01.10	–7,6	-	западный отрог Сибирского антициклона
16.01–27.01.10	–17,9	+90	антициклон над Скандинавским п-вом

В табл. 2-3 представлена зависимость температурных и ледовых условий зим на Азовском море от циркуляционных параметров нижней и средней тропосферы, характеризующейся индексами, такими как NAO (североатлантическое колебание), EA/WR (колебание Восточная Атлантика – Западная Россия), SCAND (скандинавское колебание, характеризующее барический градиент между Скандинавским полуостровом и югом Европы), и их составляющими в поле приземного атмосферного давления в ЦДА, как постоянных (Исландская депрессия и Азорский антициклон), так и сезонных (Сибирский антициклон), и атмосферным давлением в Санкт-Петербурге. Все данные

среднемесячные. Изучению связей индексов атмосферной циркуляции и гидрометеорологических полей в Атлантико-Европейском регионе посвящены многочисленные работы (см., например, [2, 5, 9]).

Обозначения в табл. 2-3: t – температуры воздуха в Ростове-на-Дону, °C; L – ледовитость, %, Азовского моря и H – толщина льда, см; и R – коэффициент корреляции; $\pm\sigma$ – ошибка вычисленного коэффициента корреляции R .

Атмосферное давление в Санкт-Петербурге является вполне репрезентативным для характеристики блокирующего антициклона над севером Европы. На рис. 2 видно, что в зимы 2000-2010 гг. центры блокирующих антициклонов группировались на сравнительно небольшой территории.

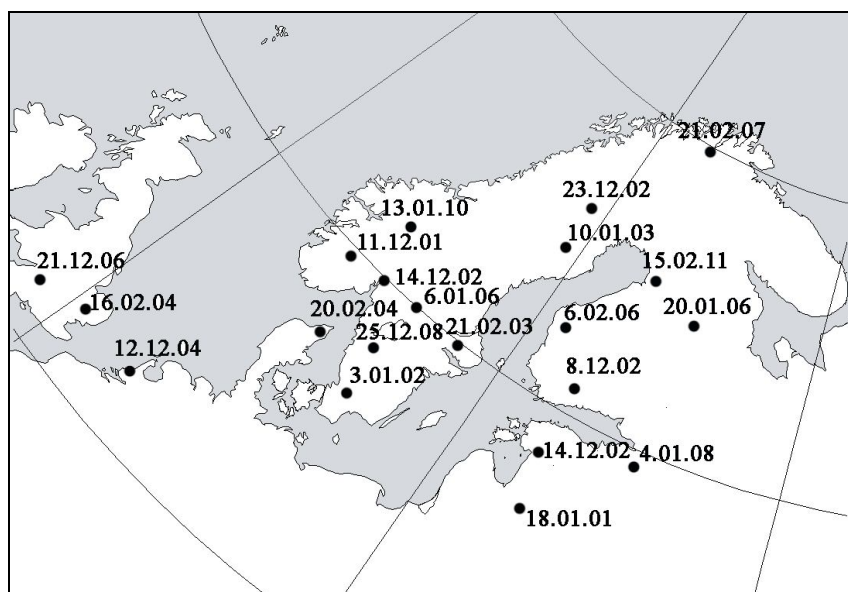


Рис. 2. Центры блокирующих антициклонов в зимы с 2000–2010 гг. (цифры – даты максимального развития антициклонов).

Так как блокирующие антициклоны достаточно крупные образования [7], то Санкт-Петербург во всех отмеченных случаях попадал под их влияние, даже в тех случаях, когда центры антициклонов располагались по другую сторону Балтийского моря. Кроме того, данные по Санкт-Петербургу охватывают значительный ряд лет: по атмосферному давлению – с 1936 г., по температуре – с 1744 года.

В табл. 2 показан вклад индексов циркуляции атмосферы над Европой и проявление их многолетних колебаний в некоторых параметрах зим на Азовском море в январе.

Результаты анализа данных за январь следующие.

1. Прямого влияния североатлантического колебания и значений атмосферного давления в ЦДА его составляющих на суровость зим Азовского моря не обнаружено.

2. Слабое влияние на температуру воздуха и общую ледовитость моря оказывает зональная составляющая североатлантического колебания – индекс EA/WR. Для связи EA/WR с ледовитостью значения коэффициента корреляции положительны, для связи со средней температурой воздуха в январе – отрицательные. По-видимому, это свидетельствует о том, что при усилении широтной составляющей североатлантического колебания, на акваторию Азовского моря выходят окклюдивовавшиеся атлантические циклоны, способствующие затоку холодных воздушных масс с северо-запада, что вызывает понижение температуры воздуха и увеличение ледовитости.

3. Наиболее тесные связи трех рассматриваемых параметров суровости зим на Азовском море отмечаются с индексом SCAND (Скандинавское колебание) и среднемесячным атмосферным давлением в Санкт-Петербурге. При увеличении среднемесячного давления в Санкт-Петербурге, а значит и положительных значений индекса SCAND, на акваторию Азовского моря проникают холодные воздушные массы с Кольского полуострова, Баренцева моря и из Скандинавии, тем самым резко понижая температуру воздуха, увеличивая ледовитость моря и толщину льда.

Таблица 2

Индексы циркуляции атмосферы и параметры зим на Азовском море в январе

Индекс		L, %, Азовское море		t, °C, Ростов-на-Дону		H, см, Мариуполь	
		R	±σ	R	±σ	R	±σ
Индексы ОЦА	NAO	–0,001	0,130	0,106	0,137	–0,133	0,137
	EA/WR	0,246	0,121	–0,423	0,124	0,052	0,137
	SCAND	0,366	0,112	–0,612	0,109	0,416	0,125
Давление в ЦДА	Исландская депрессия	0,041	0,130	–0,156	0,136	0,266	0,132
	Азорский антициклон	–0,100	0,130	0,256	0,133	–0,098	0,137
	Сибирский антициклон	–0,180	0,125	0,041	0,137	0,023	0,137
Давление в СПб		0,380	0,110	–0,700	0,066	0,520	0,094

Аналогичная таблица (табл. 3) построена для февральских значений всех вышеозначенных параметров.

Результаты корреляционного анализа данных за февраль почти повторяют предыдущие. Однако есть разница: в феврале учащается выход на ЕТР западного отрога Сибирского антициклона, что выражается в понижении температуры воздуха на акватории Азовского моря и увеличении ледовитости моря. При этом зачастую выходу этого отрога на ЕТР способствует образование над Скандинавским полуостровом

антициклона, его смещение и объединение с более мощным Сибирским антициклоном. Среднемесячная температура воздуха не может характеризовать ледовые условия на морях юго-востока ЕТР. При одних и тех же среднемесячных температурах воздуха могут быть как слабые колебания температуры, вызванные прохождением циклонов, так и сильные колебания, вызванные прохождением блокирующих антициклонов, что находит свое отражение в ледовой обстановке.

Таблица 3

Индексы циркуляции атмосферы и параметры зим на Азовском море в феврале

Индекс		L, %, Азовское море		t, °C, Ростов-на-Дону		H, см, Мариуполь	
		R	$\pm\sigma$	R	$\pm\sigma$	R	$\pm\sigma$
Индексы ОЦА	NAO	-0,077	0,128	0,097	0,137	-0,143	0,136
	EA/WR	0,048	0,129	-0,132	0,136	-0,281	0,132
	SCAND	0,310	0,117	-0,621	0,108	0,440	0,124
Давление в ЦДА	Исландская депрессия	0,078	0,128	-0,096	0,137	0,060	0,137
	Азорский антициклон	-0,052	0,129	0,074	0,137	-0,093	0,137
	Сибирский антициклон	0,352	0,113	-0,266	0,132	0,378	0,127
Давление в СПб		0,424	0,102	-0,743	0,058	0,496	0,065

В связи с тем, что значение индекса Скандинавского колебания хорошо описывает изменчивость температуры воздуха, ледовитости и толщины льда на Азовском море, а значит и на всех морях юго-востока Европы (Черном, Азовском и Каспийском), возникает вопрос о возможности долгосрочного прогноза столь важного параметра.

На основе анализа высотных термобарических полей на картах OT500/1000 А.Н. Крындиным (на примере ряда зим, среди которых была суровая зима 1953–1954 гг. и мягкая зима 1954–1955 гг.) был предложен ряд прогностических уравнений, представленных в статье [4]. Характерной особенностью термобарического поля, предшествующего суровым зимам, являлось развитие гребня тепла в восточной части Атлантики и ложбины холода на материке, что свидетельствовало о значительном преобладании меридиональной циркуляции в первом естественном синоптическом районе. Термобарическое поле предзимья 1954-1955 гг. характеризовалось зональной циркуляцией над Северной Атлантикой и Западной Евразией.

Из синоптической метеорологии известно, что для термобарического поля, наиболее благоприятного для зарождения и развития антициклона, характерен подвижный, температурно-асимметричный высотный гребень в тыловой части циклона [3]. Именно это

поле наблюдалось на картах барической топографии зимой 1953–1954 гг. Исходя из этих соображений, за ряд лет с 1948 по 2010 г. по данным полей реанализа NCEP/NCAR были построены изокорреляты, характеризующие влияние высотных термобарических полей над Атлантикой и прилегающими территориями в месяцы, непосредственно предшествующие зимам (ноябрь–декабрь), на суммы градусодней мороза на Азовском море.

На рис. 3 представлено поле изокоррелят между значениями приземного атмосферного давления над северным полушарием, осредненного за январь–февраль 1948–2009 гг., и значениями сумм градусодней мороза на Азовском море.

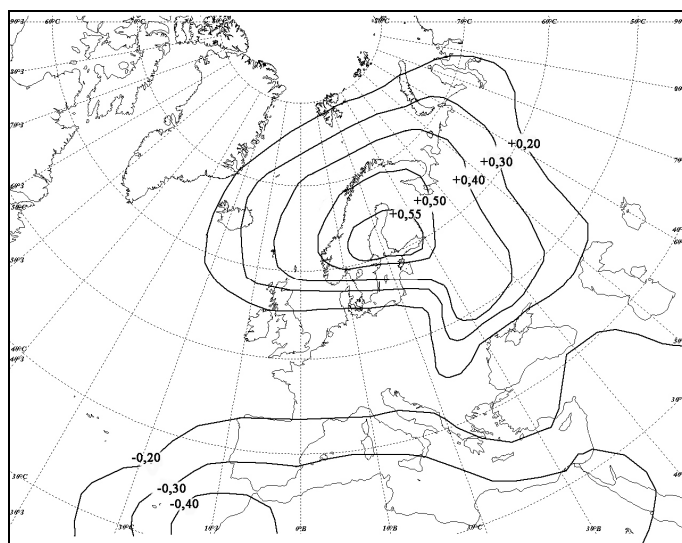


Рис. 3. Изокорреляты поля приземного атмосферного давления и сумм градусодней мороза в Ростове-на-Дону (1948–2009 гг.).

Как и ожидалось, высокие значения коэффициентов корреляции наблюдаются над районом Скандинавского полуострова (до +0,55). Низкие отрицательные значения коэффициента корреляции отмечены над Северной Африкой. Такую конфигурацию поля изокоррелят можно объяснить колебаниями Азорского антициклона. Когда отрог антициклона распространяется зонально вдоль Средиземного моря на восток, то Азовское море оказывается под влиянием северной периферии антициклона, где наблюдаются ветры южной и юго-западной составляющей, вызывающие увеличение температуры воздуха. Когда отрог Азорского антициклона вытянут в меридиональном направлении на север, это приводит к формированию блокирующего антициклона над Скандинавским полуостровом, по восточной периферии которого происходит интенсивный заток холодных воздушных масс с севера и северо-востока.

На рис. 4 представлены изокорреляты высотного поля АТ500 за предзимья (осредненные значения геопотенциала за ноябрь-декабрь) 1948–2009 гг. и сумм градусодней мороза за тот же период.

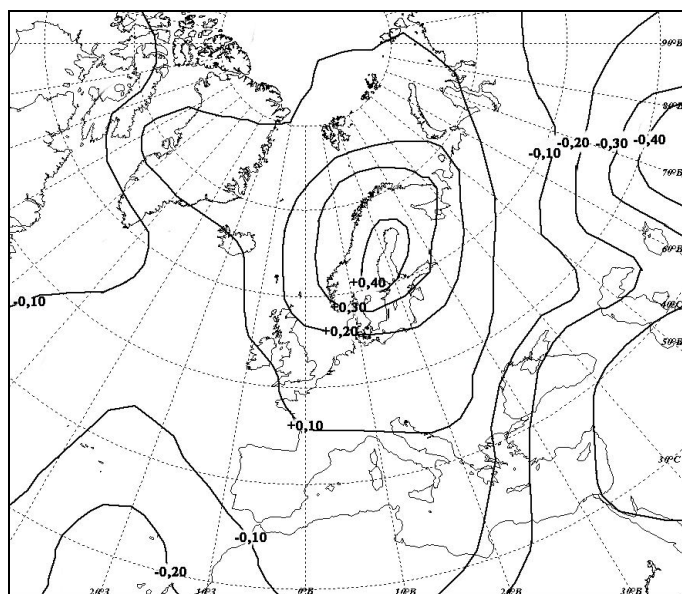


Рис. 4. Изокорреляты высотного барического поля в предзимье и сумм градусодней мороза в Ростове-на-Дону (1948–2009 гг.).

Как и на предыдущей карте, значения коэффициента корреляции наиболее высоки над Скандинавским полуостровом. Это можно объяснить распространением высотного гребня от Азорских островов в северо-восточном направлении. Гребень тепла, сформировавшийся в предзимья, достаточно устойчив и в некоторой мере способен оказать влияние на формирование блокирующих антициклонов над Скандинавским полуостровом и Северным морем. Таким образом, поля атмосферного приземного давления и карты АТ500 могут быть включены в состав предикторов для долгосрочного прогноза суровости зим на юго-востоке Европы. Однако эти поля могут быть не единственными предикторами в долгосрочном прогнозе суровых зим на юго-востоке Европы. Поиск остальных предикторов продолжается.

Выводы

На замерзающих морях юго-востока Европы наблюдается сильная изменчивость ледовых и температурных условий не только между месяцами одного холодного сезона, но и внутри каждого месяца, эта изменчивость вызвана синоптическими причинами.

В большинстве случаев наиболее сильная изменчивость вызвана прохождением обширных антициклонов или гребней со Скандинавского полуострова и Северного моря.

Влияние блокирующих антициклонов на ледовые условия зим на морях юго-востока Европы не ограничивается синоптическими масштабами. Влияние хорошо прослеживается и в многолетней изменчивости ледовых и температурных условий зим, проявляясь не только у земной поверхности, но и в средней тропосфере. Такая высотная устойчивость барических образований дает возможность их использования как одного из предикторов в долгосрочном прогнозе ледовых условий зимой.

Список использованных источников

1. Абузьяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. – Москва, 2009. – 287 С.
2. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Известия РАН. ФАО. – 2005. – Т. 41. – № 2. – С. 3–13.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 301 с.
4. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Труды ГОИН. – 1964. – Вып. 76. – С. 7–80.
5. Нестеров Е.С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 12. – С. 32–40.
6. Федоренко А.В. Особенности ледового сезона 2007–2008 гг. на Азовском море // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 89–99.
7. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 11. – С. 5–18.
8. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weath. Rev. – 1987. – Vol. 115. – No. 6. – P. 1083–1126.
9. Scaife A.A. et al. European climate extremes and the North Atlantic Oscillation // J. Climate. – 2008. – Vol. 21. – No. 1. – P. 72–83.

Поступила в редакцию 15.04.2011

The research of the connection between atmospheric processes over Scandinavia Peninsula and ice conditions of Azov sea

A.V. Fedorenko

An influence of blocking anticyclones over Northern Europe on the changes of the ice cover, air temperature and the ice thickness on Azov sea are researched. The analysis of the connection of these parameters with indexes of atmospheric circulation has been executed. A strong correlation between on atmospheric thermobaric field over Scandinavia Peninsula during late autumns and winter severity on Azov sea has been detected.

Keywords: blocking anticyclone, Azov sea, atlantic cyclone, atmosphere action centers, air masses, ice concentration, thermobaric field, correlation/

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПРОГНОЗА ПОЛЕЙ ВЕТРА ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ НА АКВАТОРИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

А.А. Лукин, С.А. Мысленков, Л.К. Храмова

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
luikin@mecom.ru, stassas@rambler.ru

По данным о скорости и направлении ветра с заякоренных океанских буев с 2009 по 2010 год на акватории Северной Атлантики произведена оценка качества прогнозов ветра по глобальной спектральной модели Гидрометцентра России. Получены оценки качества прогнозов ветра для различных районов Северной Атлантики и для разных сезонов года. Также получены оценки качества прогнозов для штормовых циклонов и вычислена возможная ошибка прогноза высоты волн при использовании модельных входных данных о ветре.

Ключевые слова: глобальная модель атмосферы, прогноз ветра, оценка качества, Северная Атлантика.

Введение

Северная Атлантика – это район интенсивной хозяйственной деятельности человека, поэтому здесь особенно важен надежный прогноз ветра и напрямую зависящий от него прогноз ветрового волнения. В настоящее время выходные данные прогностических барических полей и полей ветра, рассчитанных с помощью атмосферных гидродинамических моделей, являются основой для гидродинамических волновых моделей. Диагноз и прогноз ветрового волнения представляет большой интерес для мореплавания, рыболовства, гидротехнического строительства, добычи нефти и газа на шельфе и других видов морской деятельности. С практической точки зрения наиболее важен прогноз опасных ветровых волн, которые способны нанести большой материальный ущерб и вызвать гибель людей.

Оценка качества большинства глобальных атмосферных гидродинамических моделей, прогнозирующих основные метеорологические величины, производится на основе данных объективного анализа, включающего, в основном, данные метеорологических станций на суше, поскольку количество наблюдений в океанах невелико. Качество воспроизведения моделями метеорологических величин над акваторией океана практически не оценивается.

В данной работе выполнена оценка успешности прогнозов полей ветра, рассчитанных на основе глобальной спектральной модели Гидрометцентра России T85L31 и её модификации T169L31 [7, 8] для акватории Северной Атлантики. Оценка успешности прогнозов была получена на основе сравнения фактических данных направления и скорости ветра, получаемых с заякоренных буюв, с прогностическими полями ветра за период с июня 2009 по июнь 2010 г.

Кроме того, оценивалась успешность прогнозов полей ветра для различных секторов штормовых циклонов, вызвавших на акватории океана опасное ветровое волнение (к опасным относятся волны, высота которых в открытом океане составляет 8 м и более [6]). Получена оценка ошибок прогноза максимальной высоты ветровых волн за счет ошибок прогноза поля ветра.

Характеристики спектральной модели Гидрометцентра России T85L31 и её модификации T169L31

В 2000 году в Гидрометцентре России была введена в оперативную эксплуатацию прогностическая система на базе спектральной модели общей циркуляции атмосферы высокого пространственного разрешения T85L31 (треугольное усечение рядов по 85 сферическим функциям, горизонтальное разрешение $1,4^\circ$, по вертикали толща атмосферы разбита на 31 слой от поверхности Земли до высоты 10 гПа, к их серединам предписаны основные счетные σ -уровни). По вертикали координатная сетка неоднородна (ее разрешение увеличивается при приближении к подстилающей поверхности), пограничный слой атмосферы описывают 7-8 счетных уровней. Область интегрирования – глобус. Для расчета метеорологических полей используется система уравнений гидротермодинамики бароклинной атмосферы [3, 7, 8].

Начиная с декабря 2007 года в режиме опытной, а с 2010 года – оперативной эксплуатации работает новая версия глобальной спектральной модели атмосферы T169L31 (усечение по 169 сферическим функциям, шаг вычислительной сетки в 2 раза меньше, около $0,7^\circ$). Прогнозы выпускаются ежедневно от сроков за 00 и 12 ч и попадают в пользовательские базы данных Гидрометцентра России.

Для оценки успешности прогнозов полей ветра в данной работе использовались прогнозы с заблаговременностью от 6 до 84 ч.

Методика оценки успешности прогноза поля ветра в Северной Атлантике

В первую очередь было произведено накопление фактических и прогностических данных по ветру на акватории Северной Атлантики. В течение года с июня 2009 по июнь 2010 года производился сбор и архивирование фактических данных по скорости и направлению ветра с океанских заякоренных буёв. Сбор данных производился с помощью программы NABL, предназначенной для сбора и архивирования фактических гидрометеорологических данных с метеостанций и буёв.

При выборе заякоренных буёв были учтены следующие требования: максимально охватить фактическими наблюдениями акваторию океана по площади (для выявления влияния на качество прогнозов ветра, удалённости районов океана от береговой линии и особенностей режимов ветра различных климатических поясов). Также учитывалась равномерность их распределения на данной территории. С учётом этих требований были выбраны 19 буёв (рис.1).

Заявленная точность измерений на буюх для скорости ветра $\pm 0,1$ м/с, направления ветра – $\pm 10^\circ$ [10]. Данные скорости ветра имеют осреднение по времени 8 мин, а для направления 10 мин. Выборка фактических данных была произведена для сроков 00, 06, 12, и 18 ч ВСВ каждых суток, так как впоследствии производилось их сравнение с прогностическими полями ветра, рассчитываемыми обеими версиями модели с интервалами в 6 ч. Заякоренные буй уже использовались для оценки качества прогнозов волнения и ветра [9].

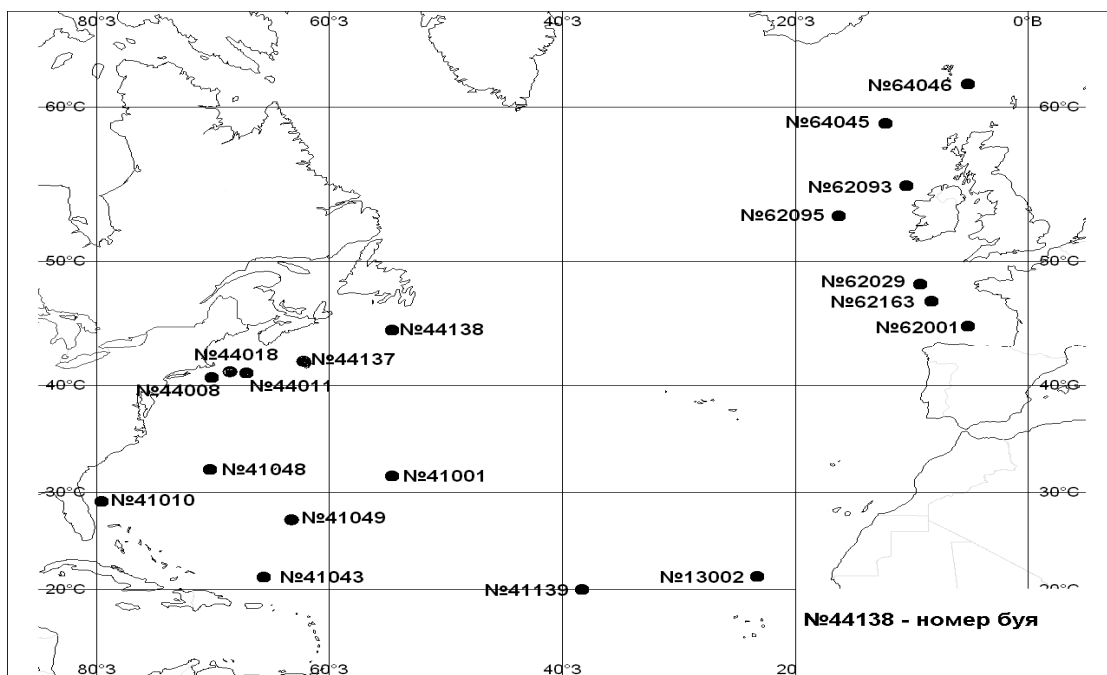


Рис. 1. Схема расположения заякоренных буёв, по данным которых производилась оценка качества прогнозов ветра.

При накоплении фактических данных по ветру производился контроль качества данных, который основывался на сопоставлении архивируемых данных с синоптической ситуацией, складывающейся в районах расположения буев. Данные по ветру, не соответствующие синоптической ситуации, не учитывались при оценке качества прогнозов.

Одновременно со сбором фактических данных производилось архивирование полей меридиональной и зональной составляющих скорости ветра на высоте 10 м по обеим версиям модели для сроков 00 и 12 ч ВСВ с заблаговременностью от 0 до 84 ч с интервалом в 6 ч.

Для оценки успешности прогнозов полей ветра была написана программа на языке Fortran, с помощью которой выходные данные модели линейно интерполировались с 4-х ближайших узлов сетки в точку расположения каждого из выбранных буёв, и далее, путем сравнения фактических и прогностических данных, производилась оценка успешности прогнозов полей ветра.

Оценка успешности прогнозов полей ветра производилась согласно Методическим указаниям [5] для следующих статистических характеристик:

- средняя абсолютная ошибка прогноза вектора ветра (м/с)

$$\bar{\delta}_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\bar{V}_I - \bar{V}_O|_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\sqrt{(u_I - u_O)_i^2 + (v_I - v_O)_i^2} \right);$$

- средняя абсолютная ошибка прогноза направления ветра (градусы)

$$\delta_{dd} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |dd_{\Pi} - dd_{\Phi}|_i;$$

- средняя абсолютная ошибка прогноза скорости ветра (м/с)

$$\delta_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_{\Pi} - V_{\Phi})_i;$$

- средняя систематическая ошибка прогноза скорости ветра (м/с)

$$\hat{\delta}_V = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_I - V_O)_i;$$

- средняя квадратическая ошибка прогноза вектора ветра (м/с)

$$\bar{\sigma}_V = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{V}_I - \bar{V}_O)_i^2},$$

где N – общее количество прогнозов; V – вектор скорости ветра; u и v – зональная и меридиональная составляющие скорости ветра; dd – направление ветра, подстрочные индексы «п» и «ф» означают соответственно прогностические и фактические значения.

Результаты оценки качества прогнозов полей ветра на основе двух версий модели

На основе проведенных расчетов была составлена табл. 1, где представлены осредненные значения всех характеристик успешности прогнозов ветра для всех сезонов от 00 и 12 ч ВСВ. Также были составлены таблицы характеристик успешности прогнозов скорости и направления ветра для центральных месяцев четырех сезонов года. Для этого были выбраны фактические и прогностические данные для июля и октября 2009, января и апреля 2010 года.

Таблица 1

Статистические характеристики успешности прогноза скорости и направления ветра, осредненные по сезонам года

Заблаговременность, ч	Кол-во прогнозов		Средняя абсолютная ошибка прогноза вектора ветра (м/с)		Средняя абсолютная ошибка прогноза направления ветра, (°)		Средняя абсолютная ошибка прогноза скорости ветра (м/с)		Средняя систематическая ошибка прогноза скорости ветра (м/с)		Средняя квадратическая ошибка прогноза вектора ветра	
	T85L31	T169L31	T85L31	T169L31	T85L31	T169L31	T85L31	T169L31	T85L31	T169L31	T85L31	T169L31
6	3508	3493	4,27	4,28	34,6	34,3	2,02	2,03	0,73	0,93	4,77	4,77
12	3508	3493	3,58	3,51	30,7	29,7	1,82	1,72	-0,32	-0,05	4,10	4,04
18	3505	3490	3,54	3,56	30,2	30,3	1,82	1,78	-0,26	-0,01	4,10	4,13
24	3505	3460	3,64	3,61	31,4	30,8	1,87	1,81	-0,22	0,07	4,22	4,21
30	3502	3363	3,74	3,71	31,3	32,9	1,97	1,89	-0,27	0,03	4,34	4,32
36	3502	3425	3,90	3,88	33,0	32,8	1,99	1,93	-0,19	0,16	4,52	4,50
42	3499	3422	4,01	3,95	33,2	32,9	2,07	1,99	-0,12	0,18	4,67	4,63
48	3499	3422	4,19	4,12	34,7	34,1	2,14	2,05	-0,12	0,22	4,84	4,80
54	3496	3419	4,31	4,26	35,7	34,8	2,18	2,15	-0,09	0,24	5,00	4,98
60	3496	3404	4,49	4,44	37,1	36,9	2,28	2,19	-0,07	0,27	5,19	5,19
66	3493	3401	4,67	4,60	38,5	37,4	2,37	2,31	-0,06	0,24	5,39	5,34
72	3493	3386	4,85	4,79	39,9	39,6	2,41	2,34	-0,07	0,23	5,59	5,57
78	3489	3382	5,04	4,97	41,3	40,7	2,46	2,43	-0,05	0,23	5,75	5,71
84	3489	3382	5,24	5,11	43,8	41,8	2,53	2,46	-0,09	0,21	6,00	5,91

Средняя абсолютная ошибка прогноза вектора ветра по двум версиям модели лежит в пределах 3,51–5,24 м/с, причем наименьшие ошибки характерны для прогнозов с заблаговременностью 12–18 часов, которые далее плавно увеличиваются (табл. 1).

Прогноз на 6 ч имеет более низкое качество, что можно объяснить процессом приспособления модели к начальным данным. Средние ошибки прогноза направления ветра лежат в пределах 30-40° и повторяют тенденции абсолютной ошибки прогноза вектора ветра. Систематические ошибки прогноза скорости ветра для обеих версий модели невелики, но модель Т85Л31 несколько занижает, а Т169Л31 завышает скорость ветра.

На основе [5] были составлены таблицы повторяемости средней абсолютной ошибки прогноза направления ветра для следующих градаций: 0–30°, 31–60°, 61–90°, >90°. В табл. 2 представлены данные о повторяемости средней абсолютной ошибки направления, осредненные для четырех сезонов по всем буям.

Таблица 2

Повторяемость средней абсолютной ошибки прогноза направления ветра, осредненная по всем сезонам года

Срок, ч	Кол-во прогнозов		Повторяемость (%)							
			0-30°		31-60°		61-90°		>90°	
	Т85Л31	Т169Л31	Т85Л31	Т169Л31	Т85Л31	Т169Л31	Т85Л31	Т169Л31	Т85Л31	Т169Л31
06	3508	3493	60	61	25	25	7	7	7	7
12	3508	3493	70	72	16	15	5	5	8	7
18	3505	3490	71	71	16	16	6	6	8	8
24	3505	3460	70	71	16	16	6	6	9	8
30	3502	3363	69	70	17	16	6	7	8	8
36	3502	3425	67	69	18	16	6	6	9	9
42	3499	3422	66	67	19	18	6	7	9	9
48	3499	3422	64	65	20	18	7	8	10	9
54	3496	3419	63	65	20	18	7	7	10	10
60	3496	3404	61	61	21	20	8	7	11	11
66	3493	3401	59	62	21	20	9	7	11	11
72	3493	3386	57	58	22	21	9	9	12	12
78	3489	3382	55	57	22	22	10	9	13	12
84	3489	3382	52	56	23	21	10	10	14	13

Из таблицы повторяемости ошибки направления видно, что для всех сроков в 50-70 % случаев ошибка прогноза направления ветра не превышает 30°, а более значительные ошибки встречаются заметно реже.

На рис. 2 приведены примеры сравнения фактической скорости ветра и прогностической для модели Т169Л31. Графики представлены для двух буюв, расположенных в разных частях исследуемого района (рис. 1). Буй выбраны с учетом того, что прогноз ветра для района расположения бую № 41139 имеет наилучшую оправдываемость, а для бую №41001 – наихудшую.

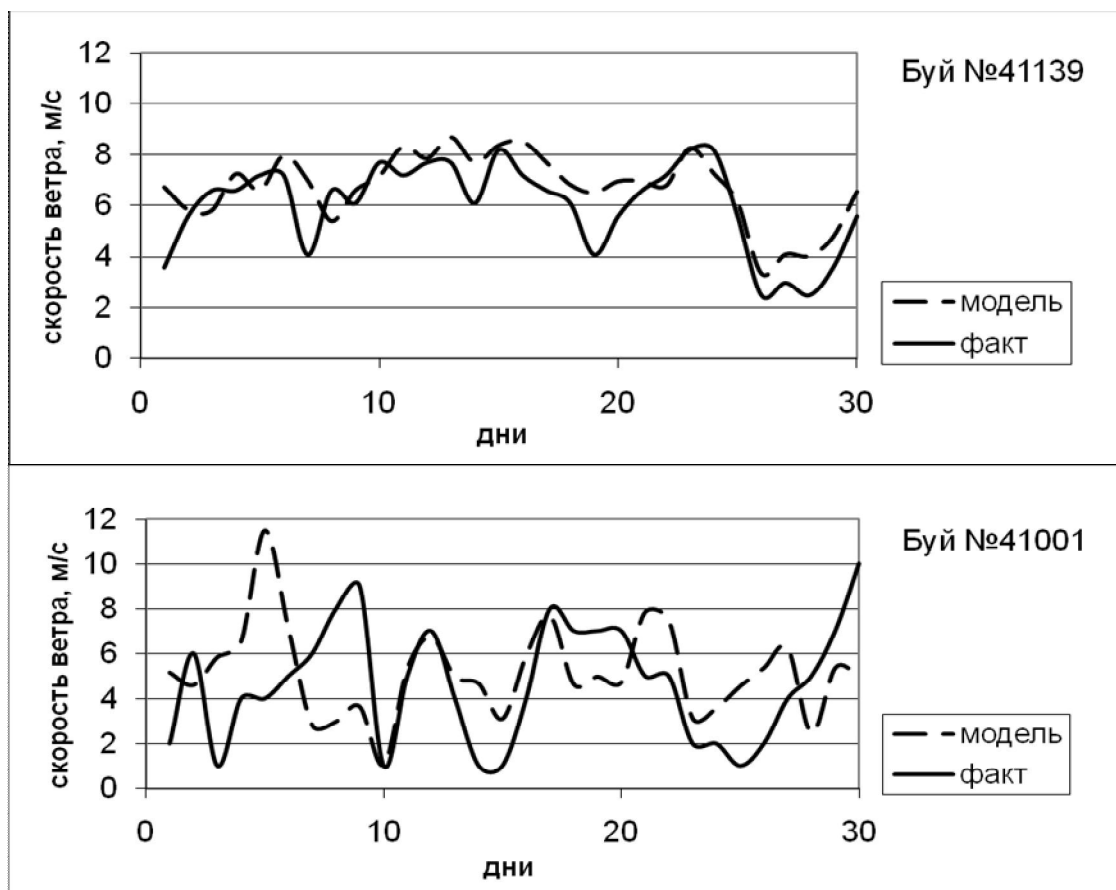


Рис. 2. График сравнения фактических данных скорости ветра с данными прогноза на 18 ч по модели T169L31.

Как видно из графиков (рис. 2), модель достаточно качественно воспроизводит скорость ветра для буя №41139, расположенного в пассатной зоне, и заметно хуже результат для буя №41001, расположенного ближе к зоне активной циклонической деятельности. Такой результат может быть связан с различиями в режимах ветра. Для района расположения буя №41001 характерны довольно резкие изменения во времени направления и скорости ветра, а для района расположения буя №41139 свойственны ветры, более постоянные по направлению и скорости, что характерно для пассатной зоны.

Для оценки влияния на качество прогноза особенностей режимов ветра в различных зонах океана дальнейший анализ ошибок прогноза приводится для трех зон океана: пассатной, западной и восточной.

Рассматривается зависимость величины абсолютной ошибки скорости ветра от заблаговременности прогноза, района океана и сезона года. На рис. 3 представлена зависимость абсолютной ошибки скорости ветра от заблаговременности прогноза и района океана для модели T85L31.

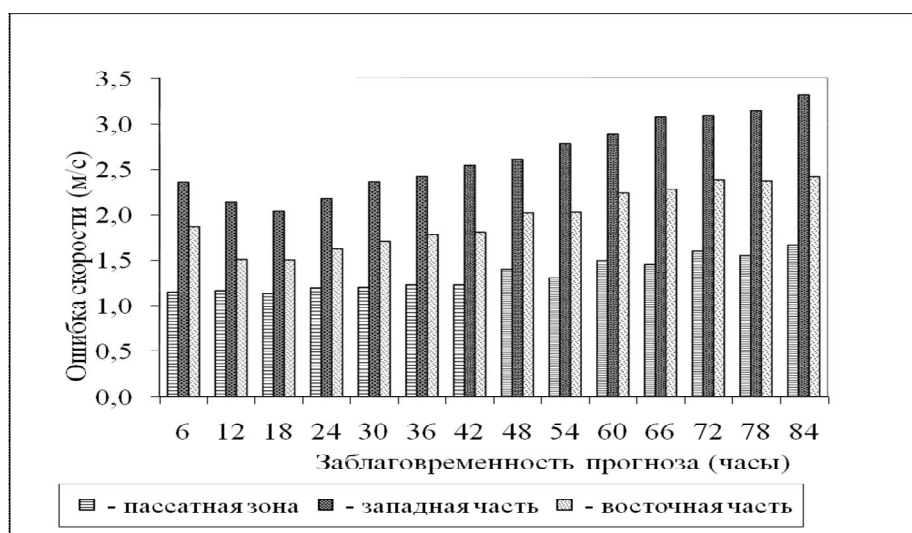


Рис. 3. Гистограмма зависимости абсолютной ошибки прогноза скорости ветра от заблаговременности прогноза и района океана для модели T85L31.

Абсолютная ошибка прогноза скорости ветра имеет максимальное значение (2–3 м/с) в западной части океана, а минимальное (1,0–1,7 м/с) – в пассатной зоне. Значение ошибки в восточной части океана занимает промежуточное положение. Для модели T169L31 ошибка скорости ведет себя аналогично, но абсолютные значения несколько ниже (табл. 1).

Зависимость абсолютной ошибки направления ветра от заблаговременности прогноза и района океана представлена на рис. 4 и в целом соответствует распределению ошибки скорости.

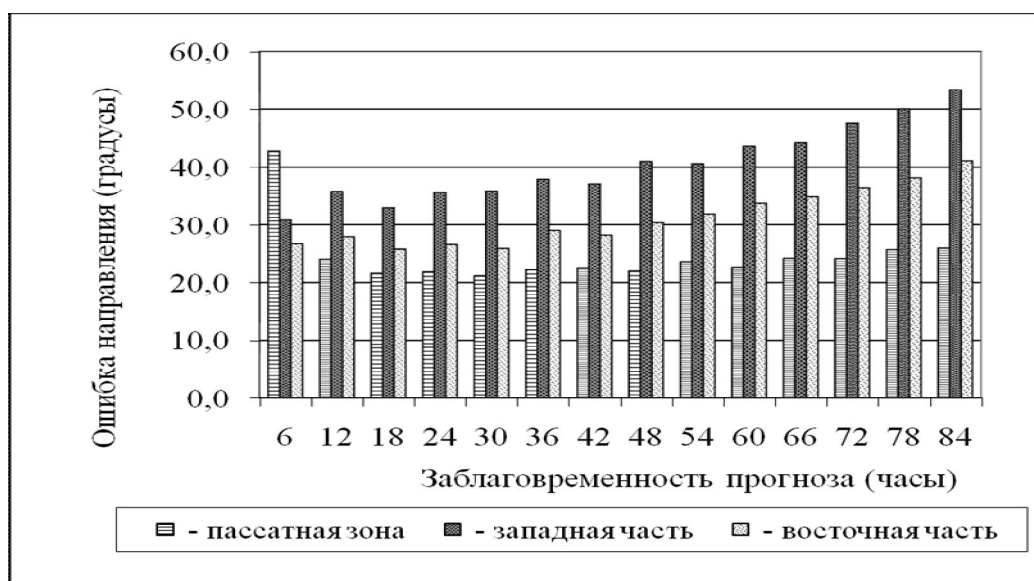


Рис. 4. Гистограмма зависимости ошибки прогноза направления ветра от заблаговременности прогноза и района океана для модели T85L31.

В пассатной зоне абсолютная ошибка направления минимальна и составляет 20–25°, в западной части океана имеет максимальное значение, которое колеблется в пределах от 30° до 50°, в восточной части, как и для скорости, ошибка направления занимает промежуточное положение.

Зависимость абсолютной ошибки прогноза скорости и направления ветра от сезона года представлена на рис. 5.

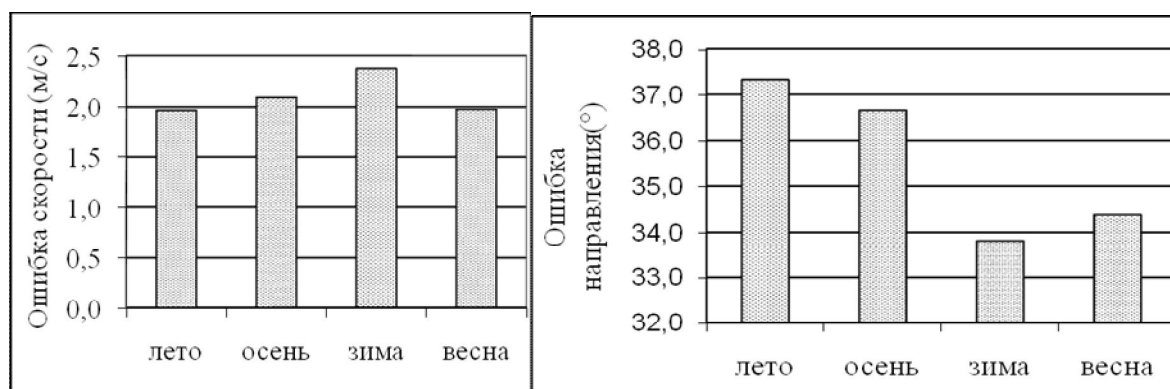


Рис. 5. Гистограмма зависимости абсолютной ошибки прогноза скорости ветра от сезона года для модели T85L31.

На основе анализа данной гистограммы (рис. 5) можно отметить, что зимой наблюдаются максимальные значения ошибки скорости ветра, которые связаны с процессом усиления в эти месяцы циклонической активности. Режим ветра на акватории океана в это время характеризуется нестабильностью, циклоны углубляются очень быстро, вызывая резкие изменения градиентов атмосферного давления, что не всегда хорошо воспроизводится моделями. Это напрямую отражается на качестве прогноза скорости ветра, которая прогнозируется моделью несколько хуже, чем в летние и весенние месяцы, когда циркуляция атмосферы более стабильна. Осенью в западной части наблюдается наибольшая ошибка прогноза скорости, которая составляет 2,8 м/с, в летние месяцы эта ошибка составляет 2,2 м/с.

Максимальные ошибки прогноза направления ветра наблюдаются в летние месяцы, что по всей видимости связано с ослабленной атмосферной циркуляцией, характерной для этого сезона года. Летом создаются условия, благоприятные для возникновения малоградиентных барических полей, в которых наблюдаются слабые и неустойчивые по направлению ветры. При этих обстоятельствах направление ветра прогнозируется моделью несколько хуже, чем в зимние месяцы, когда градиенты давления больше и ветры имеют более устойчивые направления.

Оценка успешности прогнозов ветра по модели T85L31 для разных секторов штормовых циклонов

Была произведена оценка успешности прогноза ветра для различных секторов штормовых циклонов, которые вызывали на акватории океана опасное ветровое волнение высотой 8 м и более. Рассматривался период с декабря 2008 г. по март 2009 года. Оценка успешности прогноза ветра в штормовых циклонах была произведена для сроков с заблаговременностью 24, 48 и 72 ч.

Для оценки успешности прогнозов ветра были отобраны данные по скорости и направлению ветра в разных секторах штормовых циклонов (передней, тыловой части и в теплом секторе) [4]. Для выборки данных использовались синоптические карты с анализом атмосферных фронтов Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [11] и карты анализа волнения за срок 00 ч ВСВ, составленные в отделе морских гидрологических прогнозов ГУ «Гидрометцентр России».

На основе анализа этих карт были выявлены штормовые циклоны, вызвавшие возникновение опасного волнения на акватории океана. Всего за исследуемый период наблюдался 31 штормовой циклон. Количество дней со штормовыми циклонами составило 42 % от общего количества дней всего исследуемого периода.

Далее с помощью синоптических карт и анализа атмосферных фронтов для каждого из секторов штормовых циклонов были отобраны фактические данные буйковых наблюдений. При выборе фактических данных предпочтение отдавалось буям, расположенным в районах с максимальными скоростями ветра и опасным ветровым волнением. На рис. 6 представлен пример синоптической карты со штормовым циклоном, на основе которой были выбраны характерные точки с буйковыми наблюдениями для различных секторов циклонов.

Для оценки успешности прогнозов полей ветра с помощью написанной на языке Fortran программы выходные данные модели линейно интерполировались с четырех ближайших узлов сетки в точку расположения каждого из выбранных буёв. Оценка успешности прогнозов полей ветра проводилась согласно методическим указаниям [5] путем сравнения фактических и прогностических данных.

В табл. 3 представлены результаты оценки успешности прогноза полей ветра по модели T85L31 для разных секторов штормовых циклонов.

Результаты оценки качества прогнозов ветра для различных секторов штормовых циклонов близки к результатам оценки по всем буям (табл. 1). Так, например, ошибка направления в штормовых циклонах несколько ниже, чем осредненная по всем данным, что можно объяснить устойчивостью направления ветра при больших горизонтальных

градиентах давления. Ошибка скорости для штормовых циклонов напротив, несколько больше, чем общая, так как в штормовых циклонах градиенты давления изменяются очень быстро, особенно в случаях «взрывных» циклонов, что влечет за собой резкие изменения скорости ветра, которые прогнозируются моделью несколько хуже, чем скорость ветра в обычных условиях.

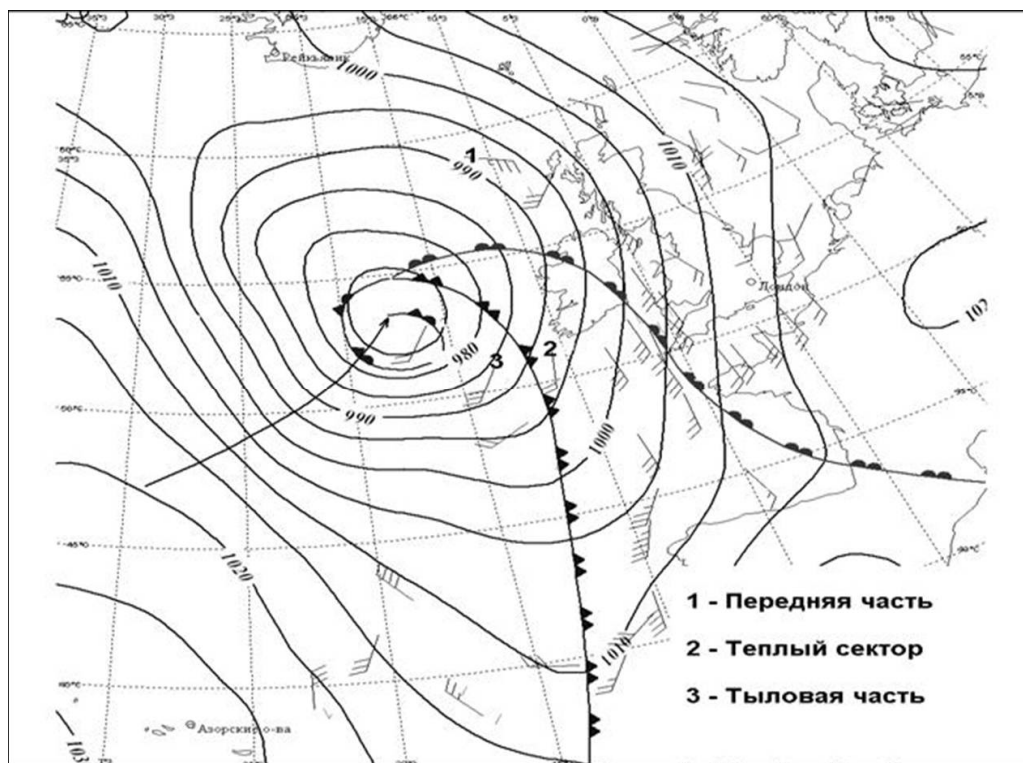


Рис. 6. Пример синоптической карты со штормовым циклоном.

Таблица 3

Ошибки прогноза характеристик ветра для разных секторов штормовых циклонов

Сектор циклона	Заблаговременность, ч	Кол-во прогнозов	Средняя абсолютная ошибка прогноза вектора ветра (м/с)	Средняя абсолютная ошибка прогноза направления (градусы)	Средняя абсолютная ошибка прогноза скорости ветра (м/с)	Средняя систематическая ошибка прогноза скорости ветра (м/с)	Средняя квадратическая ошибка прогноза скорости ветра
Передняя часть	24	40	5,18	21,22	2,11	0,49	5,23
	48	40	6,55	30,47	3,21	0,02	6,69
	72	40	7,77	35,53	3,60	-1,94	9,19
Тыловая часть	24	37	7,65	25,6	2,23	-0,12	8,62
	48	37	8,17	29,38	3,39	-1,31	9,59
	72	38	8,9	38,8	3,77	-3,00	10,57
Теплый сектор	24	44	4,50	21,14	2,13	1,36	5,28
	48	43	5,52	25,45	3,10	1,72	6,70
	72	44	6,61	29,62	3,61	2,28	9,31

В табл. 4 представлена повторяемость ошибки направления для штормовых циклонов.

Таблица 4

Повторяемость ошибки прогноза направления ветра для различных секторов штормовых циклонов

Сектор циклона	Срок	Кол-во прогнозов	Повторяемость (%)			
			0-30°	31-60°	61-90°	>90°
Передняя часть	24	40	72,5	17,5	2,5	7,5
	48	40	55	25	10	10
	72	40	52,5	15	12,5	20
Тыловая часть	24	37	70,27	16,22	5,41	8,11
	48	38	62,16	16,22	10,81	10,81
	72	37	57,89	15,79	10,53	15,79
Теплый сектор	24	44	63,64	31,82	2,27	2,27
	48	43	58,14	25,58	6,98	9,30
	72	44	59,09	22,73	4,55	13,64

Подробный анализ обеспеченности прогноза ветра для различных секторов штормовых циклонов показал, что наименьшие значения ошибок направления отмечались в срок 24 ч и возрастали при увеличении заблаговременности. Повторяемость ошибки направления ветра в пределах 0–30° по всем буям не ниже 52 %.

Абсолютные ошибки скорости ветра при прогнозе ветрового волнения, рассчитанного с помощью номограммы [1], для срока с заблаговременностью 24 ч приводят к ошибкам расчета максимальной высоты ветровых волн для всех секторов штормовых циклонов в среднем на 0,5 м.

Выводы

Анализ прогнозов полей ветра для акватории Северной Атлантики показал, что в целом качество прогнозов по модели T169L31 несколько лучше, чем по ее предыдущей версии T85L31. Обе модели дают наименьшие ошибки для сроков с заблаговременностью 12–18 ч. Качество прогноза на 6 ч оказывается существенно ниже качества прогнозов на последующие сроки.

Для модели T169L31 ошибка вектора скорости имеет минимальное значение для заблаговременности 12 ч (3,51 м/с) и достигает 5,11 м/с для заблаговременности 84 ч. Ошибка вектора скорости ветра для модели T85L31 имеет минимальное значение для

прогнозов с заблаговременностью 18 ч и составляет 3,54 м/с. С увеличением заблаговременности ошибка возрастает и достигает 5,24 м/с для заблаговременности 84 ч.

Ошибки прогноза направления ветра по обеим моделям в 52 % всех случаев не выходят за пределы 0–30°, при этом модель T85L31 дает наилучший результат для заблаговременности 18 ч (71 %), а модель T169L31 – для заблаговременности 12 ч (72 %).

Минимальные значения ошибки скорости ветра наблюдаются в пассатной зоне Северной Атлантики (буй №41139) и составляют около 1,5 м/с, а наибольшее значение отмечено в западной части океана (буй №41001) и составляет около 6 м/с. Минимальная ошибка направления наблюдается в пассатной зоне (буй № 41139) и составляет 10° по обеим версиям модели, а наибольшая ошибка (80°) – в западной части (буй №41001). Обе версии дают схожие ошибки, что, возможно, связано с малым количеством данных наблюдений в открытой части Северной Атлантики, что сказывается на качестве анализа исходных полей для атмосферной модели.

В осенние и зимние месяцы средние абсолютные ошибки прогноза скорости ветра достигают максимальных значений; обе модели дают заниженные значения скорости ветра в условиях сильно развитой в эти месяцы циклонической деятельности. Особенно это проявляется в зимние месяцы, при этом модель T85L31 в наибольшей степени занижает скорость ветра. При оценке средней абсолютной ошибки прогноза направления ветра выявлено ее увеличение в летний период, при этом у модели T85L31 эти ошибки больше, чем у ее версии T169L31.

Выявлено влияние ошибок прогноза скорости ветра на качество прогноза высоты ветрового волнения. Оценка производилась на основе сопоставления вычисленной высоты ветровых волн с помощью номограммы [1] при средней ошибке скорости ветра. Получено, что средняя абсолютная ошибка в прогнозе скорости ветра на 2 м/с приводит к средней ошибке прогноза максимальной высоты ветровых волн на 0,5 м, что удовлетворительно для прогноза опасного волнения. Результаты, представленные в статье, позволяют морским прогнозистам вносить корректирующие поправки в прогнозы ветра и волнения при разных синоптических ситуациях.

Список использованных источников

1. *Абузаров З.К.* Морское волнение и его прогнозирование. – Л.: Гидрометиздат, 1981 – 166 с.
2. *Булдовский Г.С., Розинкина И.А., Фролов А.В.* Об успешности прогнозов метеорологических полей на основе глобальной спектральной модели атмосферы высокого пространственного разрешения T85L31 на 1–10 суток // Информационный сборник № 29. – 2002. – С. 3–16.

3. Булдовский Г.С., Розинкина И.А., Акимов И.В. Об успешности гидродинамических прогнозов осадков в зимний период года, выпускаемых на базе глобальной спектральной модели Гидрометцентра России Т85L31 // Информационный сборник № 30. – 2002. – С. 3–14.
4. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
5. РД 52.27.284–91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов.
6. РД 52.88.699-2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений
7. Розинкина И.А., Алферов Ю.В., Астахова Е.Д., Пономарева Т.Я., Цветков В.И. Глобальная оперативная спектральная модель Гидрометцентра России: основные характеристики и особенности использования в технологиях кратко- и среднесрочного прогноза / В сб.: 80 лет Гидрометцентру России. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. – С.160–192.
8. Розинкина И.А., Астахова Е.Д., Фролов А.В., Цветков В.И., Пономарева Т.Я., Рузанова И.В. Особенности реализации новой версии спектральной модели Гидрометцентра России Т85L31 и технологии выпуска кратко- и среднесрочных гидродинамических прогнозов // Труды Гидрометцентра России. – 2002. – Вып. 338. – С. 22–38.
9. Bidlot J.-R., Holt M.W. Verification of operational global and regional wave forecasting systems against measurements from moored buoys // JCOMM Technical Report. – 2006. – WMO/TD No.1333, P. 11.
10. www.ndbc.noaa.gov
11. <http://www.ecmwf.int>

Поступила в редакцию 15.04.2011

Estimation of the wind fields forecast quality according to the Global Spectral Atmosphere Model of Hydrometeorological Centre of Russia in North Atlantic

A.A. Lukin, S.A. Myslenkov, L.K. Khramova

On the basis of the data of the wind velocity and direction, obtained within the period of time 2009-2010 from the moored buoys in North Atlantic, an estimation of the wind fields forecasts quality, which have been provided by the means of the Global Spectral Atmosphere Model of Hydrometeorological Centre of Russia, have been obtained. The estimations of the wind forecast quality for the different regions of North Atlantic and for the different seasons have been obtained. Also the estimations of the wind forecasts quality of the storm cyclones and a probable error of the waves height forecast during the usage of the wind model input data have been obtained.

Keywords: global atmosphere model, wind forecast, quality assessment, North Atlantic.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ РАСЧЕТА ПЕРЕНОСА ВОД В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

С.А. Мысленков

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
stassas@rambler.ru

По данным спутниковой альтиметрии на разрезе по 60° с.ш. в Северной Атлантике были вычислены ежесуточные значения баротропных переносов вод для Восточно-Гренландского и Северо-Атлантического течения с 2006 по 2009 год. Была оценена временная изменчивость баротропного переноса на разрезе, получены ее количественные оценки.

Ключевые слова: глобальная модель атмосферы, прогноз ветра, оценка качества, Северная Атлантика.

Введение

Спутниковая альтиметрия – один из современных дистанционных методов зондирования Земли из космоса, который заключается в измерении высоты спутника относительно поверхности Земли по времени прохождения сигнала, посылаемого и получаемого после отражения от поверхности Земли. Суть метода сводится к вычислению положения морской уровенной поверхности.

Данные спутниковых альтиметров используются уже достаточно давно, но в последние несколько лет, благодаря запуску новых спутников с более точными приборами и старту проекта GRACE по уточнению геоида, точность данных спутниковой альтиметрии возросла настолько, что на их основе уже можно получать оценки скоростей течений [7, 8, 10].

Данные спутниковой альтиметрии имеют хорошее пространственное и временное разрешение, поэтому грамотное использование и корректная интерпретация этих данных является чрезвычайно важной задачей для комплексного исследования динамики морей и океанов.

С помощью гравиметрии определяется положение геоида относительно отсчетного эллипсоида [5]. Геоид – это эквипотенциальная поверхность Земли, которая совпадает со средним уровнем невозмущенного океана, продолженного над материками. Абсолютная динамическая топография представляет собой отклонение реальной поверхности океана от геоида и, по сути, является отражением крупномасштабной циркуляции в океане.

Отклонение морской поверхности от геоида называется динамической топографией и вызывается различными причинами: течениями, приливами, атмосферным давлением и т. п. Подробное описание особенностей использования данных спутниковой альтиметрии, возможных погрешностей, введения дополнительных поправок можно найти в работах [1, 5].

Уровень океана можно рассматривать как интегральный показатель интенсивности термодинамических процессов в океане. При восстановлении динамической картины моря по данным спутниковых альтиметров существует проблема, связанная с отсутствием точного геоида. Эту проблему можно решить, если принять за геоид некий среднемноголетний уровень, а отклонение от этого уровня – аномалию уровня – считать аналогом динамической топографии. Однако этот подход не позволяет оценивать скорости поверхностных течений в районах, где наблюдаются стационарные течения и вихри, которые вносят вклад в среднемноголетний уровень, и такой средний уровень уже не может быть принят за положение геоида в данном районе.

В последние годы скорости поверхностных течений, полученные по данным спутниковой альтиметрии, используются в качестве поправки при расчетах поля течений динамическим методом [2, 3, 4]. Скорость меридионального течения на некотором горизонте представляется в виде суммы скорости, рассчитанной динамическим методом от дна, и баротропной поправки, рассчитываемой по данным спутниковой альтиметрии. Для расчета скоростей течений динамическим методом обычно используются данные гидрологических разрезов. Этот метод дает приемлемые результаты, которые активно используются для выявления межгодовой изменчивости в транспорте глубинных и промежуточных водных масс.

Однако в ряде случаев применение такой методики приводит к наличию существенных «невязок» – некомпенсированных переносов вод на замкнутых разрезах. В работах [2, 3] при расчете переноса через 60° с.ш. в Северной Атлантике интегральный перенос в некоторые годы составлял -14 и -17 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), что противоречит объективным представлениям о циркуляции вод в данном районе. Приводятся некоторые причины, объясняющие наличие «невязок»: присутствие синоптических вихрей и недостаточное их разрешение станциями, ошибки вычисления переноса в западном пограничном течении, существенная внутригодовая изменчивость переноса. Последняя причина возникает из-за того, что расчеты производятся для определенного момента времени, когда выполнялся гидрологический разрез, а в отдельно взятом месяце интегральный перенос может быть существенно отличен от среднегодового. Из-за

отсутствия регулярных гидрологических данных (разрезы выполняются даже не каждый год) оценить этим методом внутригодовую изменчивость невозможно.

В данной статье предлагается методика расчета баротропного переноса вод на основе данных спутниковой альтиметрии. Приводятся количественные оценки баротропного переноса через 60° с.ш. в Северной Атлантике с 2006 по 2010 год. Произведена оценка внутригодовой и межгодовой изменчивости баротропного переноса вод в Восточно-Гренландском и Северо-Атлантическом течениях и их взаимный баланс.

Используемые данные и методика расчета баротропного переноса вод

Для расчета течений на поверхности были использованы данные об абсолютной динамической топографии, предоставляемые в свободном доступе в рамках проекта AVISO и доступные на сайте [12] и на ftp сервере [11]. Подробное описание продукта представлено в работе [9]. Для расчетов был выбран массив ежесуточных значений динамической топографии с 5 июля 2006 г. по 24 апреля 2009 года. Пространственное разрешение данных для выбранного района составляет около 1/3 °.

Используемые в расчетах сведения о рельефе дна взяты из базы ETOPO-1, доступной на сайте [13].

Скорость зональной и меридиональной составляющих крупномасштабных течений можно вычислить, исходя из формул для расчета скорости геострофического течения [6]:

$$U = -\frac{g}{\rho_0 f} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz - \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y}, \dots V = \frac{g}{\rho_0 f} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x},$$

где U и V – проекции скорости течения на оси координат; f – параметр Кориолиса; g – ускорение силы тяжести; ξ – динамический уровень моря; ρ – плотность, p – давление.

С помощью данных об абсолютной динамической топографии можно найти второй член в правой части приведенных выше уравнений, который не меняется с глубиной и является баротропной поправкой для скорости течения на каждом горизонте. Баротропную составляющую скорости течения можно вычислить, если прибавить ко второму члену в правой части уравнений среднее по глубине значение первого члена. Так как в нашем случае поле плотности с такой временной дискретностью неизвестно, то баротропной составляющей течения будем называть второй член. Так как мы будем рассматривать относительные изменения баротропной составляющей, то добавление среднего значения первого члена в нашем случае не играет существенной роли.

Расчет переноса производился на разрезе по 60° с.ш. от южной оконечности Гренландии до шельфа Великобритании для меридиональной баротропной составляющей течений. На первом этапе разрез был разделен на два участка – Восточно-Гренландское и Северо-Атлантическое течение. Граница между течениями проводилась по минимуму в динамической топографии на разрезе (рис. 1). Такое выделение течений во многом условно, так как в действительности в каждом из выделенных участков наблюдаются несколько потоков, в том числе и разнонаправленных, но в данной работе акцент сделан на преобладающие потоки.

Дальнейшие расчеты производились отдельно для каждого из двух участков по следующей методике: сначала по данным абсолютной динамической топографии рассчитывались скорости на поверхности между двумя соседними узлами динамической высоты. Далее на основе данных о рельефе дна вычислялись площади сегментов интегрирования участка разреза между соседними узлами динамической высоты (рис. 1). Таким образом для каждого сегмента разреза были получены площадь и меридиональная составляющая скорости течения на поверхности для середины сегмента. Так как разрешение спутниковой альтиметрии составляет $1/3^\circ$ по долготе, то всего получилось 144 сегмента интегрирования. Расчеты были выполнены для каждого дня с 5 июля 2006 г. по 24 апреля 2009 года. На следующем этапе поверхностные скорости интегрировались по площади каждого сегмента, и далее и суммировались для всего участка. В результате для каждого дня были вычислены баротропные переносы для двух разнонаправленных течений.



Рис. 1. Динамическая топография на 12.04.2008 г. и рельеф дна на разрезе по 60° с.ш.

Результаты

Расчеты показали, что ежесуточный баротропный перенос для Восточно-Гренландского течения лежит в диапазоне от 40 до 92 Св на юг, среднее значение за исследуемый период составляет 61 Св. Ежесуточный баротропный перенос для Северо-Атлантического течения лежит в диапазоне 51–105 Св, средний – 75 Св (рис. 2). Изменчивость переноса очень велика и может достигать 5–10 Св за сутки (врезка на рис. 2). Абсолютные значения баротропного переноса Восточно-Гренландского течения могут быть выше, чем Северо-Атлантического, и тогда суммарный баротропный перенос будет направлен на юг.

Анализ среднемесячных значений переноса позволил выявить отчетливый годовой ход, где минимум для Восточно-Гренландского течения приходится на июль-август и составляет 56 Св на юг, максимум приходится на зимние месяцы и составляет 65–70 Св. Для среднемесячных значений переноса в Северо-Атлантическом течении характерны минимум в летние месяцы в пределах 61–70 Св и максимум в ноябре-декабре – 85–90 Св (рис. 3).

Суммарный среднемесячный баротропный перенос положительный и находится в диапазоне 5–26 Св, средний составляет 14 Св (рис. 3).

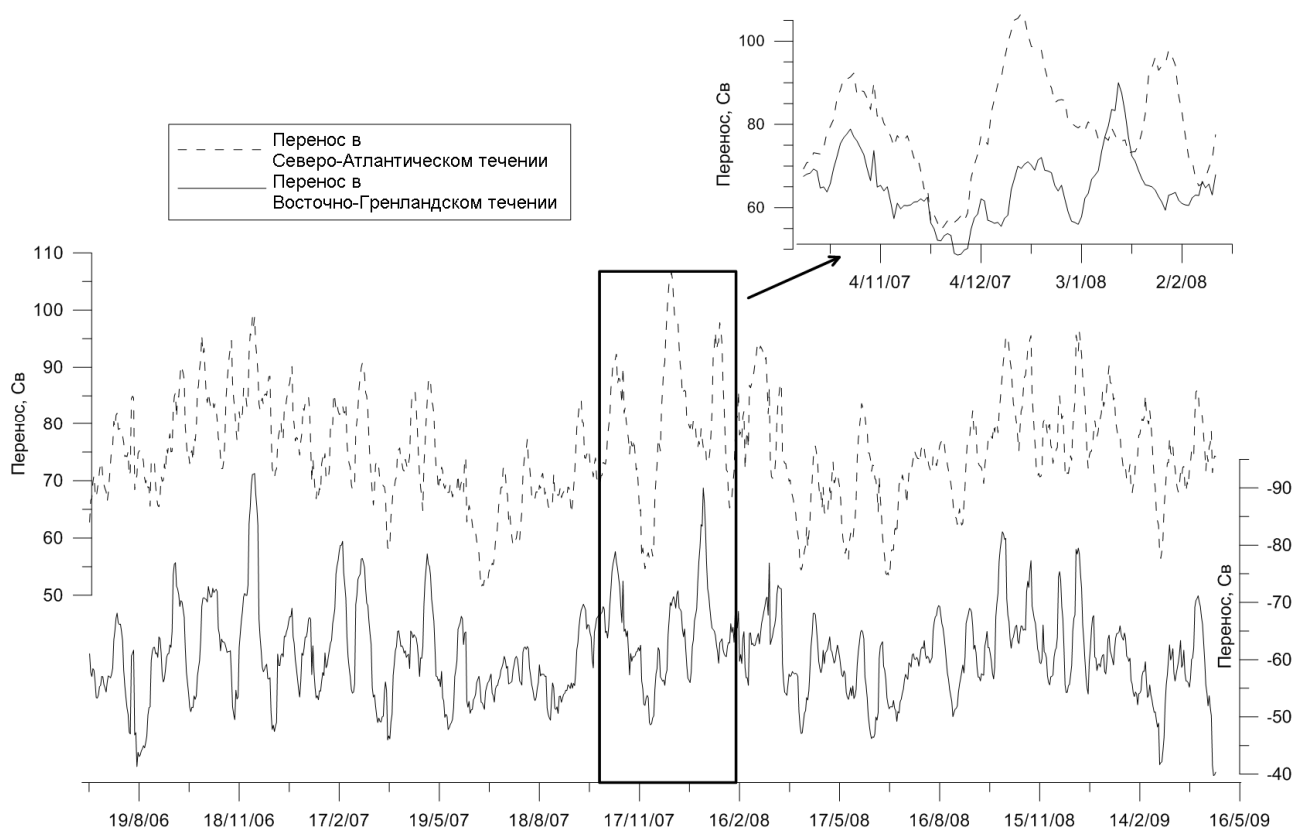


Рис. 2. Ежесуточный баротропный перенос в Восточно-Гренландском и Северо-Атлантическом течениях.

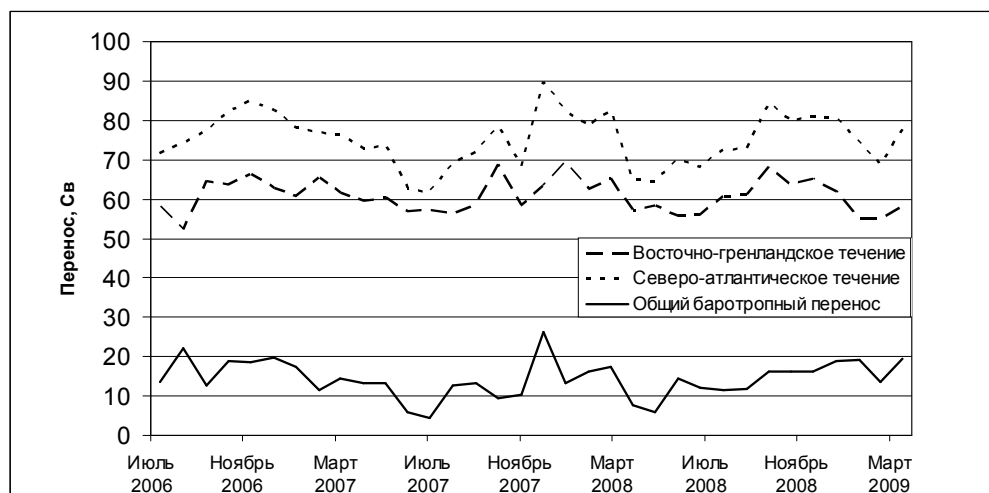


Рис. 3. Среднемесячный баротропный перенос в Восточно-Гренландском (на юг) и Северо-Атлантическом (на север) течениях и их суммарный баротропный перенос.

Учитывая, что трансатлантические разрезы в этом районе выполнялись в основном летом, можно предположить, что из-за наличия годового хода суммарного баротропного переноса расчеты интегрального переноса не учитывают 6–8 Св переноса на север.

Также необходимо отметить значительную суточную изменчивость баротропного переноса, как в течениях, так и суммарного. Например, перенос в Восточно-Гренландском течении за сутки может поменяться на 5–10 Св и, как следствие, сильно изменится суммарный баротропный перенос. С другой стороны, бароклинная составляющая течения, возникающая из-за пространственной неоднородности в поле плотности, физически не может испытывать подобную изменчивость, потому что для подобных колебаний переноса температура всего столба жидкости за сутки должна измениться на несколько градусов, чего в реальности не наблюдается.

Анализ имеющегося материала показал, что колебания ежесуточного суммарного баротропного переноса на разрезе могут составлять от –14 до +40 Св, также наблюдается отчетливый годовой ход. В результате вычисление абсолютного интегрального переноса с использованием данных трансатлантических разрезов и спутниковой альтиметрии предоставляет нам информацию о переносе вод только для конкретного момента времени, когда выполнялся этот разрез, и не может быть использовано для анализа межгодовой изменчивости. Также следует учитывать значительную ежесуточную изменчивость баротропного переноса и использовать осреднение за некий период времени, для которого производятся расчеты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00634, 10-05-00144, 09-05-00788) и Министерства образования и науки (Госконтракт № П1147 и договор №11.G34.31.0007).

Список использованных источников

1. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Загуменнов А.А. Построение уровенной поверхности моря по данным альтиметрических измерений и полям термических структур // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – М.: ООО Азбука-2000, 2007. – Т. 1. – С. 247–253.
2. Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Мысленков С.А., Соков А.В., Тараканов Р.Ю. Перенос водных масс через 60° с.ш. Северной Атлантики в 1997–2007 гг. по данным российских океанографических разрезов // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 90–101.
3. Добролюбов С.А., Демидов А.Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с.ш. в Северной Атлантике / В кн.: «Фундаментальные исследования океанов и морей». – Т. 1. – М.: Наука, 2006. – С. 92–109.
4. Кошляков М.Н., Лисина И.И., Морозов Е.Г. и др. Абсолютные геострофические течения в проливе Дрейка по наблюдениям 2003 и 2005 гг. // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 4. – С. 487–500.
5. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: ИЦ Море Международного института океана, 2005. – 366 с.
6. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 182 с.
7. Dohan, K., Maximenko N. et al. Measuring the global ocean surface circulation with satellite and in situ observations // Proc. of OceanObs. – 2010:
8. Maximenko N.A., Niiler P.P. Mean surface circulation of the global ocean inferred from satellite altimeter and drifter data / In: 15 years of Progress in Radar Altimetry. – ESA Publication SP-614. – July 2006. – IPRC-458.
9. Ssalto/Duacs User Handbook. (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products. – 2006. – CLS-DOS-NT-06.034.
10. Willis J.K., Fu L.L. Combining altimeter and subsurface float data to estimate the time averaged circulation in the upper ocean // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113. – C12017. –doi:10.1029/2007JC004690.
11. <ftp://ftp.aviso.oceanobs.com/>.
12. <http://las.aviso.oceanobs.com>.
13. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Satellite altimetry data application of the calculation of the water transport in North Atlantic

S.A. Myslenkov

On the basis of the altimetry data application on the 60° N section in North Atlantic the daily values of the meridian barotropic water transport for East-Greenland and North -Atlantic currents were calculated within the period of 2006 to 2009. Temporal variability of the barotropic water transport was estimated, their quantitative characteristics were obtained.

Keywords: global atmosphere model, wind forecast, quality assessment, North Atlantic.

БАЗА ОПЕРАТИВНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ЧЕРНОМУ И АЗОВСКОМУ МОРЯМ

Н.Г. Лежнева

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

Разработана база оперативных гидрометеорологических данных по Черному и Азовскому морям. База содержит ежедневно пополняемые данные наблюдений на прибрежных станциях, морских судах и буях. Созданные программные средства позволяют делать отбор данных из базы по временным и пространственным критериям, выполнять расчет и выборку статистических характеристик, получать графическое или табличное представление заказанной информации.

Ключевые слова: база оперативных гидрометеорологических данных Черного и Азовского морей, автоматизированное рабочее место океанолога, информационный компонент/

Введение

В отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России разработана база оперативных данных по Черному и Азовскому морям (база ДОСТУП), предназначенная для океанолога в качестве автоматизированного рабочего места (АРМ-океанолога). В базе ежедневно накапливаются оперативные данные по акваториям Черного и Азовского морей. АРМ-океанолога позволяет делать отбор данных по временным и пространственным критериям, выполнять подсчет и выборку статистических данных, получать графическое или табличное представление заказанной информации и многое другое. На рис. 1 представлены акватории Черного и Азовского морей с частью прибрежных станций, наблюдения которых поступают в базу ДОСТУП (всего в базе 58 станций).

База оперативных данных имеет две составляющие: информационную часть и программную часть. Информационный компонент – это оперативные данные прибрежных гидрологических станций, судовых наблюдений, наблюдений дрейфующих буев и ныряющих буев АРГО, организованные в архивные файлы [1]. Программный компонент содержит программное обеспечение для работы с информационной частью, различные документы, описывающие структуру данных информационной части, инструкции по работе автоматизированного рабочего места океанолога.

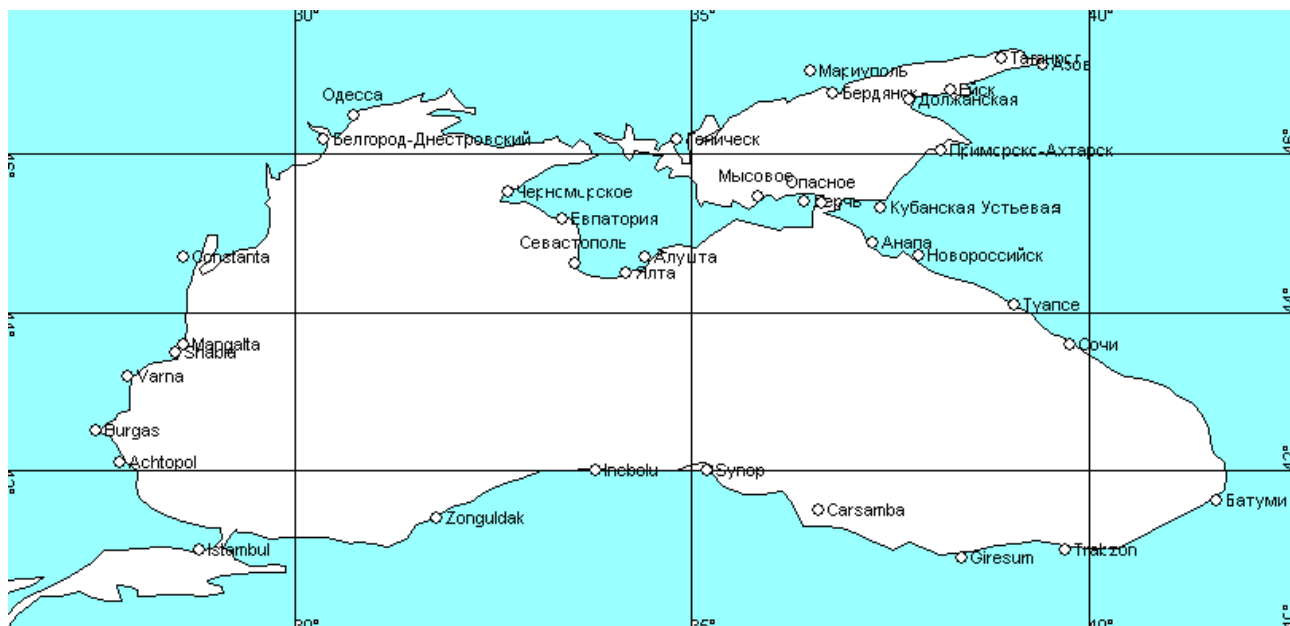


Рис. 1. Часть прибрежных станций Черного и Азовского морей.

Информационная часть базы оперативных данных ДОСТУП

Информационная составляющая базы включает в себя данные наблюдений прибрежных гидрологических станций, судов, дрейфующих буйев и буйев АРГО в акваториях Черного и Азовского морей. В базе данных ДОСТУП накапливаются следующие элементы:

- направление ветра;
- скорость ветра;
- температура воздуха;
- температура воды;

а также наблюдения ныряющих буйев АРГО:

- глубина погружения буя;
- температура воды на глубине погружения;
- соленость воды на глубине погружения.

Кроме того, в базе накапливаются географические характеристики пунктов наблюдения и временные данные наблюдений:

- индекс пункта наблюдения;
- широта и долгота пункта наблюдения;
- месяц, день и время (часы и минуты) наблюдения.

Данные в базу ДОСТУП за четыре метеорологических срока поступают ежедневно автоматически с сервера Гидрометцентра России из оперативной базы NABL [3]. Поступившие наблюдения формируются в виде архивных файлов двух типов. Первый тип – информация прибрежных гидрологических станций, судов, дрейфующих буев за каждый месяц, второй – это информация буев АРГО за один год, они отличаются и структурой имен файлов. Каждый год в базе данных за год накапливаются двенадцать файлов первого типа и один файл второго типа.

Структура файлов первого типа с информацией станций, судов и буев

Рассмотрим подробнее структуру файла первого типа. В табл. 1 приведена структура файла за один месяц.

Таблица 1

Структура файла за один месяц

Служебная запись	Число станций	100 (INTEGER)
	Число судов	100 (INTEGER)
	Число буев	50 (INTEGER)
	Индексы станций	8•100 байт
	Позывные судов	8•100 байт
	Индексы буев	8•50 байт
1-й день	00 срок	Данные станций (100 записей)
		Данные судов (100 записей)
		Данные буев (50 записей)
	06 срок	
	12 срок	
	18 срок	
		
31-й день	00 срок	
	06 срок	
	12 срок	
	18 срок	

В начале каждого файла находится служебная запись. Первые три элемента служебной записи содержат максимальное число станций, морских судов и дрейфующих буев в файле. Далее следует список синоптических номеров станций, включенных в файл. Их количество – не более 100. Следом располагается список позывных кораблей, данные

которых поступили в этом месяце, их количество – не более 100. Затем располагается список имен буев, поступивших в данном месяце, их количество – не более 50.

За служебной записью располагаются данные наблюдений. Данные расположены в файле по дням и срокам. В начале файла – данные первого дня месяца, затем – второго дня и т.д. – до последнего дня месяца. Внутри каждого дня данные расположены по срокам. В начале каждого дня находятся данные первого срока всех пунктов наблюдения (станций, судов, буев), затем – данные второго срока всех пунктов наблюдения и т.д. Последовательность расположения данных в записи одного сроке наблюдения определяется последовательностью индекса станции в списке станций, очередностью поступления данных с кораблей, а так же порядком поступления данных буев. Размер файла – фиксированный и зависит от номера месяца. Если в месяце 31 день, то размер файла составляет 1240012 байт, если в месяце 30 дней, то 1200012 байт, если 29 дней, то 1160012 байт, если 28 дней, то 1120012 байт.

При поступлении данных за первый день месяца формируется макет файла, состоящего из массива служебной записи и массива для данных одного дня. В первые три элемента служебной записи заносятся числа 100, 100, 50. Поля макета, отведенные под индексы станций, позывные судов и индексы буев, заполняются символом «пробел». Затем в поле индексов станций записывается список индексов прибрежных станций, расположенных в акваториях Черного и Азовского морей. При поступлении данных в базу по индексу пункта наблюдения определяется позиция в массиве для накопленных данных за один день. При обработке входных данных, если индекса нет в массивах индексов служебной записи, новый индекс запишется в соответствующий массив индексов вместо первого встретившегося «пробельного» индекса.

Массив, отведенный для записи данных за один день, заполняется константой отсутствия, равной числу 9999.9. Поступившие в базу данные после преобразования форматов записываются в массив данных за день. По завершению обработки всех поступивших данных, в папку для архивных данных записывается вновь созданный файл. При поступлении данных за текущий день месяца из архивного файла в оперативную память вводится служебная запись и запись за текущий день. Выполняется пополнение записи новыми данными. По завершению обработки обновленный файл возвращается в папку для архивных данных.

Структура записи с наблюденной информацией за один срок одного пункта наблюдения приведена в табл. 2.

Рассмотрим подробнее структуру записи. Элементы 1, 2, 3, 4 и 6 одинаковы для всех видов пунктов наблюдения в акваториях морей. Пятый элемент для каждого вида пункта

наблюдений разный. В записях, содержащих информацию прибрежных станций, этот элемент записи содержит температуру воздуха. В записях, относящихся к морским судам, здесь содержится фактическое время наблюдения. Это сделано из-за того, что наблюдатели на судах не всегда придерживаются метеорологических сроков. Точное время наблюдения на судах необходимо океанологу для анализа динамики изменения погоды. Если за сутки наблюдение проведено больше четырех раз, то выбираются сведения за час, ближайший к метеорологическому сроку. В записях, относящихся к дрейфующим буям, пятый элемент записи содержит атмосферное давление над уровнем моря.

Таблица 2

Структура записи с наблюденной информацией за один срок

№ элемента	Обозначение элемента	Наименование элемента	Формат элемента	Формат данных
1.	LATT	Широта пункта наблюдения	XXX.XXX	REAL*4
2.	LONG	Долгота пункта наблюдения	XXX.XXX	REAL*4
3.	RUMB	Направление ветра	XXX.0	REAL*4
4.	SPED	Скорость ветра	XXX.X	REAL*4
5.	TEMP	Температура воздуха (станция) Время наблюдения (судно) Давление над уровнем моря (буй)	УХХ.X ЧЧ.00 РРРР.Р	REAL*4
6.	TTTW	Температура воды	УХХ.X	REAL*4
7.	Резерв			
.....				
10.	Резерв			

Структура файлов второго типа с информацией буюв АРГО

Файлы второго типа содержат информацию ныряющих буюв АРГО за весь год. В табл. 3 приведена структура записи с наблюдениями буюв АРГО.

Файл состоит из записей, каждая из которых содержит информацию одной точки погружения бую. В начале каждой записи находится справочный массив записи. Он состоит из четырех элементов, которые характеризуют дату и время передачи информации буюм, имя бую и координаты погружения. Далее в записи следуют блоки с данными точки погружения. Блок содержит следующие сведения: глубина погружения, температура воды, соленость воды. На каждую глубину погружения создан свой блок. Поэтому количество блоков в записи зависит от глубины погружения бую. Максимальное количество блоков одной записи – не более 100.

Структура записи с наблюдениями буев АРГО

№ элемента	Обозначение элемента	Наименование элемента	Формат элемента	Формат данных
1.	MMDDNNCC	Временной блок	ММ-номер месяца DD-номер дня NN-часы CC-минуты	CHAR(8)
2.	NNNNNNNN	Имя буя		CHAR(8)
3.	LATT	Широта пункта наблюдения	XXX.XXX	REAL*4
4.	LONG	Долгота пункта наблюдения	XXX.XXX	REAL*4

Данные одной точки погружения буя

№ элемента	Элемент	Наименование элемента	Значение (формат) элемента	Формат данных
1.	RUMB	Глубина (м)	XXX.0	REAL*4
2.	TEMP	Температура воды (°C)	XXX.X	REAL*4
3.	SOLN	Соленость (пм)	XX.X	REAL*4

Программное обеспечение базы оперативных данных

Программное обеспечение базы оперативных данных ДОСТУП представляет собой автоматизированное место океанолога (АРМ-океанолога) для работы с накопленными данными. Дополнительно разработана автономная программа BAZEAUTO.EXE, которая автоматически ежедневно пополняет базу ДОСТУП оперативными данными за предыдущий день, при этом формируются архивные файлы с месячными наблюдениями на прибрежных станциях акваторий Черного и Азовского морей, судовых наблюдений и наблюдений с дрейфующих буев. Одновременно формируются архивные файлы с годовыми наблюдениями буев АРГО. Как только требуемые данные поступают в оперативную базу Гидрометцентра России NABL, они сразу же загружаются в компьютер, где расположена база ДОСТУП. Происходит автоматическое формирование (пополнение) архивов.

Автоматизированное рабочее место океанолога представлено как пользовательское меню. Общий вид меню изображен на рис. 2.

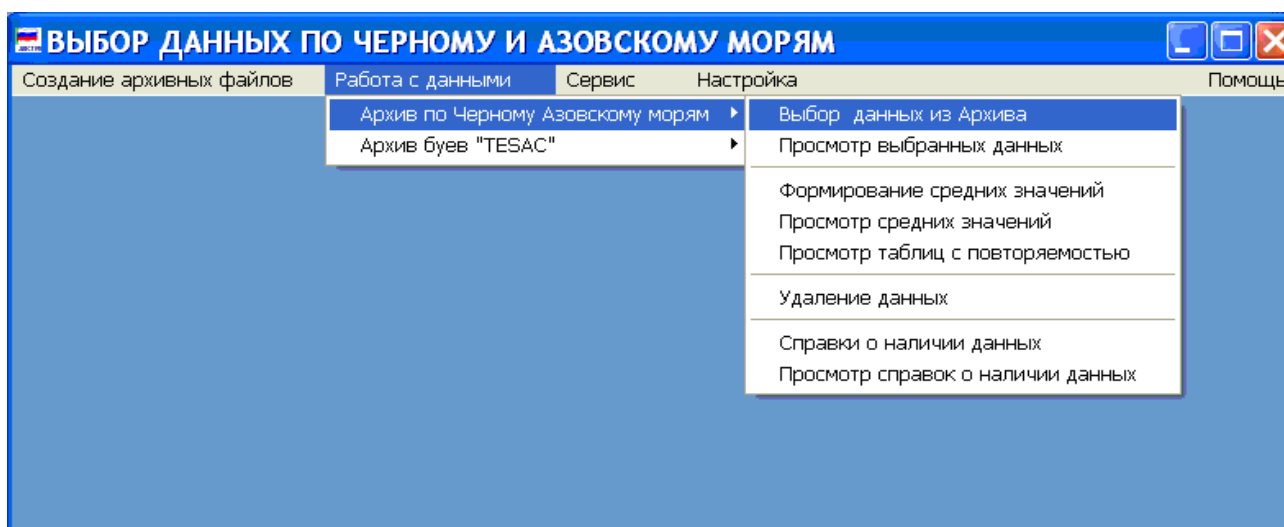


Рис. 2. Общий вид меню АРМ-океанолога.

Структурно АРМ-океанолога представляет собой набор вложенных папок, каждая из которых предназначена для хранения программ, данных, различных справочных материалов, таблиц и прочей продукции АРМ-океанолога. В табл. 4 приведен перечень имен папок и их содержание.

Таблица 4

Структура АРМ-океанолога

№	Имя папки	Содержимое папки
01	DOC	Документация по АРМ-океанолога
02	ISX	Исходные данные, загружаемые из базы NABL
03	PAS	Паспортные данные АРМ-океанолога
04	PRG	Программные средства АРМ-океанолога
05	EKR	Экранные формы и служебные файлы АРМ-океанолога
06	RES	Сформированные данные для загрузки в Изограф
07	ARH	Архивные файлы базы ДОСТУП
08	TAB	Таблицы, сформированные пользователем базы ДОСТУП
09	PRT	Протоколы работы АРМ-океанолога, различные справки
10	FLS	Файлы с выбранными данными для загрузки во внешние базы данных
11	RAB	Вспомогательные данные
12	TRC	Описание береговой линии морей
13	Резерв	
14	PATH	Полный путь текстового редактора WORDPAD, используемого для просмотра справок, таблиц и протоколов
15	PATHWD	Полный путь текстового редактора WINWORD, используемого для просмотра инструкций и различных документов

Список папок хранится в настроечном файле и используется всеми программами АРМ-океанолога. Имена папок могут быть любыми, важен только порядок размещения их в списке. Наличие такого файла позволяет пользователю размещать программный комплекс АРМ-океанолога в любом месте компьютера, необходимо только отразить это размещение в настроечном файле. Это можно сделать как самостоятельно, так и с помощью пункта меню «Настройка» АРМ-океанолога.

Основных пунктов в меню АРМ-океанолога три:

- создание архивных файлов;
- работа с данными;
- сервис.

Имеются вспомогательные пункты – «Настройка» и «Помощь».

Меню «Создание архивных файлов» – это автономный режим создания архивов. Он используется в том случае, когда необходимо дополнить архивы данными, ранее полученными из базы NABL, либо в каких-то особых случаях. Этот пункт меню предназначен только для администратора базы. Для остальных пользователей этот пункт является неактивным.

Меню «Работа с данными» разделено на работу с ежемесячным архивом и с годовым архивом буев АРГО. При выборе одного из них на экране появится подменю, включающие в себя различные функции для манипуляции с данными, например:

- выбор данных из архивных файлов и формирование таблиц с этими данными;
- формирование средних значений за день, среднемесячных значений, среднеквадратичного отклонения, отклонения от нормы, создание таблиц средних значений;
- удаление данных из архивных файлов;
- получение различных справочных материалов;
- просмотр созданных таблиц;
- построение графиков средних значений, повторяемости ветра, траектории дрейфа буев.

На рис. 3 приведен пример таблицы суточных значений и статистики температуры воздуха и скорости ветра. На рисунках 4–6 представлены примеры различных графических представлений данных, полученных средствами АРМ-океанолога, в том числе: роза ветров по станции Севастополь, график хода давления над уровнем моря и температуры воды дрейфующего буя, траектория дрейфа буя АГРО в 2010 году.

Таблица: dprov.vbr		
:-----:-----:		
:Скорость :Температура:		
: ветра в : воздуха :		
: м/сек : (градус) :		
:-----:-----:		
Станция Белгород-Днестровск. (33830) Год 2010 месяц 11		
день		
1	5.0	7.9
2	4.0	10.3
3	5.8	11.4
4	3.5	12.4
5	3.2	11.7
6	5.0	15.0
7	1.5	15.0
8	5.0	11.8
9	9.2	12.5
10	9.8	16.3
11	2.8	17.5
12	1.3	15.7
13	4.0	13.9
14	5.0	13.8
15	4.5	13.9
16	2.5	14.3
17	2.2	12.2
18	4.8	12.7
19	2.8	12.8
20	2.8	12.8
21	4.0	12.2
22	3.8	11.2
23	13.2	7.6
24	3.8	13.3
25	3.8	10.5
26	4.5	7.9
27	6.0	7.1
28	4.2	4.6
29	9.5	5.4
30	6.5	13.7

Сред.мес	4.8	11.9
Сред.кв.откл.	2.6	3.1
Откл.от нормы	-1.1	5.7

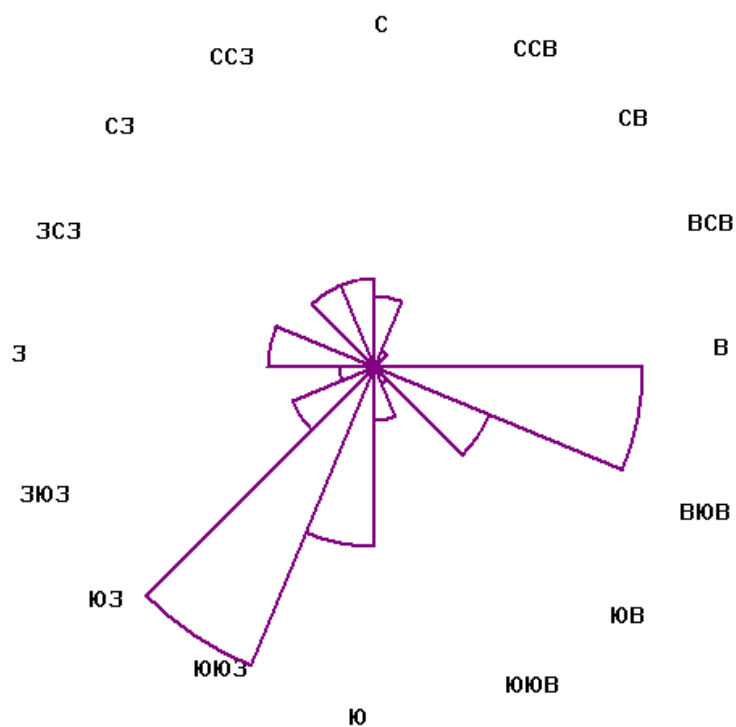


Рис. 4. Роза ветров по ст. Севастополь за ноябрь 2010 г.

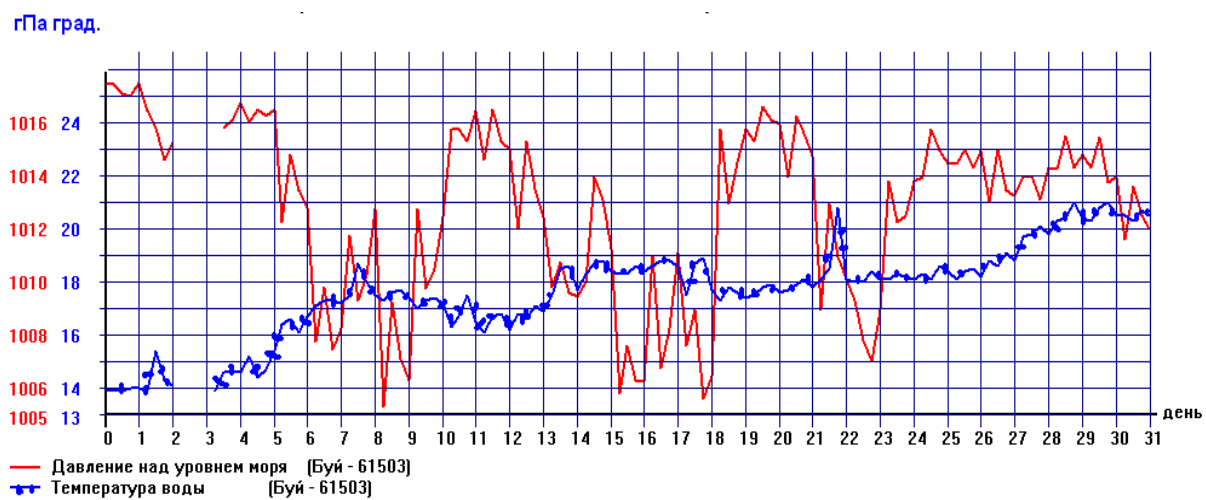


Рис. 5. Ход давления над уровнем моря и температуры воды по данным дрейфующего буя 61503 в мае 2010 г.

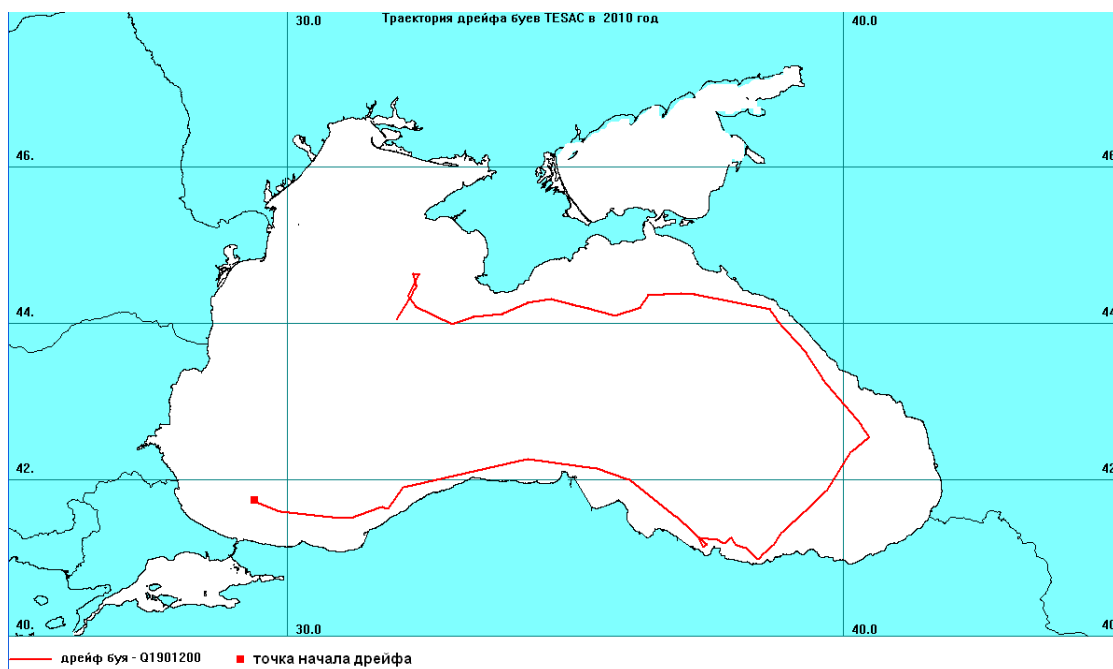


Рис. 6. Пример траектории дрейфа буя АРГО Q1901200 в 2010 г.

Меню «Сервис» позволяет:

- выбрать данные и сформировать их для дальнейшей загрузки в программную систему Isograph [2], которая предназначена для вывода карт на монитор;
- составить список кораблей, данные наблюдений которых включены в базу оперативных наблюдений, просмотреть этот список на мониторе или распечатать на принтере.

Меню «Помощь» предназначен для просмотра подробных инструкций по работе АРМ-океанолога. Выбрав его, пользователь имеет возможность просмотреть на мониторе, а при необходимости распечатать на принтере, описание работы каждого этапа работы АРМ-океанолога.

Заключение

Созданная в отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России база оперативных данных по акваториям Черного и Азовского морей позволяет улучшить обслуживание потребителей оперативными данными по заданному региону, обеспечить быстроту и простоту выборки заказанной информации, представлять данные в виде табличного материала, различных графиков и траекторий движения буев по акваториям этих морей. База оперативных данных разработана как автоматизированное место

океанолога и предназначена специалистам, занятым анализом обстановки на море и составлением прогнозов погоды на морях для морских судов.

Список использованных источников

1. *Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С.* Оперативное океанографическое обслуживание. – Обнинск: , 2009. – 287 с.
2. *Алферов Ю.В.* Автоматизированная графическая система для визуализации результатов численных прогнозов // Труды Гидрометцентра России. – 2003. – Вып. 338. – С. 122–127.
3. *Пурина И.Э., Жабина И.И., Недачина А.Ю., Дегтярёва Н.В., Маковская И.В.* Развитие информационного обеспечения Гидрометцентра России на базе технологического комплекса PROMETEI / В сб.: 80 лет Гидрометцентру России. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. – С. 423–434.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Live hydrometeorological database of Black and Azov seas

N.G. Lezhneva

Live hydrometeorological database of Black and Azov seas is developed. The database contains daily filled up data of observations at coastal stations, ships and buoys. The elaborated software allows to make selection of data by time and spatial criteria, to carry out calculation and sample of statistical characteristics, to receive graphic or tabular representation of the ordered information.

Keywords: hydrometeorological database of Black and Azov seas, automated working place of oceanologist, information component.

О ПЕРСПЕКТИВАХ РАЗВИТИЯ ОКЕАНОГРАФИИ

А.А. Кутало

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
akutalo38@mail.ru

Предлагается направление развития океанографии через структурирование природной среды и разработку стандартов природных объектов. Результаты стандартизации оформляются в виде «паспорта» природного объекта. В качестве базовых структур океана рассматриваются TS-кривые водных масс, гидрологические фронты, среднемасштабная перемежаемость и «тонкая структура» вод.

Обобщение всех накопленных знаний о природной среде в виде структурно-ранжированной паспортной системы природных объектов рассматривается как основа для дальнейшего развития океанографии в целях рационального природопользования.

Ключевые слова: океанография, гидрометеорология, базовые структуры, паспортизация.

Введение

В Гидрометеорологической службе Российской Федерации накоплен опыт подготовки режимных справочных пособий и синоптического прогнозирования устойчивых, своего рода эталонных состояний природных процессов и явлений. Этот опыт можно рассматривать как исходный этап в направлении выделения, ранжирования и *стандартизации* значимых параметров состояния природной среды. Развитие такого направления видится через *«паспортизацию»* природных объектов.

Особого внимания требуют опасные природные явления и катастрофы, усугубляемые антропогенным влиянием. Экономический ущерб от них достиг уровня, сопоставимого с суммарным валовым внутренним продуктом. Годовые потери мировой экономики возросли с \$10–20 млрд в год в 1950-х годах до \$70–80 млрд в год к настоящему [3]. В России в конце 80-х годов прошлого века они составляли 15,5–19,0 млрд рублей в год (в ценах 1990 г.).

Эффективное противостояние угрозам требует разработки соответствующих опорных научных представлений о среде обитания. Одно из направлений решения проблемы видится в разработках *стандартов природных объектов*. На этом пути необходимо достичь сбалансированности накопленных результатов и возможностей моделирования природных процессов и явлений с нуждами и целями рационального природопользования. Результаты

стандартизации следует оформлять и рассматривать как *«паспорта»* природных объектов, отражающие накопленный уровень знаний и возможности природы быть ресурсом экономики.

Эффективное использование моделирования в решении проблемы «паспортизации» природных объектов предопределяет гармоничное сопряжение имеющихся возможностей географии, физики и математики. В первую очередь необходимы адекватные методологии и подходы к сопряжению уже выявленных структурных особенностей гидросферы и атмосферы (географическое моделирование), представлений об их физической природе (физическое моделирование) и возможностей математического моделирования. Актуальность сопряжения диктуется также и тем, что накопились разрывы и несоответствия между требованиями задач природопользования и географическими, физическими и математическими представлениями о природных явлениях и процессах.

В решении проблемы гармоничного сопряжения естественно опираться на выявленные устойчивые особенности природных процессов и явлений. Такие особенности, как своего рода эталонные структурные формирования, значительно облегчат решение задач определения значимых параметров природной среды. Эффективность и перспективы такого подхода иллюстрирует опыт синоптического прогнозирования погоды на основе отслеживания циклонов и антициклонов как структурированных природных объектов атмосферы.

Мировой океан является самым емким звеном в природной системе планеты. Звеном, определяющим состояние атмосферы, гидросферы и литосферы. Океан также аккумулирует через атмосферу и водообмен с материками все последствия хозяйственной деятельности человека на земле. Этим диктуется необходимость адекватного отслеживания *критических* параметров состояния его вод, а следовательно, определяются и перспективы развития океанографии.

Устойчивые структуры в Мировом океане

В оценках перспектив развития океанографии и гидрометеорологии естественно исходить из нужд практики и установившихся научных представлений о природной среде как единой системы. Обозначим ряд опорных положений и ориентиров по решению проблемы структурирования и стандартизации природных объектов в океанографии. Будем опираться на экспериментальные факты и на имеющиеся трактовки их природы. Не претендуя на полноту охвата проблемы, можно выделить следующие наблюдаемые особенности вод Мирового океана.

1. **Устойчивость форм** вертикальных температурно-соленостных TS-кривых, а также их **соответствие** поверхностным TS-кривым на начало весенне-летнего прогрева вод. Устойчивость форм кривых позволяет структурно выделять однородные объемы вод, трактовать их как **«водные массы»** и картировать местоположение их границ как фронтальных разделов или зон.

Физическое и математическое моделирование этих природных феноменов практически отсутствует. Их трактовки в физическом и математическом моделировании не выходят за рамки концепций турбулентного смешения вод и соответствующих расчетов переноса тепла и солей. Особого внимания требуют задачи выявления физической природы феномена «уплотнения вод при смешении» и оценок его роли в формировании полей плотности морских вод. Эти поля отражают градиентные течения и соответственно обуславливают структуру перераспределения вод всего Мирового океана.

2. **Климатические гидрологические фронты** как пограничные зоны, отделяющие верхние, тропосферные «теплые» воды океана, от глубинных, стратосферных «холодных». Границы фронтов на поверхности отражают области крупномасштабных, планетарных **циркуляционных систем** Мирового океана антициклонической и циклонической завихренности.

В физическом и математическом моделировании фронтов отсутствует ясность в соотношениях роли ветрового и теплового влияния на формирование этих природных структур. Как следствие, отсутствуют надежные оценки водообмена между океанами, переноса загрязняющих веществ и других жизненно важных параметров состояния гидросферы.

3. **Среднемасштабная** повсеместная перемежаемость гидрофизических характеристик всей толщи вод океанов и морей. Она проявляется, прежде всего, в циклическом, волновом характере изменчивости течений. Пространственная структура изменчивости имеет вид синоптических, разно направленных вихревых образований и сопутствующих им разделительных границ в виде гидрологических фронтальных зон. Скорости течений в этих зонах на порядок превышают осредненные среднемноголетние значения. Отсутствует ясность в понимании источников столь высокой энергетики среднемасштабной изменчивости.

Сложившиеся подходы физического и математического моделирования феномена среднемасштабной динамики вод не выходят за рамки гипотез гидродинамической неустойчивости струйных течений и концепции «синоптических вихрей» как проявлений нелинейных механизмов перераспределения кинетической энергии. Остаются открытыми

первоисточники высокой энергетики «синоптических вихрей», особенно открытого океана, и причины их повсеместности.

Следует отметить, что высокая энергетика среднемасштабной изменчивости определяет «погоду» в толще вод и структуру переноса загрязняющих веществ, как значимых факторов, определяющих безопасность жизнедеятельности.

4. **Устойчивость «тонкой структуры»** вод, выделяемой по однородным прослойкам вертикальных распределений гидрофизических характеристик. В рамках принятых представлений об уровне интенсивности турбулентных механизмов смешения и перераспределения свойств этот наблюдаемый феномен удовлетворительно объяснить не удастся. Остаются открытыми физические аспекты природы этого феномена и его роли в формировании пространственной структуры градиентных течений. Устойчивость **«тонкой структуры»** вод можно рассматривать как свидетельство **ламинарного** режима течений и соответствующих горизонтальных перераспределений вод на большие расстояния по акваториям водоемов.

Обозначенные ориентиры видятся перспективной основой для сопряжения географического, физического и математического подходов в моделировании как отдельных природных явлений и процессов, так и в целях создания общей структурно-ранжированной топологической **модели** Мирового океана. Регламентирующим условием создания такой модели должно стать максимально возможное **отражение** в ней потенциала **накопленных знаний** о природной среде и нужд жизнеобеспечения. Выполнение этого положения позволит модели стать более надежной основой в конкретных задачах природопользования, прежде всего при отслеживании экстремальных и опасных природных явлений и процессов.

Этапы «паспортизации» природных объектов Мирового океана

Целесообразно начать работы по решению проблемы **«паспортизации»** природных объектов как необходимого условия формирования адекватных реальности опорных представлений о природной среде. На первом этапе представляется естественным провести обобщение всех **накопленных знаний** о природной среде в виде структурно-ранжированного представления системы **«атмосфера–гидросфера»**. Такое географо-экономическое обобщение накопленных знаний и опыта оперативного гидрометеорологического обеспечения явится основой для дальнейшего развития географического, физического и математического моделирования в задачах целостного представления природной среды планеты. Каркасом такого структурирования могут, например, стать представления о **планетарных** воздушных и водных массах. Их можно рассматривать как **базовые природные объекты**, определяющие фоновое состояние атмосферы и Мирового океана.

Объекты, местоположение границ которых и стандартизованный, эталонный набор других устойчивых их характеристик определяют **значимые** параметры погоды и климата. О перспективности такого подхода свидетельствуют становление и успехи синоптического прогнозирования [6, 8].

Понятия о водных массах океана составили фундамент становления океанографии как науки. Водные массы морей можно рассматривать как связующие звенья Мирового океана с природными объектами материков через водосборы рек. Такой подход позволяет успешно решать задачи оценок ранжированных антропогенных нагрузок через системы водосборов малых и больших рек, затем морей и океанов [7]. Структурно-фронтальное, эталонное представление вод позволяет реально подойти к решению задач определения эффективных параметров состояния вод гидросферы и значимых условий обитания гидробионтов [1, 2, 4, 5].

Ориентация на выявление и прикладное использование устойчивых факторов-параметров состояния природной среды, обобщенных в виде единой системы «Атмосфера-Гидросфера-Литосфера» видится необходимым условием развития наук о Земле в целях рационального природопользования.

Среднемасштабная структура вод океана

Наблюдаемая среднемасштабная, синоптическая изменчивость гидрофизических характеристик океана отражает и определяет «погоду» всей толщи его вод. Как уже отмечалось, она имеет динамическую природу и проявляется на фоне распределений устойчивых характеристик водных масс. Наблюдается как повсеместная перемежаемость циркуляционных структур разнонаправленной завихренности, формирующей зоны подъема вод и опускания. Такие структуры значимо проявляются в меандрировании и как волновые возмущения климатически устойчивых распределений гидрофизических характеристик вод, фронтов и границ между водными массами океана.

Для выявления среднемасштабных циркуляционных структур могут быть использованы карты температуры поверхности воды повышенного пространственного разрешения. Регулярный выпуск таких карт расширит круг задач гидрометеорологического обеспечения и послужит базовой основой развития методологии подготовки информации о значимых параметрах состояния всей толщи вод конкретных регионов океана.

Список использованных источников

1. Айзатулин Т.А., Лебедев В.Л., Сустова И.А., Хайлов К.М. Граничные поверхности и география океана // Вестник МГУ. Серия 5. География. – 1976. – № 3. – С. 25–35.
2. Грузинов В.М. Гидрологический фронт как естественная граница природных зон в океане // Труды ГОИН. – 1965. – Вып. 84. – С. 252–262.
3. Кориунов А.А. Опасные гидрометеорологические явления и их влияние на экономику России. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2007. – 56 с.
4. Кутало А.А. К изучению гидрометеорологических полей океана и атмосферы // Труды Гидрометцентра России. – 1996. – Вып. 329. – С. 58–66.
5. Кутало А.А. Местоположение полярного фронта Северной Атлантики как индикатор состояния вод океана. Структура вод и водные массы, АН СССР. МФ Географического общества СССР, Москва. – 1987. – С. 133–140.
6. Погосян Х.П. Очерки по истории развития синоптической метеорологии в СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 96 с.
7. Фацук Д.Я. Оценка антропогенной нагрузки на водосборы Черного и Азовского морей (географо-экологический подход) // Водные ресурсы. – 1998. – Т. 25. – № 6. – С. 694–711.
8. Хригман А.Х. Очерки развития метеорологии. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1948. – 352 с.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Prospects of oceanography development

A.A. Kutalo

The direction of oceanography development through structuring of an environment and natural objects standards elaboration is offered. Results of the standardization are executed out in the form of natural object "certificate". TS-curves of water masses, hydrological fronts, mesoscale intermittence and «fine structure» of waters are considered as the base structures of ocean.

Generalization of all accumulated environment knowledge in the shape of a structurally-ranged certificate system of natural objects is considered as a basis for the further development of oceanography with the aim of rational nature management.

Keywords: hydrometeorological database of Black and Azov seas, automated working place of oceanologist, information component.

ВЕРОЯТНОСТНЫЙ ПРОГНОЗ ТЕПЛЫХ И ХОЛОДНЫХ ЗИМНИХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

В.П. Садоков, В.Ф. Козельцева, Н.Н. Кузнецова

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

Определены вероятности теплых ($Wi \geq 1,5$) и холодных ($Wi \leq -1,5$) условий погоды по шести станциям Беларуси в зимний период (декабрь-февраль). Составлены вероятностные прогнозы на независимом материале (на декабрь для 2004–2009 гг.; на январь и февраль – для 2005–2010 гг.). Результаты оценки полученных прогнозов показали возможность их использования в качестве вспомогательных прогнозов только для теплых зимних условий погоды.

Ключевые слова: вероятностный прогноз, параметр Wi , теплые и холодные зимние погодные условия в Беларуси.

В работах [3, 4] подробно изложены климатические особенности теплых и холодных зимних условий погоды на территории Беларуси. Для исследований привлекался параметр Wi , который рассчитывается по формуле:

$$Wi = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R},$$

где ΔT и ΔR – аномалии среднемесячной температуры воздуха и суммы осадков, σ_T и σ_R – средние квадратические отклонения ΔT и ΔR от нормы.

Экстремальные положительные значения $Wi \geq 2,0$ характеризуют теплые и влажные зимние погодные условия, а экстремальные отрицательные $Wi \leq -2,0$ – холодные и малоснежные. Эта характеристика удобна для индексации характера погоды в холодный период года. Такие погодные условия в природе встречаются довольно редко, поэтому, с целью увеличения числа случаев, в данной работе взят еще и диапазон значений $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$.

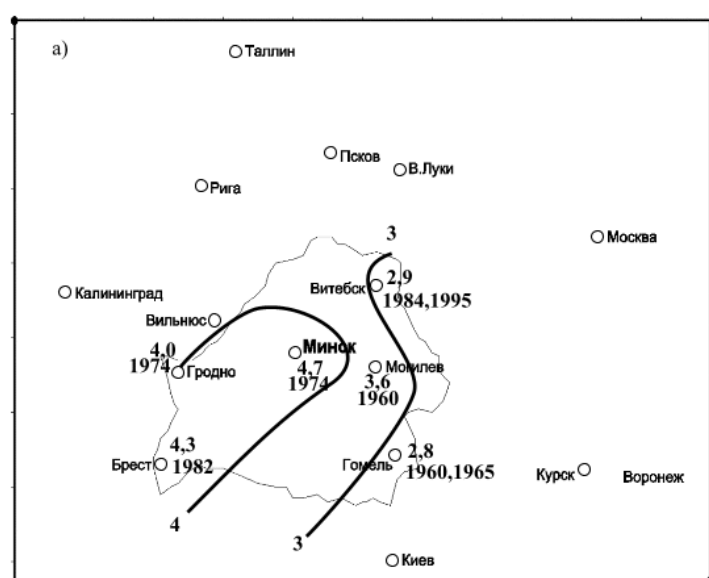
В нашу задачу входило изучение закономерностей поведения экстремальных значений Wi на территории Беларуси [3, 4, 5] для разработки вероятностных долгосрочных прогнозов зимних условий погоды. Этот вид прогноза хорошо себя зарекомендовал при прогнозировании засух и избыточного увлажнения в летний период [1, 2]. В методе

реализована гипотеза, предложенная в 1983 году Д.А. Педем [1, 2], о возрастании вероятности наступления определенных условий погоды в зависимости от длительности их отсутствия. Так, если после теплой зимы $Wi \geq 1,5$ она не наблюдалась последние 10 лет, то вероятность наступления на следующий год после десятилетнего перерыва составляет всего 10 %, через год – 20 %, через три года – 30 %, а через 10 лет – 100 %. Преимущество метода состоит в объективности, большой заблаговременности (около 9 месяцев) и возможности использования фактических данных о продолжительности и отсутствии рассматриваемых условий погоды.

Для выполнения работы использовалась существующая база параметра Wi , которая была пополнена данными до февраля 2010 года по шести станциям Беларуси: Витебск, Минск, Гродно, Могилев, Брест, Гомель. Изучение зимних погодных условий проводилось для периодов лет: декабрь 1949–2003 гг., январь и февраль 1950–2004 гг. Составление вероятностных прогнозов и их оценка производились на независимом материале за декабрь 2004–2009 гг., а за январь–февраль – 2005–2010 гг.

При составлении вероятностных прогнозов предварительно необходимо выбрать пороговое значение Wi , поэтому уточнялись абсолютные максимумы, минимумы Wi и их распределения по градациям: $Wi \geq 2,0$ и $Wi \geq 1,5$ для теплых и $Wi \leq -2,0$ и $Wi \leq -1,5$ для холодных зимних погодных условий по территории Беларуси.

На рис. 1 представлено распределение абсолютных максимумов Wi и годы, когда они наблюдались.



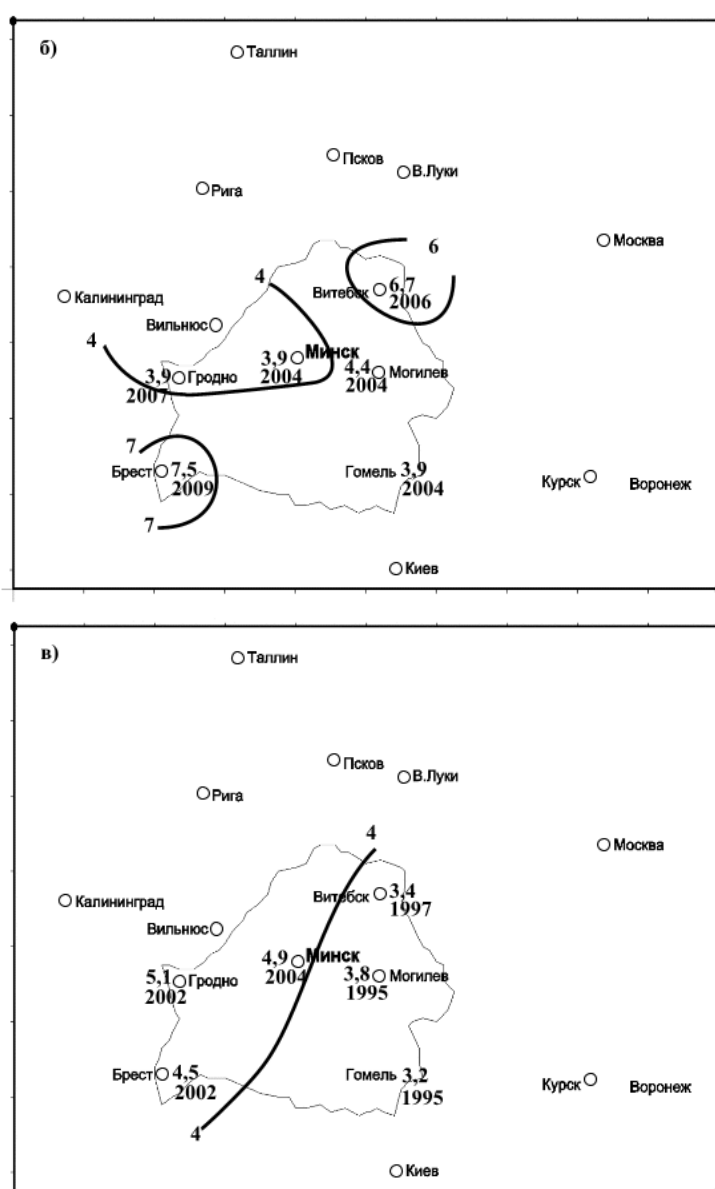


Рис. 1. Распределение максимальных значений Wi и годы, когда они наблюдались за период 1949–2010 гг.: а) декабрь; б) январь; в) февраль.

В декабре (рис. 1а) абсолютные максимумы параметра Wi отмечались в западных районах республики: в Минске – 4,7 (1974 г.); Гродно – 4,0 (1974 г.); Бресте – 4,3 (1982 г.). На востоке региона они составили менее 4,0: в Витебске – 2,9 (1984, 1995 гг.); Гомеле – 2,8 (1960, 1965 гг.); Могилеве – 3,6 (1960 г.).

Как видно из рис. 1б (январь), индекс Wi оказался в Бресте 7,5 (2009 г.) и Витебске – 6,7 (2006 г.). В других пунктах значения параметра Wi колебались от 3,9 до 4,4. Заметим, что на трех станциях (Минск, Гомель, Могилев) они относятся к 2004 г., а в Гродно – к 2007 г.

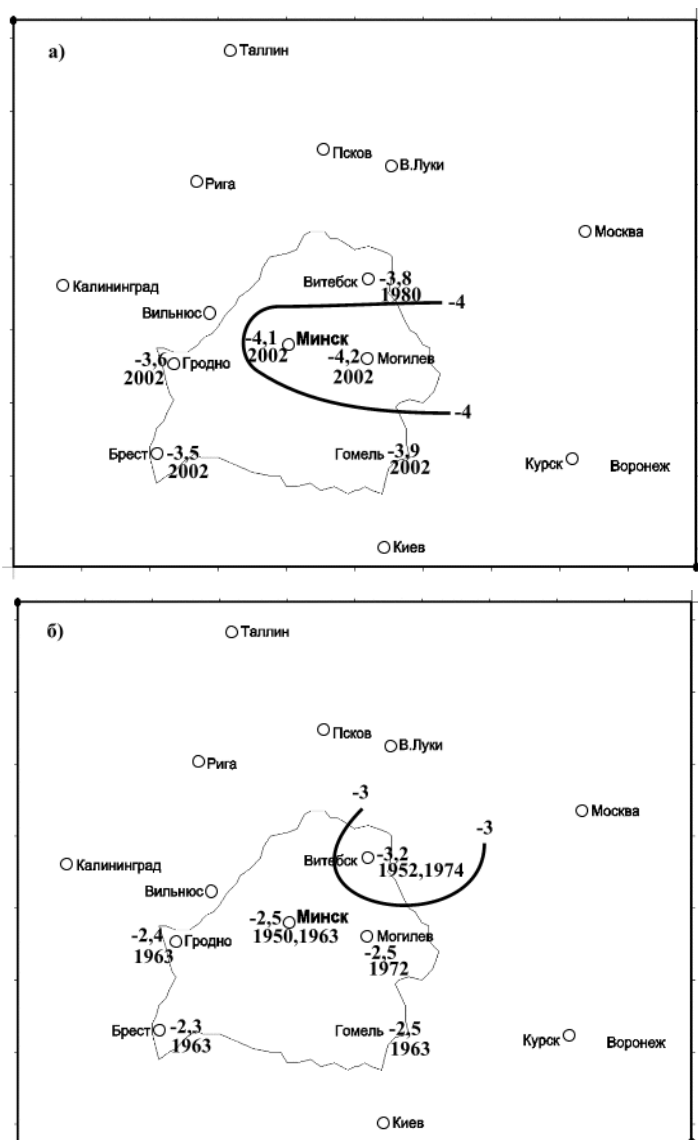
Перейдем к февралю (рис. 1в). Распределение значений параметра Wi схоже с декабрьским. На западе величина Wi была более 4,0 (Брест 4,5 и Гродно 5,1 в 2002 г.;

Минск 4,9 в 2004 г.), а на востоке – менее 4,0 (Витебск 3,4 в 1997 г.; Могилев 3,8 и Гомель – по 3,2 в 1995 г.).

Территория с абсолютными минимальными значениями индекса Wi и годы, когда они наблюдались, представлены на рис. 2. Самые низкие значения параметра Wi в декабре 2002 г. (рис. 2а) отмечены на следующих станциях: Брест –3,5; Гродно –3,6; Гомель –3,9; Минск – 4,1; Могилев –4,2. В Витебске $Wi = -3,8$ в 1980 г.

Значения параметра Wi к январю и февралю становятся выше по мере приближения к весне. Абсолютные минимумы января (рис. 2б) в Витебске –3,2 (1952, 1974 гг.), на четырех станциях в 1963 году: Брест –2,3, Гродно –2,4, Минск и Гомель по –2,5. В Могилеве величина Wi составила –2,5 в 1972 г.

В феврале абсолютные минимумы индекса Wi (рис. 2в) были: Брест –1,9 (1954, 1976, 1986 гг.); Гродно –2,4 (1980); Витебск –2,6 (1958 г.); Минск –2,9 (1954 г.); Могилев –3,0 (1985 г.); Гомель –3,1 (1976 г.).



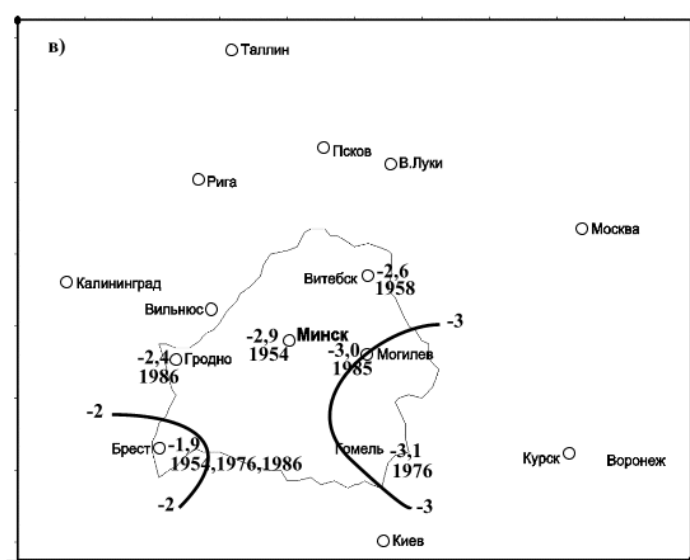


Рис. 2. Распределение минимальных значений Wi и годы, когда они наблюдались за период 1949–2010 гг.: а) декабрь; б) январь; в) февраль.

С целью определения значимого критерия параметра Wi для теплых и холодных зимних погодных условий составлены табл. 1 и 2 соответственно, где показаны фактические значения и число лет индекса Wi для каждой станции и месяца в отдельности по градациям.

Рассмотрим данные табл. 1, относящиеся к декабрю. В этом месяце значения $Wi \geq 2,0$ колебались от 2 (Могилев) до 12 лет (Брест). Градация $Wi \geq 1,5$ отмечена в пределах от 5 до 18 лет, соответственно, Могилев и Брест

В январе минимальное число лет с величиной $Wi \geq 2,0$ составило 3 года в Гомеле, а максимальное – 18 лет в Витебске. Здесь, как и в декабре, значения $Wi \geq 1,5$ отмечались 10 и 24 года соответственно на тех же станциях.

В феврале так же, как и в январе, минимальное и максимальное число лет Wi обоих градаций было на станциях Витебск (10–22) и Брест (15–32).

В холодные зимы (табл. 2) число лет с критическими значениями параметра Wi ($Wi \leq -2,0$ и $Wi \leq -1,5$), по сравнению с теплыми погодными условиями, уменьшается.

Декабрьские значения $Wi \leq -2,0$ составляли от 5 лет в Бресте до 11 лет в Могилеве, а $Wi \leq -1,5$ были от 7 до 15 лет соответственно.

В январе интервалы $Wi \leq -2,0$ и $Wi \leq -1,5$ (в этих же пунктах) в первом случае составили 1 и 6 лет, во втором – 2 и 9 лет.

В феврале значения $Wi \leq -2,0$ колебались – от 2 лет (Минск) до 5 лет (Гомель). Минимальное число лет со значениями $Wi \leq -1,5$ отмечено в Бресте (3 года), максимальное – в Витебске и Могилеве (6 лет).

Фактические значения параметра Wi и число лет холодных зимних условий погоды по градациям для шести станций на территории Беларуси

Станция	Гомель		Минск		Витебск		Гродно		Брест		Могилев	
Градация	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$	$\leq -2,0$	$\leq -1,5$
ДЕКАБРЬ (1949-2003 гг.)												
Wi	-2,1– 3,9	-1,6– 3,9	-2,1– 4,1	-1,5– 4,1	-2,6– -3,8	-1,5– -3,9	-2,2– 3,6	-1,5– -3,6	-2,0– -3,5	-1,5– 3,5	-2,0– -4,2	-1,5– 4,2
Число лет	10	15	7	9	11	13	8	9	5	7	11	15
ЯНВАРЬ (1949-2004 гг.)												
Wi	-2,0– -2,5	-	-2,4– -2,5	-1,6– 2,5	-2,0– -3,2	-1,5– -3,2	-2,2– 2,4	-1,5– -2,4	-2,3	-1,5– 2,3	-2,0– -2,5	-1,6– -2,5
Число лет	5	-	3	6	5	15	2	5	1	2	6	9
ФЕВРАЛЬ (1949-2004 гг.)												
Wi	-2,2– 3,1	-	-2,5– -2,9	-1,6– -2,9	-2,3– -2,6	-1,5– -2,6	-2,3– 2,4	-1,9– -2,4	-	-1,9	-2,1– -3,0	-1,7– 3,0
Число лет	5	-	2	5	4	6	3	4	-	3	4	6

Таким образом, мы пришли к выводу, что наиболее значимым для вероятностных прогнозов является параметр $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$.

На основании представленных выше исследований составлялись вероятностные прогнозы зимних погодных условий по шести станциям Беларуси (на независимом материале за декабрь 2004–2009 гг. и январь–февраль 2005–2010 гг.).

В табл. 3 дана оценка вероятностных прогнозов теплых погодных условий ($Wi \geq 1,5$). Все пять декабрьских прогнозов в Гомеле не оправдались. В январе и феврале оправдались по четыре прогноза, исключение – 2007 г. В Минске и Витебске успешными были по 5 прогнозов в январе и по 4 в декабре и феврале. В Гродно оправдались 5 январских прогнозов, 2 декабрьских и 1 февральский. Прогнозы для января и февраля имели хорошую оценку в Бресте (5 лет) и Могилеве (4 года). Прогноз декабря оказался для указанных станций неудовлетворительным – 3 и 2 года, соответственно. Из таблицы видно, что по 6 исследуемым пунктам декабрь оправдался только в 15 случаях из 35, январь – в 25 и февраль – в 22 случаях.

Таблица 3

**Оценка вероятностных прогнозов теплых условий погоды зимой $Wi \geq 1,5$
по шести станциям на территории Беларуси (независимый ряд лет)**

Станция	Гомель			Минск			Витебск			Гродно			Брест			Могилев		
Месяц	XII	I	II	XII	I	II	XII	I	II	XII	I	II	XII	I	II	XII	I	II
2004–2005	–	+	+	–	+	+	+	+	+	+	+	+	–	+	+	+	+	+
2005–2006	–	+	+	+	+	–	–	+	+	+	+	–	+	+	+	+	+	+
2006–2007	–	–	–	+	–	–	+	+	+	–	–	–	+	–	+	–	–	–
2007–2008	–	+	+	+	+	+	+	+	–	–	+	–	+	+	+	–	+	+
2008–2009	–	+	+	+	+	+	–	–	–	–	+	–	–	+	+	–	+	+
2009–2010	X	X	X	–	+	+	+	+	+	–	+	–	–	+	–	–	–	–
Всего оправдалось	0	4	4	4	5	4	4	5	4	2	5	1	3	5	5	2	4	4
Всего не оправдалось	5	1	1	2	1	2	2	1	2	4	1	5	3	1	1	4	2	2

Примечание: + – прогноз оправдался,
– – прогноз не оправдался;
X – отсутствуют фактические данные.

За весь зимний период (декабрь–февраль) по всем станциям оправдалось 62 прогноза из 105, что составило 58 % (табл. 4). Неудачным оказался декабрь (42 %). При исключении декабря оправдываемость вероятностного прогноза января и февраля увеличивается до 66 %.

Таблица 4

**Средняя оценка (%) вероятностных прогнозов теплых зимних условий погоды ($Wi \geq 1,5$)
по шести станциям на территории Беларуси (независимый ряд лет)**

Месяц	декабрь	январь	февраль	декабрь–февраль	январь–февраль
Годы					
2004–2005	50	100	100	83	100
2005–2006	67	100	67	78	83
2006–2007	50	17	33	33	25
2007–2008	50	100	67	72	83
2008–2009	17	83	67	56	75
2009–2010	20	20	40	27	30
Средняя	42	70	62	58	66

Вероятностные прогнозы, составленные для холодных зимних погодных условий ($Wi \leq -1,5$), показали низкую оправдываемость. Это связано с длительностью отсутствия значений $Wi \leq -1,5$ (20 лет и более). Так, в Гомеле период отсутствия оказался 38 лет (январь 1973–2010 год), поэтому в настоящее время рекомендуем составление вероятностных прогнозов только для теплого периода года.

В качестве примера рассмотрим порядок составления вероятностного прогноза на февраль 2008 г. по станции Витебск.

Прежде всего при составлении вероятностного прогноза устанавливается число лет отсутствия величины $Wi \geq 1,5$ после последнего теплого года перед 2008 г. В данном периоде это был 2006 г., когда $Wi = +2,5$. В 2007 г. наблюдалось $Wi = -0,5$.

Для составления вероятностного прогноза $Wi \geq 1,5$ (%) необходимо иметь рабочие таблицы по каждой станции в отдельности, по которым определяется число случаев (по группам), когда $Wi \geq 1,5$ не наблюдалось. Явление, которое отсутствовало один год, включается в первую группу, два года – во вторую группу, три – в третью и т.д. Здесь следует указать, что случаи, когда $Wi \geq 1,5$ (явление было), также включаются в эти группы, но каждый случай в отдельности после предшествующих случаев отсутствия.

В Витебске в 1993 г. $Wi=0,4$. Явление отсутствовало 1 год. В 1994 г. – $Wi=2,2$, в 1995 г. – $Wi=1,5$. Явление наблюдалось два года подряд. Тогда 1993 год включаем в первую группу, 1994 – во вторую группу, 1995 – в третью.

Другой случай: 1996 г. – $Wi=0,1$, 1997 г. – $Wi=1,3$, 1998 г. – $Wi = -0,8$ (явление отсутствовало три года подряд). За ними в 1999 г. $Wi=1,7$, в 2000 г. – $Wi=2,2$, 2001 г. – $Wi=3,1$ (явление наблюдалось три года подряд). Распределение по группам будет следующим. Первые три года ($Wi < 1,5$), объединяются вместе и включаются в третью группу, следующий 1999 год – в четвертую, 2000 г. – в пятую, 2001 – в шестую.

После распределения всех случаев по группам, определяется сумма (Σ) случаев в каждой группе за весь период. Затем последовательно находится общая сумма случаев от первой группы до последней. Так, если в первой группе отмечался 1 случай, а во второй – 2, сумма плюс ($\Sigma+$) второй группы будет равняться трем случаям. В третью группу входило четыре случая. Общая $\Sigma+$ (первая–третья группы) составит 7 и т.д. Имея суммы по группам, переходим к вычислению вероятностей для каждой группы в отдельности, которые последовательно повышаются (100 % в последней группе).

При составлении вероятностного прогноза $Wi \geq 1,5$ для станции Витебск на февраль 2008 г. устанавливается число лет отсутствия величины $Wi \geq 1,5$ после последнего теплого года перед 2008 г. В данном периоде это был 2006 г., когда $Wi = +2,5$. В 2007 г. наблюдалось

$Wi = -0,5$, который является первым годом отсутствия явления после 2006 г., когда наблюдались теплые условия погоды. Поэтому прогнозируемый 2008 г. в Витебске будет вторым. Вычисленная вероятность появления $Wi \geq 1,5$ для этого случая составляет 52 %. Фактически $Wi = -1,2$. Поэтому прогноз считается неоправдавшимся. Поясним, что используя условную вероятность 40 % [1, 2], прогноз считается оправдавшимся, если фактически наблюдались значения $Wi \geq 1,5$. При прогнозируемой вероятности менее 40 % прогноз также считается оправдавшимся, если $Wi < 1,5$. В противных случаях прогнозы считаются неоправдавшимися.

На рис. 3 представлен вероятностный прогноз $Wi \geq 1,5$ по территории Беларуси на февраль 2008 г. (рис. 3а), а так же фактические значения параметра Wi и оценка прогнозов по станциям (рис. 3б).

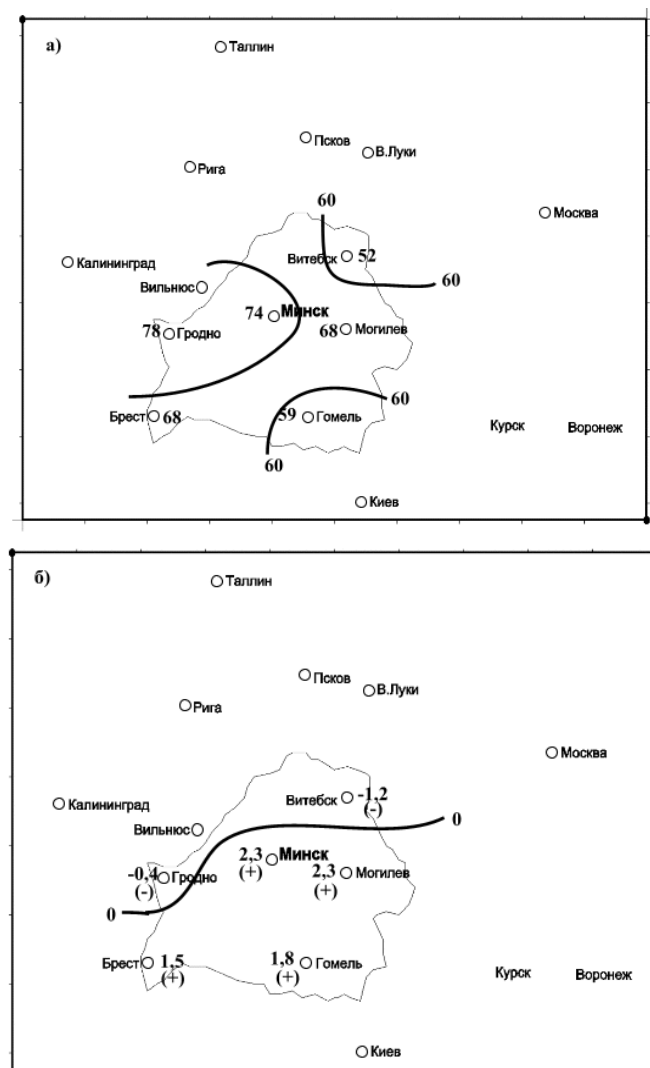


Рис. 3. Вероятностный прогноз значений параметра $Wi \geq 1,5$ (а) и фактические значения параметра Wi с оценкой прогноза (б) на февраль 2008 г.

Из рисунка видно, что прогноз оправдался на четырех станциях из шести, что составляет 67 %. Не оправдались прогнозы в Витебске ($Wi = -1,2$) и Гродно ($Wi = -0,4$), где ожидалось теплые условия погоды с вероятностью 52 % и 78 % соответственно (более 40 %).

Настоящие исследования показали возможность использования вероятностных прогнозов, составленных с учетом индекса Wi , в качестве вспомогательных для теплых зимних условий погоды. В дальнейшем базу данных следует обновлять ежегодно и ежемесячно, с целью использования в практической работе при составлении прогнозов для теплых и холодных зимних погодных условий.

Список использованных источников

1. Козельцева В.Ф., Педь Д.А. Вероятность атмосферных засух на Европейской территории СССР, в Западной Сибири и Северном Казахстане // Труды Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып. 250. – С. 3–14.
2. Козельцева В.Ф., Педь Д.А. Вероятность избыточного увлажнения на Европейской территории СССР, в Западной Сибири и Северном Казахстане // Труды Гидрометцентра СССР. – 1984. – Вып. 254. – С. 17–29.
3. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Зимние погодные условия Беларуси с учетом индекса Wi // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 120–126.
4. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Повторяемость зимой теплых и холодных погодных условий два года подряд и более и продолжительность их отсутствия по станциям Беларуси // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 127–140.
5. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Пространственно-временные изменения индекса Wi , характеризующего зимние погодные условия в основных сельскохозяйственных районах России и Беларуси // Труды Гидрометцентра России. – 2010. – Вып. 344. – С. 252–264.

Поступила в редакцию 15.04.2011

The probability forecast of the warm and cold winter weather conditions for Belarus territories

V.P. Sadokov, V.F. Kozeltseva V.F, N.N. Kuznetsova

The probabilities of the warm and cold weather conditions on 6 stations of Belarus during the winter period (December–February) are defined. Probabilistic forecasts on the basis of an independent periods of time (for December of 2004–2010; for January and February of 2005–2010) are made. Results of an estimation of the obtained forecasts have shown a possibility of their application as auxiliary forecasts only for a warm winter weather conditions.

Keywords: probabilistic forecast, parameter, warm and cold winter weather conditions in Belarus.

Таблица 1

**Фактические значения параметра Wi и число лет теплых зимних условий погоды по градациям
для шести станций на территории Беларуси**

Станция	Гомель		Минск		Витебск		Гродно		Брест		Могилев	
Градация	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$	$\geq 2,0$	$\geq 1,5$
ДЕКАБРЬ (1949-2003 гг.)												
Wi	2,0–2,8	1,7–2,8	2,2–4,7	1,5–4,7	2,2–2,9	1,5–2,9	2,1–4,0	1,6–4,0	2,0–4,3	1,5–4,3	3,3–3,6	1,5–3,6
Число лет	7	8	6	12	7	10	7	10	12	18	2	5
ЯНВАРЬ (1949-2004 гг.)												
Wi	2,1–3,9	1,5–3,9	2,0–3,9	1,5–3,9	2,0–6,7	1,5–6,7	2,1–3,9	1,7–3,9	2,0–7,5	1,5–7,5	2,0–4,4	1,5–4,4
Число лет	3	10	15	19	18	24	11	19	12	18	8	15
ФЕВРАЛЬ (1949-2004 гг.)												
Wi	2,1–3,2	1,6–3,2	2,3–4,9	1,6–4,9	2,0–3,4	1,5–3,4	2,1–5,1	1,6–5,1	2,0–4,5	1,5–4,5	2,0–3,8	1,5–3,8
Число лет	12	19	13	18	10	15	14	21	22	32	11	20

О СРОКАХ СЕВА ОЗИМЫХ КУЛЬТУР В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ В ПРИВОЛЖСКОМ ФЕДЕРАЛЬНОМ ОКРУГЕ

А.И. Страшная, Т.А. Максименкова, О.В. Чуб

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
ais@mecon.ru

Исследована динамика температурного режима и условий увлажнения в период сева и осенней вегетации озимых зерновых культур за 1980–2009 гг. в Приволжском федеральном округе. Показано, что на территории округа в сентябре и октябре наблюдалось повышение температуры воздуха за этот период, причем более существенное в октябре. Условия увлажнения на юге округа существенно не изменились или несколько улучшились, в юго-восточных районах выявлено ухудшение условий увлажнения. Установлен сдвиг дат перехода температуры воздуха через 5 °С в сторону более поздних по сравнению с расчетными данными (до 1975 года). Рассчитаны средние многолетние (1980–2009 гг.) оптимальные сроки сева озимых культур и риски засушливых условий в период сева и начала вегетации. Предложен метод прогноза оптимальных сроков сева озимых в изменившихся агроклиматических условиях в различных районах округа.

Ключевые слова: агрометеорологические условия, засушливость, озимые зерновые культуры, сроки сева, прекращение вегетации, увлажнение, прогноз

В Приволжском федеральном округе в связи с большой его протяженностью с севера на юг очень велика климатическая дифференциация земледелия и применяемых агротехнологий, поэтому зональные системы земледелия в 70-х годах прошлого столетия разрабатывались в соответствии с ранее проведенным природно-сельскохозяйственным районированием. В настоящее время при наблюдаемых изменениях климата разработка новых агротехнологий, а также эффективных мероприятий по адаптации сельского хозяйства к изменению климата должна проводиться на основе новых представлений о климатических изменениях и связанных с ними агроклиматических характеристиках. Понятно, что при этом весьма важным является установление количественных оценок изменения агроклиматических показателей. Сказанное относится не только к вегетационному периоду, но и к отдельным приемам и технологиям возделывания сельскохозяйственных культур, среди которых очень важным является выбор оптимальных сроков сева.

Приволжский федеральный округ является крупным производителем зерна в Российской Федерации. По данным за 2005–2009 гг. доля этого округа в зерновом балансе страны составляла более 25 %, т.е. больше, чем в Центральном и даже в Южном федеральных округах. При преобладании площадей, занятых яровыми зерновыми культурами, доля озимых здесь значительна, они дают до 35–36 % валового сбора зерна, производимого в округе. При этом урожайность озимых (пшеницы) практически во все годы превосходит урожайность яровой пшеницы. За указанный период она составила 19,3 ц/га, тогда как яровой пшеницы – 16,8 ц/га. Это связано с тем, что озимые культуры в связи с более ранним развитием, лучше используют весенние запасы влаги в почве и часто уходят от засухи или менее резко реагируют на нее. Однако колебания урожайности озимой пшеницы часто бывают не менее значительными, чем яровой. Эти колебания можно объяснить тем, что урожайность озимых зависит не только от агрометеорологических условий весенне-летнего периода, но и от условий сева и осенней вегетации, а также перезимовки растений, вклад которых в зависимости от этих условий в конкретные годы колеблется от 25 до 40 % [3].

В исследованиях ученых метеорологов и агрометеорологов по изменению климата изучению агрометеорологических условий периода сева озимых зерновых культур и их развития осенью уделялось крайне мало внимания. В большинстве работ изменение термического режима и режима увлажнения рассматривалось по календарным периодам или вегетационному периоду в целом. Однако на преобладающей территории озимосеющих районов, в том числе и в Приволжском федеральном округе, сев озимых начинается уже в первой половине августа, а на юге округа продолжается и в сентябре, в связи с чем изучение условий этого периода является необходимым для выбора оптимальных сроков сева, как одного из приемов разрабатываемых в настоящее время адаптивных технологий возделывания озимых культур.

Сроки сева озимых оказывают большое влияние не только на величину урожая, но и на его качество. С ними неразрывно связаны условия роста и развития растений, устойчивость к неблагоприятным агрометеорологическим явлениям, условиям уборки урожая. От них зависит и эффективность других агротехнических мероприятий, таких как: борьба с сорняками, вредителями и болезнями, а также эффективность удобрений. Для озимых зерновых культур сроки сева устанавливаются с таким расчетом, чтобы растения до прекращения вегетации хорошо раскустились и приобрели закалку к низким температурам в зимний период. При отклонении сроков сева от оптимальных на 15-20 дней урожайность озимых в зависимости от почвенно-климатических условий района снижается на 15–30 % и более [7].

Средние многолетние сроки сева озимых зерновых культур ранее были установлены по данным наблюдений гидрометеостанций (ГМС) в основном за период 1950–1975 гг. Однако в связи с потеплением климата, которое особенно ярко проявилось с середины 70-х годов, необходимы уточнения этих сроков с целью подготовки практических рекомендаций о возможных оптимальных сроках сева в конкретные годы. В работе [5] приведены установленные нами за период 1980–2009 гг. оптимальные сроки сева озимых зерновых культур для территории Центрального федерального округа. Для Приволжского федерального округа значение таких исследований возрастает в большей степени, т.к. в южной половине этого округа сроки сева озимых чаще всего сдвигались на более поздние из-за засушливых условий, и лишь в северных районах в отдельные годы – из-за переувлажнения почвы, в результате чего для хорошего развития осенью растениям не хватало тепла. В связи с этим наиболее важными факторами в период сева и осенней вегетации озимых является режим увлажнения и температура воздуха.

Как указывалось выше, на большей части территории Приволжского федерального округа сев озимых культур производится в августе, поэтому для оценки рисков засушливых условий (атмосферных засух) рассмотрим их повторяемость в этом месяце за период 1981–2010 гг. В качестве критерия атмосферных засух при оценке рисков использовался гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК). Как и в работах [4, 6], засуха оценивалась как сильная при значении $ГТК \leq 0,60$. В такие годы сев озимых обычно приостанавливался до выпадения существенных осадков. По всем субъектам округа были рассчитаны средние значения этого показателя за указанный период, а также рассчитана повторяемость (риски) сильных засух (табл. 1).

Таблица 1

Риски (повторяемость, %) сильных засух ($ГТК \leq 0,60$) в период сева и вегетации озимых культур в Приволжском федеральном округе за период 1981–2010 гг.

Территория	Август				Сентябрь
	1981–1990	1991–2000	2001–2010	1981–2010	1981–2010
Республика Башкортостан	7	3	10	20	13
Республика Марий Эл	–	7	13	20	17
Республика Мордовия	10	7	13	30	13
Республика Татарстан	7	7	17	30	17
Удмуртская Республика	3	3	3	10	7
Чувашская Республика	7	7	10	24	17
Кировская область	–	3	–	3	3
Нижегородская область	–	–	10	10	7
Оренбургская область	13	23	20	56	43
Пензенская область	10	7	20	37	13
Пермский край	3	3	3	10	7
Самарская область	10	7	20	37	30
Саратовская область	17	17	20	54	37
Ульяновская область	13	7	23	43	27

Как можно видеть из приведенной таблицы, в субъектах северной половины округа в десятилетия 1981–1990 и 1991–2000 гг. повторяемость засух в августе была почти одинаковой, в большинстве субъектов южной половины она была в основном несколько большей в первом десятилетии, лишь в Оренбургской области – существенно большей во втором. На преобладающей территории округа наиболее засушливым оказалось третье десятилетие (2001–2010 гг.), в северной половине округа повторяемость сильных атмосферных засух составила в основном 10–17 %, в южной – 20–23 %. В целом за весь рассмотренный период (1981–2010 гг.) в большинстве субъектов северной половины округа повторяемость засух в августе составила 20–30 %, в южной половине – от 37 % в Пензенской области до 54–56 % в Саратовской и Оренбургской областях. В сентябре повторяемость засух уменьшается: на большей части территории она составляет от 17 до 37 %, лишь в Оренбургской области – 43 %, а в Кировской области за весь рассмотренный период сентябрь был засушливым только в 1992 г., в Пермском крае – в 1992 и 1995 гг. (повторяемость, соответственно, 3–7 %).

При оценке засушливости за весь период сева и начала активной вегетации озимых культур (август–сентябрь в целом) оказалось, что в Кировской области, в Удмуртской Республике и Пермском крае за все рассмотренные годы этот период засушливым не был; в Пензенской и Ульяновской областях период август–сентябрь был засушливым в 13–14 % лет, в Самарской – в 27 %, а в Саратовской и Оренбургской областях в 31–43%, а в остальных субъектах – от 3 до 10 % лет. (рис. 1).

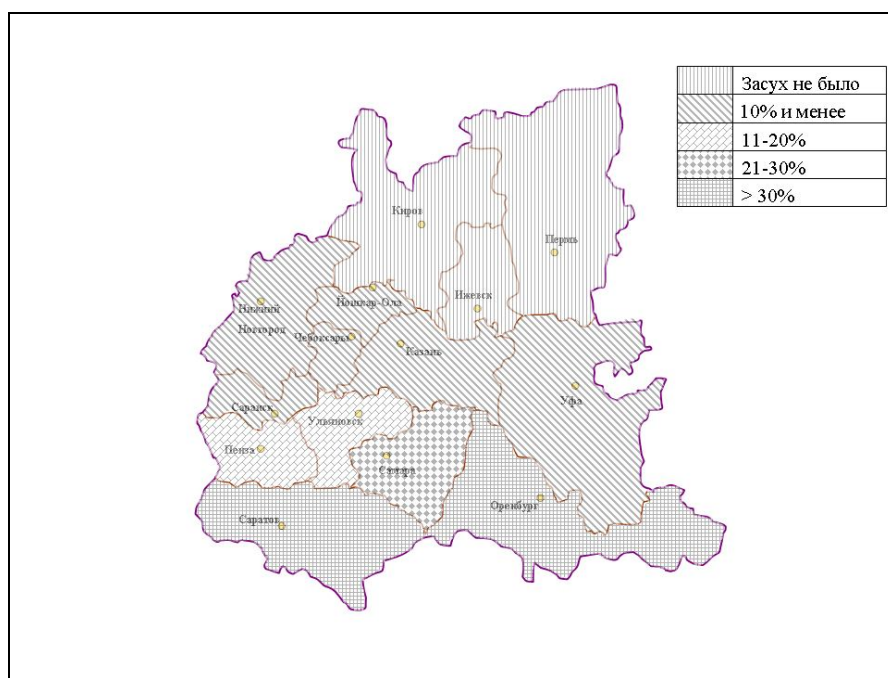


Рис. 1. Риски атмосферных засух (повторяемость, %) в период август-сентябрь 1981-2010 г. в Приволжском федеральном округе.

Поскольку наиболее активная вегетация озимых культур на территории Приволжского федерального округа наблюдается в сентябре, а на юге округа – и в октябре, рассмотрим динамику агрометеорологических условий в округе за эти месяцы. Надо отметить, что проведенные исследования изменений условий увлажнения (количества осадков, ГТК, запасов продуктивной влаги), а также температурного режима (средних месячных значений температуры), а затем и дат перехода температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения основаны на анализе оценок построенных нами линейных трендов этих параметров, которые позволяют оценить тенденцию возрастания (или убывания) величин изучаемых параметров на заданном промежутке времени. Статистическая значимость линейных трендов оценивалась по критерию Стьюдента по величине квадрата коэффициента корреляции R^2 (коэффициента детерминации), который показывает вклад линейного тренда в общую дисперсию изменения изучаемого параметра. При объеме выборки 30 лет это соответствует значению $R^2 \geq 0,12$ при уровне значимости 95 %. Оказалось, что на всей территории округа в сентябре и октябре наблюдался существенный рост температуры воздуха. Так, по большинству субъектов в сентябре повышение температуры воздуха составило 1,2–1,5°, в октябре – от 1,4 до 2,0°. При этом следует отметить, что скорость роста температуры в сентябре почти на всей территории округа была, в основном, несколько меньшей, чем в октябре (соответственно, 0,043–0,047 °/год и 0,053–0,070 °/год. Повышение температуры происходило неравномерно, но весьма характерным является то, что почти повсеместно наибольшим оно было в последнее десятилетие (табл. 2).

Если изменение температурного режима было однонаправленным (на всей территории округа наблюдалось повышение температуры воздуха в сентябре и октябре), то по режиму осадков в округе выявились существенные различия. Так, на севере территории, например в районе ГМС Чердынь (Пермский край) и во всех районах Заволжья (ГМС Серноводск, Самарская область), в сентябре наблюдалось существенное (по большинству субъектов на 17–28 мм) уменьшение количества осадков от начала к концу периода со средней скоростью 0,57–0,93 мм/год, на юго-западе округа, напротив, количество осадков в этом месяце в среднем увеличивалось на 10–15 мм (например ГМС Земетчино Пензенской области) почти с такой же скоростью (табл. 3). Для наглядности типичная динамика осадков в сентябре показана на рис. 2 по ГМС Темников (Республика Мордовия), где тренд осадков положительный, ГМС Чернушка (Пермский край) и ГМС Пугачев (Саратовская область), где тренды отрицательные. Важно отметить, что на севере округа, где увлажнение в сентябре часто бывает избыточным, некоторое уменьшение количества осадков играет скорее положительную роль, так как увлажнение приближается

к достаточному и оптимальному, тогда как в заволжских районах условия увлажнения при этом ухудшаются. Такое изменение характера увлажнения хорошо иллюстрируют и рассчитанные нами гидротермические коэффициенты увлажнения, типичная динамика которых в сентябре показана на рис. 3 по ГМС Беляевка (Оренбургская область), ГМС Земетчино (Пензенская область) и ГМС Бугульма (Республика Татарстан). Отметим, что в октябре, когда общий фон температуры снижается, изменение количества осадков на большей части территории округа было незначительным (табл. 3).

Таблица 2

**Статистические характеристики временных рядов средней температуры воздуха
по периодам 1980–2009 гг. по гидрометеостанциям Приволжского федерального округа**

Периоды	Годы	Средняя температура воздуха, °С	Среднее квадратическое отклонение (σ)	Температура воздуха, °С						
				Max	Год	Min	Год	По тренду		Скорость изменения, %/год
								Начало периода	Конец периода	
СЕНТЯБРЬ										
Канаш (Республика Чувашия)										
I	1980—1989	10,7	1,5	12,6	1982	8,9	1987	10,6	11,9	0,043
II	1990—1999	11,0		14,3	1992	6,6	1993			
III	2000—2009	11,8		12,9	2005	9,7	2008			
Серноводск (Самарская область)										
I	1980—1989	12,1	1,3	14,2	1982	10,1	1987	11,6	13,0	0,047
II	1990—1999	12,0		14,3	1992	7,9	1993			
III	2000—2009	12,9		13,8	2005	11,2	2008			
Аткарск (Саратовская область)										
I	1980—1989	12,5	1,5	14,6	1984	10,2	1987	12,3	13,7	0,047
II	1990—1999	12,6		16,5	1994	8,7	1993			
III	2000—2009	13,6		14,9	2005	11,4	2000			
ОКТАБРЬ										
Канаш (Республика Чувашия)										
I	1980—1989	4,0	1,5	7,2	1981	1,8	1987	3,6	7,0	0,070
II	1990—1999	4,7		7,7	1991	2,1	1992			
III	2000—2009	5,1		7,7	2008	3,2	2002			
Серноводск (Самарская область)										
I	1980—1989	4,3	1,4	7,3	1981	2,2	1987	4,2	6,2	0,067
II	1990—1999	5,7		8,9	1991	3,3	1992			
III	2000—2009	5,8		7,4	2008	4,0	2001			
Аткарск (Саратовская область)										
I	1980—1989	5,3	1,3	7,2	1981	1,8	1987	5,1	6,7	0,053
II	1990—1999	6,2		7,7	1991	2,1	1992			
III	2000—2009	6,3		7,7	2008	3,2	2002			

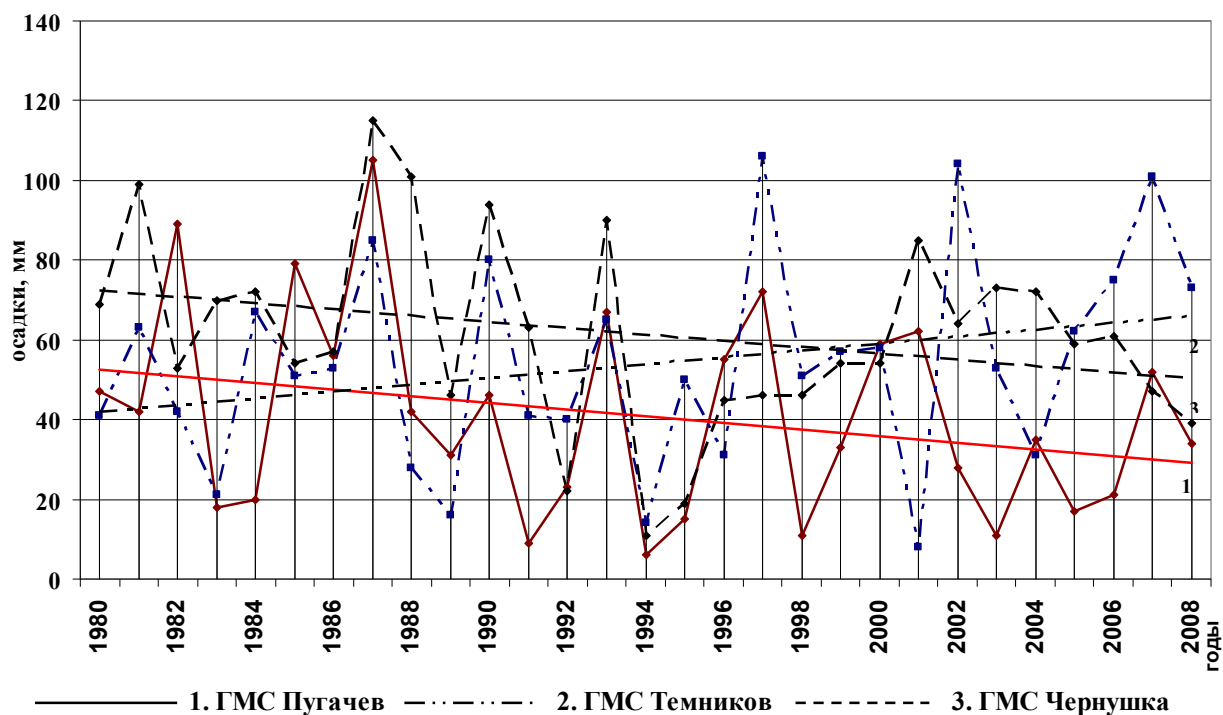


Рис. 2. Динамика сумм осадков по ГМС Пугачев (Саратовская обл.), ГМС Темников (Республика Мордовия) и ГМС Чернушка (Пермский край) в сентябре 1980–2008 гг.

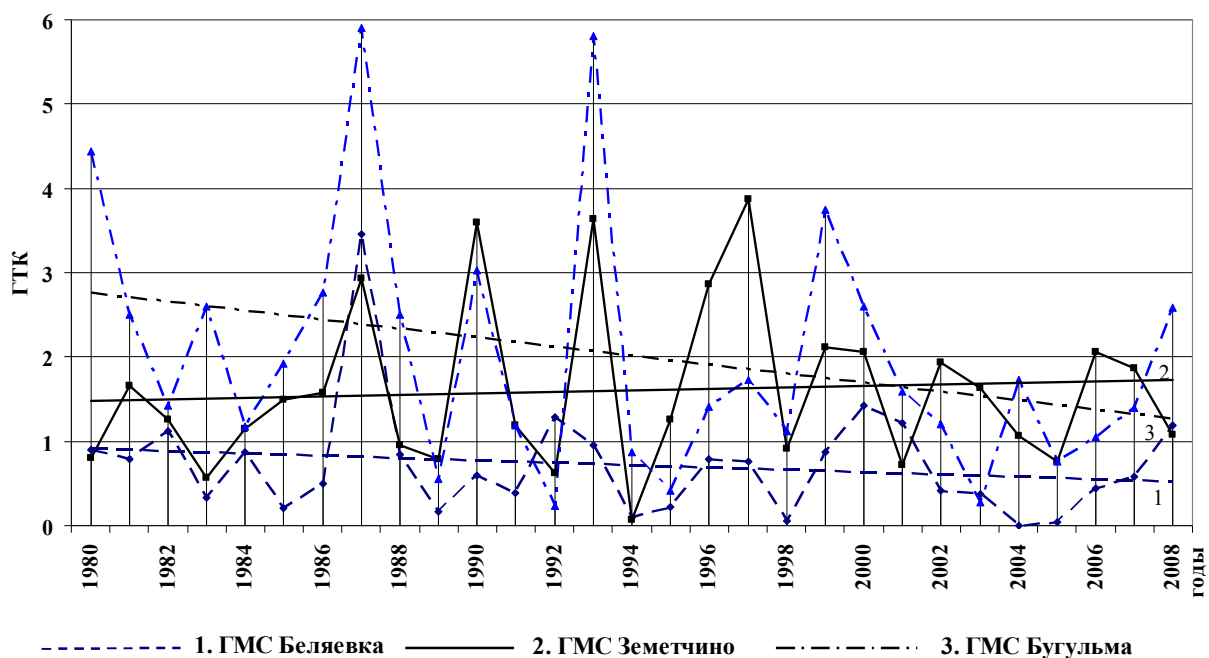


Рис. 3. Динамика ГТК по ГМС Беляевка (Оренбургская обл.), ГМС Земетчино (Пензенская обл.) и ГМС Бугульма (Республика Татарстан) в сентябре 1980–2008 гг.

**Статистические характеристики временных рядов осадков по периодам
за 1980-2009 гг. по гидрометеостанциям Приволжского федерального округа**

Периоды	Годы	Средняя сумма осадков, мм	Среднее квадратическое отклонение (σ)	Осадки, мм						
				Max	Год	Min	Год	По тренду		Скорость изменения, мм /год
								Начало периода	Конец периода	
СЕНТЯБРЬ										
Чердынь (Пермский край)										
I	1980-1989	78	27	128	1987	34	1983	79	62	-0,57
II	1990-1999	66		126	1997	17	1994			
III	2000-2009	64		101	2006	43	2001			
Земетчино (Пензенская область)										
I	1980-1989	45	24	86	1987	21	1983	46	61	0,50
II	1990-1999	64		116	1997	3	1994			
III	2000-2009	55		82	2006	27	2001			
Серноводск (Самарская область)										
I	1980-1989	63	31	117	1980	22	1989	65	37	-0,93
II	1990-1999	47		117	1999	14	1995			
III	2000-2009	42		69	2008	7	2003			
ОКТАБРЬ										
Чердынь (Пермский край)										
I	1980-1989	65	25	107	1986	14	1987	69	71	0,07
II	1990-1999	76		150	1992	49	1999			
III	2000-2009	69		104	2004	39	2003			
Земетчино (Пензенская область)										
I	1980-1989	36	25	78	1982	2	1987	38	55	0,57
II	1990-1999	50		108	1997	21	1992			
III	2000-2009	53		98	2004	19	2000			
Серноводск (Самарская область)										
I	1980-1989	45	26	107	1989	0	1987	47	43	-0,13
II	1990-1999	45		70	1990	8	1996			
III	2000-2009	43		87	2002	5	2007			

Таким образом, проведенные исследования показали, что повышение температуры воздуха за период 1980–2009 гг. наблюдалось на всей территории округа не только в сентябре, но и (даже более существенное) в октябре, вследствие чего осенняя вегетация озимых культур становилась более продолжительной. Для количественной оценки увеличения продолжительности вегетации, нами погодично за указанный период были рассчитаны даты перехода температуры воздуха через 5° в сторону понижения (D_5), которые характеризуют прекращение активной вегетации озимых культур осенью. На всей территории округа тренд этих дат положительный, вегетация озимых в конце рассмотренного периода прекращалась позже, чем в его начале. Типичная динамика D_5 по годам представлена, в качестве примера, по ГМС Нолинск Кировской области (рис. 4).

Можно видеть, что в конце периода переход температуры через 5° на этой ГМС наблюдался в среднем на 8 дней позже, чем в начале периода. Нами были рассчитаны также средние многолетние даты перехода температуры через этот предел (D_5) по 39 гидрометеостанциям округа. Оказалось, что сдвиг этих дат в сторону более поздних по сравнению с датами, рассчитанными до 1970–1975 гг., на преобладающей территории округа составил 6–8 дней. Самые ранние средние многолетние D_5 в пределах округа приходятся на 5–10 октября (северо-восточные районы), а самые поздние на юге округа – на 20–25 октября (рис. 5).

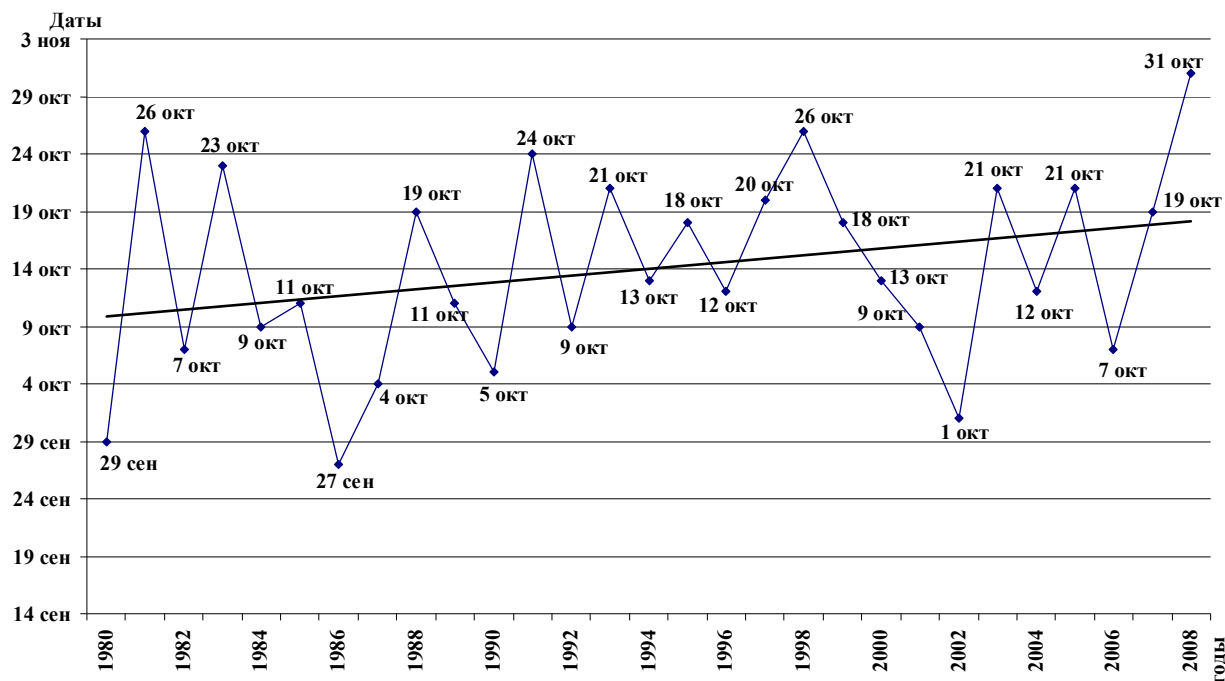


Рис. 4. Динамика перехода средней суточной температуры воздуха через 5° осенью по ГМС Нолинск Кировской области (1980–2008 г.).

Таким образом, проведенные исследования показали, что повышение температуры воздуха за период 1980–2009 гг. наблюдалось на всей территории округа не только в сентябре, но и (даже более существенное) в октябре, вследствие чего осенняя вегетация озимых культур становилась более продолжительной. Для количественной оценки увеличения продолжительности вегетации, нами каждый год указанного периода были рассчитаны даты перехода температуры воздуха через 5° в сторону понижения (D_5), которые характеризуют прекращение активной вегетации озимых культур осенью. На всей территории округа тренд этих дат положительный, вегетация озимых в конце рассмотренного периода прекращалась позже, чем в его начале. Типичная динамика D_5 по годам представлена, в качестве примера, по ГМС Нолинск Кировской области (рис. 4). Можно видеть, что в конце периода переход температуры через 5° на этой ГМС

наблюдался в среднем на 8 дней позже, чем в начале периода. Нами были рассчитаны также средние многолетние даты перехода температуры через этот предел (D_5) по 39 гидрометеостанциям округа. Оказалось, что сдвиг этих дат в сторону более поздних по сравнению с датами, рассчитанными до 1970–1975 гг., на преобладающей территории округа составил 6–8 дней. Самые ранние средние многолетние D_5 в пределах округа приходятся на 5–10 октября (северо-восточные районы), а самые поздние на юге округа – на 20–25 октября (рис. 5).

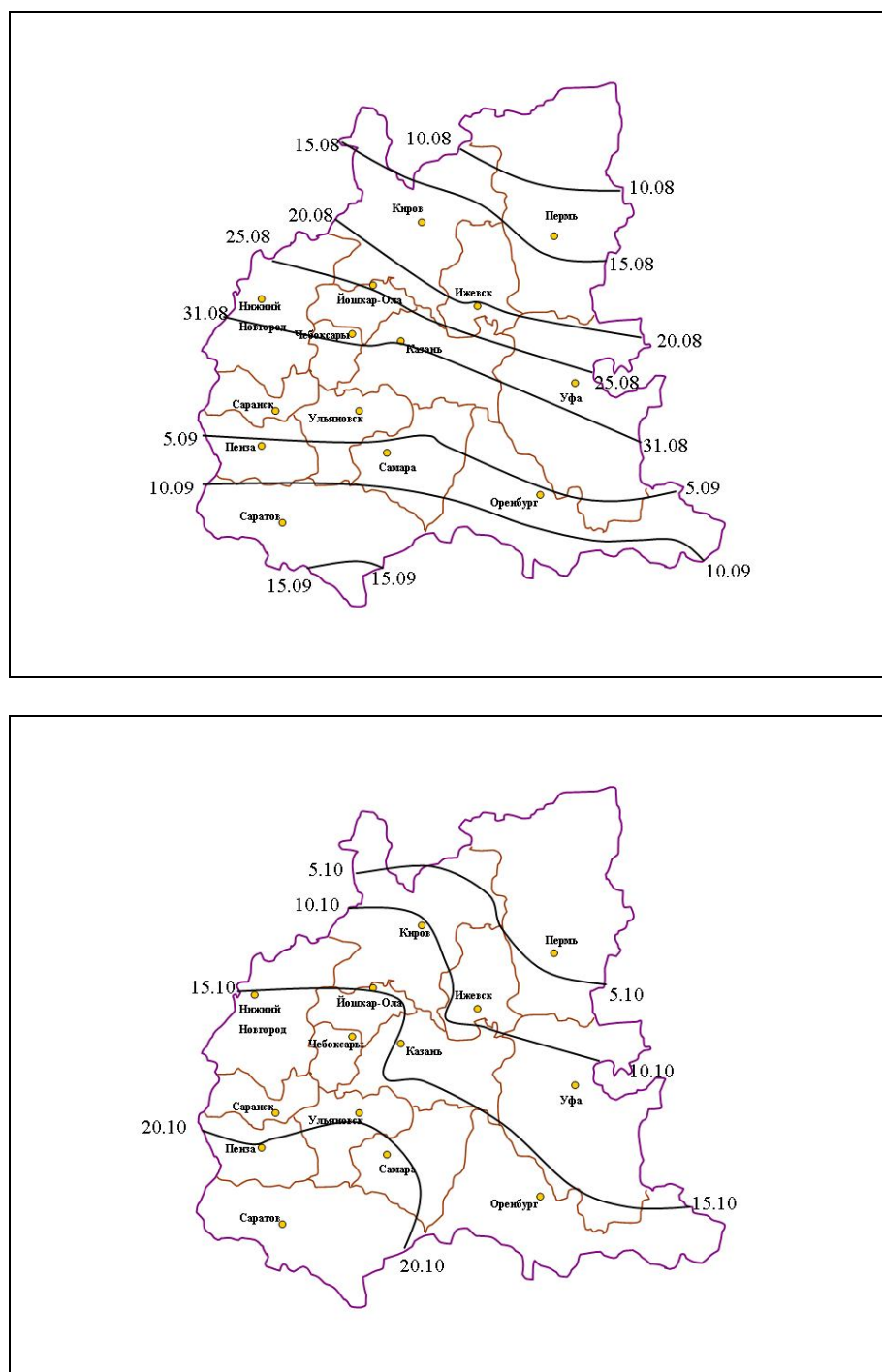


Рис. 5. Средние многолетние даты перехода температуры воздуха через 5° в сторону понижения (1980–2009 гг.) по Приволжскому федеральному округу

В период предзимья (от перехода температуры воздуха через 5° до перехода через 0°) слабая вегетация озимых культур, по данным гидрометеостанций, наблюдалась лишь в отдельные годы, в основном в дневные часы при наблюдавшихся кратковременных всплесках тепла. При этом заметных изменений в степени развития растений, как правило, не отмечалось. Это позволило нам установить оптимальные средние многолетние сроки сева озимых, ведя счет необходимой для образования 3–4 побегов кустистости суммы эффективных температур (250°C) от рассчитанной средней многолетней D_5 в сторону летних месяцев. По результатам этих расчетов построена карта оптимальных сроков сева озимых зерновых культур за период с 1980 по 2009 г., представленная на рис. 6.

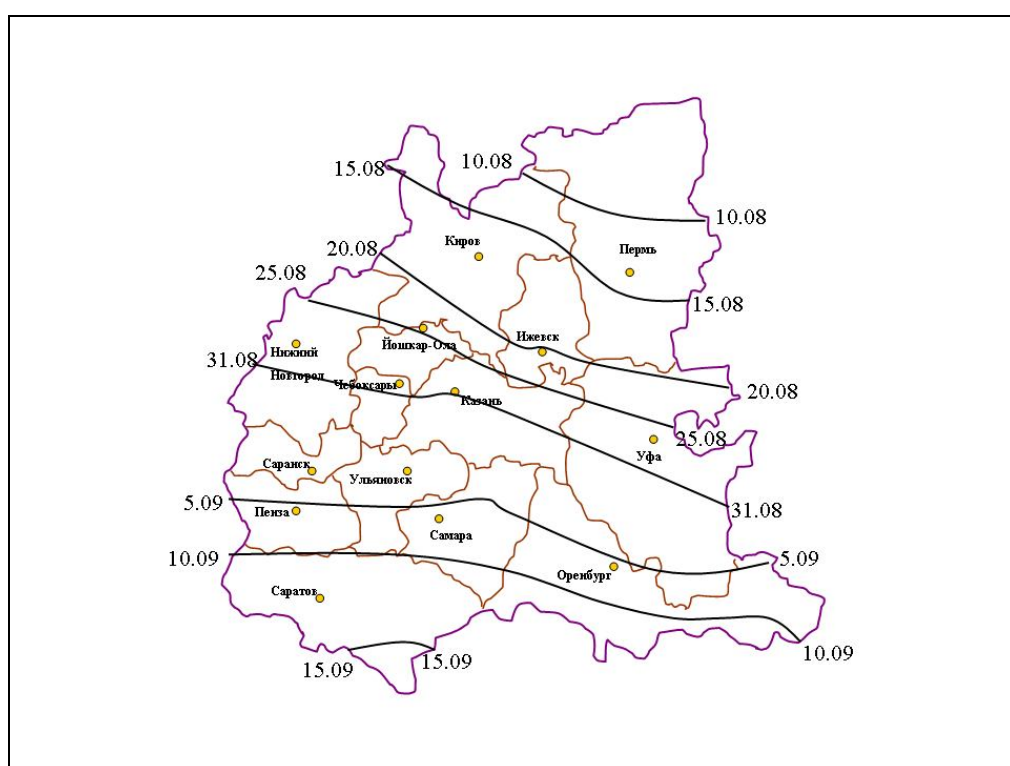


Рис. 6. Средний многолетний оптимальный срок сева озимых зерновых культур (1980-2008 гг.) по Приволжскому федеральному округу.

В период предзимья (от перехода температуры воздуха через 5° до перехода через 0°) слабая вегетация озимых культур, по данным гидрометеостанций, наблюдалась лишь в отдельные годы, в основном в дневные часы при наблюдавшихся кратковременных всплесках тепла. При этом заметных изменений в степени развития растений, как правило, не отмечалось. Это позволило нам установить оптимальные средние многолетние сроки сева озимых, ведя счет необходимой для образования 3–4 побегов кустистости суммы

эффективных температур (250°C) от рассчитанной средней многолетней D_5 в сторону летних месяцев. По результатам этих расчетов построена карта оптимальных сроков сева озимых зерновых культур за период с 1980 по 2009 гг., представленная на рис. 6.

В крайних северных и северо-восточных районах территории оптимальные средние многолетние сроки сева приходятся на 9–15 августа, в южных районах на 10–15 сентября.

Установленные оптимальные средние многолетние сроки сева озимых зерновых культур (за период 1980–2009 гг.) могут использоваться в годы, когда отклонения в агрометеорологическом режиме в августе–сентябре бывают незначительными. Однако в большинстве лет агрометеорологические условия в этот период различаются в значительной степени, и для расчета оптимальных сроков сева в конкретном году необходимо знать ожидаемую дату прекращения активной вегетации озимых культур осенью (или дату перехода температуры воздуха через 5°) в этом году. В то же время надежного метода прогноза дат D_5 пока не предложено. В исследованиях [2] показано, что отклонения дат в каждом конкретном году ΔD_5 от средних многолетних D_5 на 19 гидрометеостанциях (из произвольно выбранных 29-ти по территории России и Казахстана) за рассмотренный авторами период (1946–1976 гг.) имели достаточно тесную связь (ρ и r более 0,30) с аномалией средней температуры воздуха за осень (ΔT_0). Однако ΔT_0 в настоящее время не прогнозируется, поэтому использовать полученные ими в указанной работе зависимости ΔD_5 от ΔT_0 не представляется возможным.

Мы попытались установить зависимость между продолжительностью (n) периода активной вегетации озимых культур осенью, которая прекращается при переходе температуры воздуха через 5° в сторону понижения, и датой перехода температуры воздуха через 15° (D_{15}), т.е. с началом осени, когда уже возможен сев озимых. Полученные в результате регрессионного анализа зависимости практически на всей территории округа имеют нелинейный характер. Для субъектов северных районов округа, входящих в Нечерноземную зону, зависимость продолжительности осенней вегетации озимых от даты перехода через 15° описывается уравнением вида:

$$n = 0,023 D_{15}^2 - 2,73 D_{15} + 121,47; \quad R=0,73, \quad (1)$$

где n – продолжительность периода в днях от даты перехода температуры воздуха через 15° (D_{15}) до окончания активной осенней вегетации, т.е. до перехода температуры воздуха через 5° (D_5) в сторону понижения; D_{15} – дата перехода температуры воздуха

через 15° в сторону понижения; R – коэффициент корреляции. За единицу отсчета принята дата 1 июля.

Для более южных субъектов нечерноземных районов округа полученное уравнение имеет вид:

$$n = 0,015 D_{15}^2 - 1,74 D_{15} + 79,55; R = 0,77. \quad (2)$$

Для южных черноземных областей Приволжского федерального округа получено следующее уравнение:

$$n = 0,014 D_{15}^2 - 1,78 D_{15} + 87,43; R = 0,71. \quad (3)$$

В уравнениях (2) и (3) за единицу отсчета принята дата 1 августа, остальные обозначения те же, что и в уравнении (1).

Определив по предложенным уравнениям продолжительность n периода активной осенней вегетации (следовательно, дату ее окончания) и рассчитывая сумму эффективных температур воздуха (выше 5°) от этой даты в сторону летних месяцев, **можно определить оптимальный срок сева озимых**, принимая за этот срок дату, когда набирается сумма эффективных температур, равная 250° .

Ошибки полученных регрессионных уравнений (1) и (2) на зависимых материалах в 65–70 % случаях не превышали 4–5 дней при общей продолжительности периода от 55 до 70 дней, что вполне допустимо при использовании их в оперативной работе в качестве вспомогательных, и этот подход к расчету ожидаемых сроков сева можно считать приемлемым. По уравнению (3) ошибка достигала 7 дней.

При ежегодном установлении оптимальных сроков сева озимых культур и подготовке соответствующих агрометеорологических рекомендаций, особенно в годы с аномальными погодными условиями, необходим учет сложившихся агрометеорологических условий текущего года и прогнозов погоды, оправдываемость которых в последние годы повысилась [1]. В связи с этим нами предложен метод прогноза оптимальных сроков сева озимых в изменившихся агроклиматических условиях с учетом прогноза погоды.

При разработке этого метода территория округов по сходству агроклиматических условий осени была разделена на три района.

К первому району были отнесены: Кировская область, Пермский край и Удмуртская Республика, где степень развития растений осенью определяют, в основном, термические условия, а увлажнение чаще всего достаточное (в отдельные годы даже избыточное).

Во второй район входят: Нижегородская, Пензенская, Ульяновская области, республики Татарстан, Башкортостан, Марий Эл, Мордовия, Чувашия, где в отдельные годы (до 5–15 % лет) в августе–сентябре наблюдаются засушливые условия.

В третий район входят: Саратовская, Самарская, Оренбургская области, где в августе – сентябре часто (до 30 % лет и более) наблюдаются засушливые условия. Здесь очень важным, кроме температуры воздуха, становится учет и увлажнения.

Для территории, относящейся к **первому району**, нами использовались данные о термическом режиме воздуха в период от начала сева до прекращения вегетации озимых культур. По фактическим данным о сроках сева на гидрометеостанциях были выбраны годы, когда растения достигали кустистости 3 побега и более в среднем на одно растение, и далее рассчитывалась средняя температура воздуха за этот период. Были рассчитаны матрицы связей сроков сева озимых с температурой воздуха за различные периоды (декады) осенней вегетации. Оказалось, что наиболее тесная связь ($r = 0,47$) сроков сева в северных районах округа проявляется со средней температурой воздуха за период с третьей декады августа по третью декаду сентября. За дату начала расчетов принималась дата 1 августа. Зависимость сроков сева озимых зерновых культур ($D_{сев}$) от средней температуры воздуха за период третья декада августа – третья декада сентября ($T_{8_3-9_3}$) для этой территории хорошо описывается полиномом третьей степени и полученное прогностическое уравнение имеет вид:

$$D_{сев} = 1,09T_{8_3-9_3}^3 - 37,513T_{8_3-9_3}^2 + 429,5T_{8_3-9_3} - 1604,7; \quad R = 0,79, \quad (4)$$

где $D_{сев}$ – срок сева (дата оптимального срока сева). За единицу отсчета принята дата 1 августа; $T_{8_3-9_3}$ – средняя температура воздуха за период третья декада августа – третья декада сентября; R – коэффициент корреляции.

Для наглядности подобная зависимость приведена на рис. 7. Можно отметить, что при средней за период температуре воздуха с третьей декады августа по третью декаду сентября от 9,0° до 10,5° оптимальный срок сева, при котором растения достигают кустистости, равной 3 и более побегов, приходится на период 20–30 августа. При увеличении средних температур воздуха от 10,5° до 13,5° оптимальными будут сроки сева с 1 по 5 сентября, при более высоких температурах – с 6 по 10 сентября.

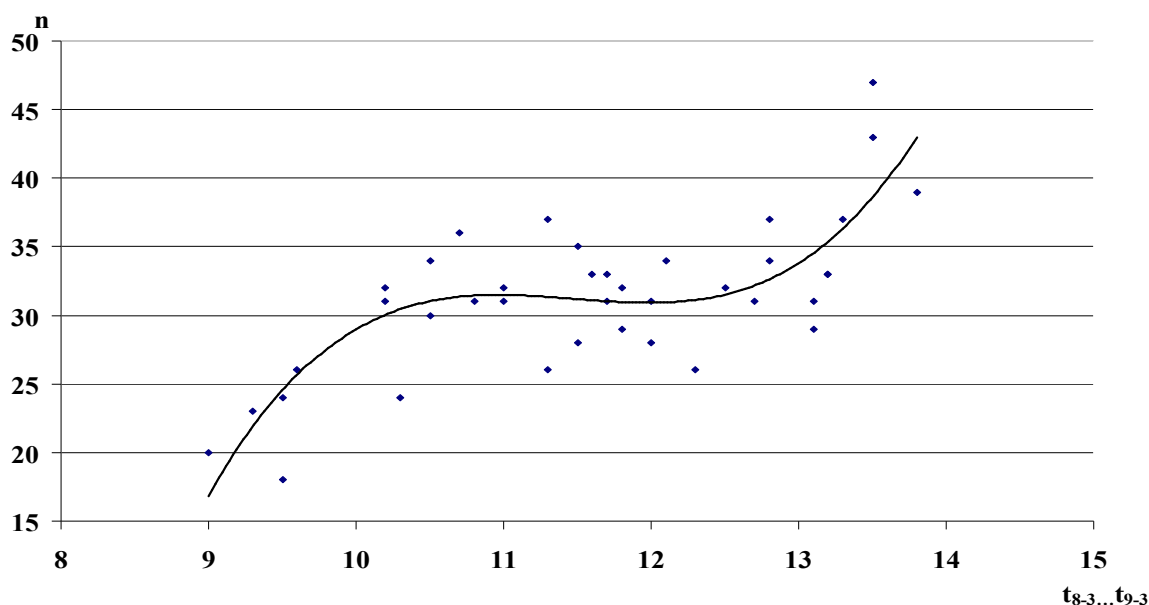


Рис. 7. Зависимость сроков сева озимых зерновых культур (n) от средней температуры воздуха за период третья декада августа–третья декада сентября (t_{8-3...9-3}) по территории, относящейся к первому району.

Для территорий, относящихся **ко второму и третьему районам** значимая теснота связей дат оптимальных сроков сева выявилась не только с температурой, но и с количеством осадков за август (P_8), при этом более тесная связь оказалась на территории, относящейся к третьему району.

Для территории, отнесенной ко второму району, получено уравнение вида:

$$D_{сев} = 0,036P_8 - 5,00T_{8-9_3} + 0,37T_{8-9_3}^2 + 31,60; \quad R = 0,83. \quad (5)$$

Для территории, относящейся к третьему району, уравнение имеет вид:

$$D_{сев} = 2,62T_{8-9_3} - 0,40P_8 + 0,003P_8^2 + 6,35, \quad R = 0,87. \quad (6)$$

В уравнениях (5–6) P_8 – количество осадков за август, а остальные обозначения те же, что и в уравнении (4). За единицу отсчета в уравнениях (4–6) принята дата 1 августа.

В Гидрометцентре России предварительный прогноз погоды на сентябрь составляется в середине августа, поэтому прогноз оптимальных сроков сева озимых культур можно составить уже в этот период. При отсутствии такого прогноза используются средние многолетние данные.

Список использованных источников

1. Вильфанд Р.М., Страшная А.И. Климат, прогнозы погоды и агрометеорологическое обеспечение сельского хозяйства в условиях изменения климата // Адаптация сельского хозяйства России к меняющимся погодно-климатическим условиям. Сборник докладов международной научно-практической конференции 7–11 декабря 2010 г. – Москва: Издательство РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева. – 2011. – С. 23–38.
2. Козельцева В.Ф. К прогнозу устойчивого перехода температуры воздуха через 5 и 0 °С осенью // Труды Гидрометцентра СССР. – 1982. – Вып. 227. – С. 78–85.
3. Моисейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Л. Гидрометеиздат, 1975. – 294 с.
4. Страшная А.И. Использование показателей увлажнения для оценки засушливости и прогноза урожайности зерновых культур в Поволжском экономическом районе // Труды Гидрометцентра России. – 1993. – Вып. 327. – С. 15–22.
5. Страшная А.И., Максименкова Т.А., Чуб О.В. Об изменении агроклиматических условий вегетации и сроков сева озимых культур осенью в Центральном федеральном округе в связи с потеплением климата // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 141–158.
6. Уланова Е.С., Страшная А.И. Засухи в России и их влияние на урожайность зерновых культур // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 64–83.
7. Федосеев А.П. Агротехника и погода. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 240 с.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Terms of sowing of winter crops in the climate change conditions and their forecasting in Privolzhsky federal district

A.I. Strashnaya., T.A. Maksimenkova, O.V. Chub

Dynamics of a temperature mode and conditions of humidifying in sowing and autumn vegetation of winter grain crops for 1980–2009 in Privolzhsky federal district are investigated. It is shown that in district territory in September and October air temperature rise for this period, and more essential in October was observed. Conditions of humidifying in the south of district essentially haven't changed or have slightly improved, in southeast areas deterioration of conditions of humidifying is detected. Shift of dates of transition of temperature of air through 5 °C aside later in comparison with the calculated data (till 1975) is established. Average long-term (1980–2009) optimum terms of sowing of winter crops and risks of droughty conditions in sowing and the vegetation beginning are calculated. A method of the forecast of the optimum terms of sowing the winter crops in the changed agroclimatic conditions in various areas of the district is offered.

Keywords: agrometeorological conditions, dryness, winter grain crops, sowing terms, vegetation termination, humidifying, forecast.

АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАСУХИ 2010 ГОДА В РОССИИ ПО СРАВНЕНИЮ С ЗАСУХАМИ ПРОШЛЫХ ЛЕТ

А.И. Страшная, Т.А. Максименкова, О.В. Чуб

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
ais@mecon.ru

Выполнены исследования по оценке засухи 2010 года по охвату территории Российской Федерации за период 1891–1945 гг. и по территории и аномалии урожайности зерновых культур за 1946–2010 гг.

Проведен анализ влияния атмосферной засухи в сочетании с почвенной засухой на состояние зерновых культур и снижение их урожайности. В результате расчетов количественных показателей увлажнения и аномалий температуры воздуха за май–июль сделан вывод о том, что по напряженности термического режима в сочетании с крайне неблагоприятным режимом увлажнения засуха 2010 года не имеет равных за последние 70 лет.

Ключевые слова: атмосферная засуха, почвенная засуха агрометеорологические условия, зерновые культуры, гидротермический коэффициент, аномалия температуры воздуха, урожайность.

В Российской Федерации, как и во многих странах мира, наблюдается тенденция увеличения потерь в агропромышленном комплексе из-за усиливающихся воздействий опасных природных явлений. В связи с обширной территорией, большим разнообразием климатических и ландшафтных условий земледельческие районы России подвержены воздействию различных опасных метеорологических, агрометеорологических и гидрологических явлений [2, 5]. Из агрометеорологических опасных явлений наибольший ущерб зерновому хозяйству России наносят засухи, т.к. более 60 % всех посевных площадей основных зерновых культур расположено в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения. Естественно, что в таких условиях угроза повреждений этих культур засухой в том или ином районе достаточно велика. Как известно, чаще всего эта угроза становится реальной в юго-восточных районах европейской части России и сравнительно редко – в северных и западных.

Ущерб, наносимый сельскому хозяйству засухами, зависит от территории, охваченной ими, а также от интенсивности и продолжительности засух. При локальных

засухах зерновое хозяйство страны, как правило, не несет больших потерь. При обширных и интенсивных засухах ущерб, причиняемый ими, резко увеличивается. При этом убытки от засух терпят и перерабатывающие отрасли, лесное хозяйство, рыболовство, транспорт. Нередко следствием засух являются пожары в лесах и на торфяниках, страдает экология больших регионов.

В работах [1, 3, 4, 8–11, 13, 14] в качестве критериев засух предлагались и использовались различные показатели, такие как аномалии количества осадков (% климатической нормы) за различные календарные периоды (часто в сочетании с аномалией температуры воздуха), относительная влажность и дефицит влажности воздуха, запасы продуктивной влаги в почве или снижение урожайности относительно ее средней величины более чем на 10 %. Наибольшее распространение получили комплексные коэффициенты увлажнения (засушливости), представляющие собой в большинстве случаев отношение сумм осадков к испаряемости, где испаряемость учитывается косвенно по суммам температур или дефицитов влажности воздуха.

В нашей работе в качестве основного показателя для оценки интенсивности атмосферных засух применительно к зерновым культурам был использован гидротермический коэффициент увлажнения (ГТК) Г.Т. Селянинова [10], представляющий собой отношение суммы осадков за период не менее месяца ($\sum_{ос}$), к сумме температур за этот же период ($\sum_{т}$), уменьшенной в 10 раз ($ГТК = \sum_{ос} / 0,1 \sum_{т}$). Ранее [14] было показано, что показателем очень сильных засух может служить ГТК, равный 0,3 и менее, сильных – ГТК от 0,31 до 0,60. Сильную почвенную засуху характеризуют запасы продуктивной влаги в пахотном слое почвы менее 10 мм, в метровом слое – менее 50 мм. Часто в годы сильных засух пахотный слой почвы практически полностью иссушался или запасы продуктивной влаги в нем не превышали 2–5 мм, в метровом слое 20–30 мм. Количество осадков менее 50 % нормы является показателем очень сильной, а 50–70 % – сильной атмосферной засухи.

В 2010 году сильная засуха поразила большую часть Европейской территории России и юг Урала. Для сравнения ее с засухами прошлых лет **по охвату территории**, мы сформировали сводку **сильных засух продолжительностью не менее двух месяцев**, которые охватывали **три крупных района и более** за период с 1891 по 2010 г. (табл. 1). Для более объективной сравнимости территорий здесь и далее районы представлены в основном в их административных границах по данным на конец 90-х годов. За обширную принималась засуха, которая была распространена в районе не менее, чем на 30 % территории. За период с 1946 по 2010 г. для идентификации засух использовались как

метеорологические данные, так и данные по **урожайности** зерновых культур при учете ее **с посевной площади**, за более ранние годы использовались литературные источники.

Таблица 1

Районы, охваченные сильными и обширными засухами в России за период с 1891 по 2010 г.

Годы засух	Поволжский	Центрально-Черноземный	Северо-Кавказский	Уральский	Западно-Сибирский	Центральный	Волго-Вятский	Количество районов с засухой
1891	+	+	+	+				4
1892	+	+	+					3
1897	+	+	+	+				4
1901	+	+	+		+			4
1906	+		+	+				3
1911	+		+	+	+			4
1920	+	+	+	+	+	+		5
1921	+	+	+	+		+	+	6
1924	+	+	+		+	+	+	6
1931	+	+		+	+			4
1936	+	+		+	+	+	+	6
1938	+	+	+	+				4
1939	+	+	+	+				4
1946	+	+	+			+	+	5
1948	+	+	+	+				4
1949	+	+	+	+				4
1951	+	+		+	+			4
1954	+	+	+					3
1955	+		+	+	+			4
1957	+		+	+				3
1963	+	+	+	+	+	+	+	7
1965	+		+	+	+			4
1972	+	+	+				+	4
1975	+	+	+	+	+		+	6
1979	+	+	+			+	+	5
1981	+	+		+	+	+	+	6
1984	+	+		+				3
1991	+			+	+			3
1995	+	+		+		+	+	5
1998	+	+	+	+	+	+	+	7
1999	+	+			+	+	+	5
2010	+	+		+		+	+	5
Число случаев	32	26	23	24	15	12	13	
Повторяемость, %	27	22	19	20	12	10	11	

Как видно из приведенной таблицы, в трех десятилетиях (1931–1940, 1951–1960 и 1991–2000 гг.) наблюдалось по четыре сильных засухи, в остальных девяти десятилетиях – по 2–3 таких засухи. Интересно отметить, что в восьми случаях (67 %) десятилетие начиналось с сильной засухи (1891, 1901, 1911, 1921, 1931, 1951, 1981, 1991 гг.), однако четкой периодичности засух не прослеживается. Анализ засух по годам показывает, что обширные засухи (не менее, чем в трех районах) могут наблюдаться два года подряд (1891 и 1892, 1920 и 1921, 1938 и 1939, 1948 и 1949, 1954 и 1955, 1998 и 1999 гг.). Локальные засухи (1–2 района) могут наблюдаться и три года подряд (например, засухи 1987, 1988 и 1989 гг. в Уральском районе, и 1973, 1974 и 1975 гг. – в Западно-Сибирском). За последние 70 лет (за эти годы мы располагали данными по урожайности зерновых культур) наиболее обширными, охватывающими 5–7 районов, были сильные засухи в 1946, 1963, 1975, 1981, 1995, 1998, 1999 гг. и засуха 2010 года, которая по охвату территории стоит в одном ряду с перечисленными. За весь период повторяемость сильных и обширных засух в Поволжском районе составляет 27 %, в Центрально-Черноземном, Уральском, и Северо-Кавказском районах 19-22 %, в Центральном, Волго-Вятском и Западно-Сибирском районах – 10-12 %.

В годы сильных и обширных засух прошлых лет снижение валовых сборов зерна в основных зернопроизводящих регионах достигало 40–50 % и более по сравнению с годами, благоприятными по условиям увлажнения [11, 14]. За последние 30 лет в годы с сильными и обширными засухами, в целом по Российской Федерации, валовые сборы зерна также уменьшались почти наполовину. Так, например, в сильные засухи 1981, 1995, 1998 и 2010 гг. валовые сборы составляли соответственно 73,8; 63,4; 47,9 и 60,9 млн т, тогда как в годы, благоприятные по условиям увлажнения, в основных районах (2002, 2008 гг.) они были, соответственно, 86,6 и 108,2 млн т. Здесь следует отметить, что в 1995 и 1998 гг. уменьшение валовых сборов обусловлено не только засухой, но еще и сокращением посевных площадей под зерновыми культурами (по сравнению с 1981 г. почти на 12–15 млн га). Более показательной величиной для сравнительной оценки в таких случаях (при изменении посевных площадей) является урожайность. В указанные выше годы сильных засух (1981, 1995, 1998 и 2010 гг.) средняя по Российской Федерации урожайность зерновых культур составляла соответственно 10,0; 11,6; 9,4 и 14,1 ц/га, а в благоприятные (2002 и 2008 гг.) – 18,6 и 23,1 ц/га. Понятно, что, ввиду столь резких колебаний урожайности и валовых сборов зерна, правильная и своевременная оценка интенсивности засухи и ее возможных последствий (недобора урожая) в значительной степени может определять продовольственную безопасность как отдельных регионов, так и страны в целом, учитывая возможность выбора с большой заблаговременностью

стратегии закупки зерна на рынках внутри страны или за ее пределами. Такая оценка необходима и для различных экономических расчетов и для планирования хозяйственной деятельности сельхозтоваропроизводителей.

При этом очевидно, что более объективной оценкой любой засухи для любой территории может служить ущерб, причиняемый ею, который можно определить по величине снижения урожайности [11, 13, 14]. Однако урожайность в конкретной природно-климатической зоне изменяется не только под воздействием погоды, но и в связи с изменениями, происходящими в культуре земледелия. Последние обычно способствуют стационарному росту урожайности, однако в отдельные периоды возможно и снижение урожайности.

Для определения тенденций урожайности зерновых культур, связанных с повышением культуры земледелия, нами были построены линейные тренды урожайности по основным регионам и по РФ в целом, которые позволяют количественно оценить тенденцию возрастания урожайности в целом за период 1946–2010 гг. На рис. 1 в качестве примера показаны динамика урожайности и стационарная ее составляющая (тренд) по Российской Федерации.

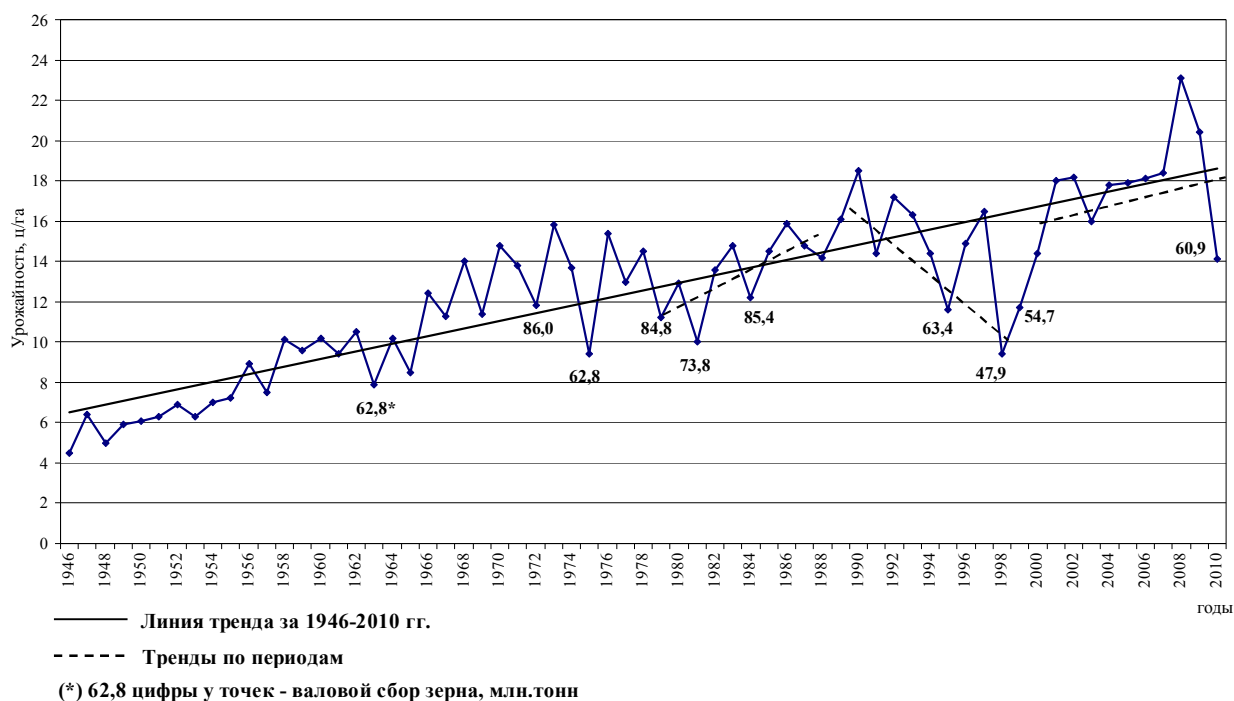


Рис. 1. Динамика урожайности зерновых культур в Российской Федерации (в ц/га с посевной площади) за период с 1946 по 2010 г.

При общем росте урожайности от начала к концу периода в среднем на 12 ц/га, колебания урожайности в целом по России весьма значительны, коэффициент вариации

урожаев составил 31 %. При этом в отдельные временные отрезки можно выделить и достаточно четкую тенденцию снижения урожайности. Так, например, при построении кусочно-линейных трендов [15], на том же рис. 1 можно видеть, что рост урожайности зерновых культур, наблюдавшийся в период до 1990 года, сменился значительным падением, связанным с резким снижением применения доз минеральных и органических удобрений, средств защиты растений, уменьшением объемов мелиоративных работ и ухудшением материально-технической базы хозяйств в период радикального изменения условий сельскохозяйственного производства [7]. Негативно сказывались и сильные засухи в 1995, 1998 и 1999 гг. При начавшейся с 2000 года стабилизации в сельском хозяйстве, с внедрением новых сортов (например пшеницы Московская 1 и гибридов кукурузы), отрицательная тенденция урожайности зерновых культур сменилась на положительную.

Снижение урожайности относительно тренда для конкретного года (или аномалия урожайности) может служить достаточно объективным показателем ущерба от неблагоприятных погодных условий, при этом аномалия урожайности более 10 % по России в целом и 20 % и более по крупному региону, как правило, обусловлена сильной и обширной засухой. В табл. 2 представлена аномалия урожайности зерновых культур (в % от тренда, рассчитанного за 1946–2010 гг.) в годы таких засух по Российской Федерации в целом и основным регионам.

Таблица 2

**Аномалия урожайности зерновых культур (отклонения от тренда, %)
в годы сильных и обширных засух за период с 1946 по 2010 г.**

Территория	Годы										
	1946	1963	1972	1975	1979	1981	1984	1995	1998	1999	2010
Российская Федерация	28	20	–	22	13	24	12	27	42	29	25
Центрально-Черноземный район	30	31	8	14	45	45	41	42	34	37	43
Поволжский район	34	16	34	51	30	39	40	42	59	29	48
Северо-Кавказский район	23	11	19	19	17	–	–	2	24	4	4
Уральский район	17	25	–	52	–	20	17	31	58	9	42
Центральный район	9	30	–	–	34	40	-	19	31	48	21
Волго-Вятский район	4	29	6	13	16	44	6	28	33	45	51
Западно-Сибирский район	-	63	–	5	–	16	–	6	29	30	–

Анализ данных этой таблицы показывает, что в большинстве лет с сильными и обширными засухами аномалия средней по Российской Федерации урожайности

составляла 20–29 %, лишь в 1979 и 1984 гг. она была меньшей (12–13 %). В 1979 г. это объясняется в основном высокой урожайностью, полученной в Сибири и на Урале, а в 1984 г. – меньшей была территория, охваченная засухой. Очень большая аномалия урожайности, вследствие засухи в 1998 году (42 %), связана, по-видимому, еще и с хозяйственными причинами в сельском хозяйстве. В 1972 году средняя урожайность оказалась на уровне тренда, хотя засуха была сильной и обширной, а уровень агротехники незначительно отличался от такового, например, в близком 1975 году.

Сказанное подтверждает многогранность и сложность оценки такого явления, как засуха, и указывает на то, что использование одного-двух критериев (например, охвата территории, аномалии урожайности или интенсивности засухи по показателям увлажнения) бывает недостаточно, т.к. ущерб, наносимый засухами, зависит еще и от времени их возникновения, начальных условий при развитии засухи, а также продолжительности. Так, в 1972 году запасы продуктивной влаги на преобладающей части Европейской территории России были очень хорошими, эффективное их использование озимыми зерновыми культурами, вегетация которых началась значительно раньше обычных сроков, позволило этим культурам «уйти» от засухи. Урожайность их была высокой, а значительный вес озимых в общей урожайности зерновых культур [12] обусловил урожайность их в целом по России практически на уровне тренда. Кроме того, сильная засуха в 1972 году началась поздно – с середины июня, когда у озимых культур уже наблюдалась молочная спелость, местами в крайних южных районах началось созревание. Именно поэтому для характеристики засух используются не только метеорологические и агрометеорологические показатели, но также и аномалии урожайности сельскохозяйственных культур и временные факторы.

Рассмотрим более подробно агрометеорологические особенности сильной и обширной засухи 2010 года.

На преобладающей территории **Приволжского** федерального округа сильная **атмосферная засуха** началась в мае 2010 года, когда здесь установилась аномально жаркая и сухая погода. Однако предвестники засухи в этом округе сложились еще с осени 2009 г., когда из-за засушливых условий запасы влаги в почве в ряде районов были на 15–20 % меньше нормы. Кроме того, в апреле 2010 г., в условиях глубокого промерзания почвы в зимний период (глубина промерзания почвы была на 30-50 см больше средней многолетней) и медленного ее оттаивания в конце марта - начале апреля, вследствие быстрого снеготаяния непродуктивный сток воды был очень большим. В то же время пополнение влагозапасов в почве за счет атмосферных осадков в апреле в большинстве

юго-восточных районов округа было незначительным в связи с их дефицитом (30–70 % нормы).

Необычно жаркая погода в мае 2010 года в этом округе является следствием установления мощного барического образования высокого давления. Приволжский федеральный округ оказался подвержен трем факторам, которые обусловлены процессами длительного антициклонического блокирования, нарушившего общий западный перенос воздушных масс в средних широтах, а нисходящие потоки воздуха в высоком антициклоне препятствовали облакообразованию и, следовательно, выпадению осадков. В первых двух декадах мая запасы продуктивной влаги в почве почти повсеместно в округе были еще достаточными (20–30 мм в пахотном и 110–150 мм в метровом слоях почвы). Однако высокие температуры воздуха (днем 28...32°) оказывали негативное влияние на озимые культуры, которые в этот период закосились, а на юге Приволжского федерального округа в конце второй – начале третьей декады местами уже зацвели. Развитие их ускорялось и опережало средние сроки на 10–15 дней. Известно, что ускорение в развитии не ведет к увеличению элементов структуры урожая зерновых культур, а их величина, напротив, при этом уменьшается, что приводит к снижению урожайности. Высота растений в условиях жаркой погоды также уменьшается, так как, по данным [6], продолжительность периода роста стеблей растений в жаркую погоду уменьшается сильнее, чем увеличивается скорость их растяжения. Высота озимой пшеницы в большинстве районов Приволжского федерального округа в фазах колошения и цветения была меньше обычной на 11–15 см. В условиях жаркой погоды уменьшается и количество поглощенной фотосинтетически активной радиации (ФАР), которая также коррелирует с урожайностью, так как продолжительность всего периода вегетации при ускоренном развитии сокращается. В табл. 3 представлены агрометеорологические показатели засух в субъектах РФ, где засушливые условия были выражены в наибольшей степени.

Средняя за май температура воздуха превысила норму на 2,8–5,0°, а количество осадков на преобладающей территории округа составило в среднем по субъектам 40–60 % нормы. Гидротермический коэффициент увлажнения за май в большинстве субъектов округа составил 0,35–0,45 (в Оренбургской области 0,11), что указывает на развитие сильной атмосферной засухи. Однако уже в третьей декаде мая в отдельных районах Саратовской, Оренбургской областей и Республики Башкортостан запасы продуктивной влаги в пахотном слое почвы понизились до плохих (7–9 мм) при средних по субъектам 10–18 мм, т.е. в этих районах к атмосферной засухе присоединилась **почвенная засуха**. Кроме того, в течение 14–17 дней мая наблюдались суховейные явления (относительная

влажность воздуха понижалась до 30 % и менее), что резко ухудшило агрометеорологические условия для появления всходов ранних яровых зерновых культур, их кущения, роста стебля и дальнейшего развития. У озимых культур, которые на юге округа колосились, на части полей наблюдалось преждевременное пожелтение нижних листьев, а в Саратовской области местами и стеблей.

С начала **июня**, при дальнейшем прогреве воздуха в усилившемся антициклоне, на территории **Приволжского** федерального округа наблюдалась аномально жаркая погода (днем 33...36°, на юго-востоке округа – до 37...38°, а местами до 40°). В течение 15–26 дней месяца наблюдались суховейные явления. При этом в ряде районов округа осадков практически не было, а в целом за месяц в среднем по субъектам их количество составило 4–15 мм, или от 8 до 25 % нормы, в отдельных северных субъектах 38–39 мм (57 % нормы и более). Положительная аномалия температуры была 3,1–4,7°. Такие погодные условия способствовали резкому снижению запасов продуктивной влаги в почве. Агрометеорологические условия для формирования урожая зерновых культур в июне, **особенно яровых зерновых культур**, у которых в этот период формировались генеративные органы, были крайне неблагоприятными. Растения в результате стресса (сочетания высоких температур и водного дефицита) увядали, у них наблюдалось преждевременное пожелтение листьев, отдельные гидрометеостанции отмечали засыхание стеблей, а на части полей и растений полностью, в ряде районов оценки состояния посевов понизились до плохих. На полях, где состояние растений было еще удовлетворительным, колос у яровых зерновых культур заложился мелким (8–10 колосков в колосе), растения были низкорослыми – высота их в фазах колошения и цветения была 30–40 см, местами – менее 30 см. У озимых культур, у которых шел налив зерна, местами отмечалось преждевременное пожелтение колосьев, наблюдалось пониженное количество зерен в колосе (10–20 у пшеницы, 20–30 – у ржи), на части полей – повышенная щуплость зерна (до 30–40 % и более).

Агрометеорологические условия для формирования урожая зерновых культур в июне, **особенно яровых зерновых культур**, у которых в этот период формировались генеративные органы, были крайне неблагоприятными. Растения в результате стресса (сочетания высоких температур и водного дефицита) увядали, у них наблюдалось преждевременное пожелтение листьев, отдельные гидрометеостанции отмечали засыхание стеблей, а на части полей и растений полностью, в ряде районов оценки состояния посевов понизились до плохих. На полях, где состояние растений было еще удовлетворительным, колос у яровых зерновых культур заложился мелким (8–10 колосков в колосе), растения были низкорослыми – высота их в фазах колошения и цветения была

30–40 см, местами – менее 30 см. У озимых культур, у которых шел налив зерна, местами отмечалось преждевременное пожелтение колосьев, наблюдалось пониженное количество зерен в колосе (10–20 у пшеницы, 20–30 – у ржи), на части полей – повышенная щуплость зерна (до 30–40 % и более).

В конце первой – начале второй декады июня аномально жаркая и преимущественно сухая погода установилась также на **юго-востоке Центрального** (особенно в Воронежской, Тамбовской и Липецкой областях), **северо-востоке Южного** (Волгоградская область и север Ростовской области) и **юге Уральского** (Челябинская, Курганская области) федеральных округов. Дневная температура воздуха здесь, почти как в Приволжском федеральном округе, повышалась до 33...39°, а местами до 41° и выше. Средняя за июнь температура воздуха превысила норму в основном на 3,0-4,5°, а в отдельных субъектах (Челябинская область) – на 5,6°. **Такой жаркой погоды в июне на юго-востоке Приволжского, Центрального и юге Уральского федеральных округов не наблюдалось за все рассмотренные нами последние 70 лет (с 1946 по 2010 г.).** Лишь на северо-востоке Южного федерального округа таким же жарким был июнь в 1998 г. Количество осадков за июнь 2010 года в среднем по субъектам составило преимущественно от 9 до 28 мм, или 9-33 % нормы, а ГТК – от 0,05 до 0,46, т.е. повсеместно наблюдалась сильная и очень сильная **атмосферная засуха** (табл. 3). С конца второй декады местами, а в третьей декаде июня уже на значительной части указанной территории началась сильная **почвенная засуха**. В конце третьей декады сильной почвенной засухой в этих районах было охвачено до 30–40 %

Сильная атмосферная засуха в сочетании с почвенной на фоне аномально высоких температур в июне были решающими факторами для формирования продуктивности зерновых культур (особенно яровых зерновых), так как **на преобладающей территории Черноземной зоны и юге Нечерноземной зоны** период май – июнь, особенно июнь, является критическим по отношению к тепло- и влагообеспеченности [1, 13, 14]. Вклад агрометеорологических условий этого периода в аномалию урожайности на указанной территории составляет 55–60 %. На рис. 2 показаны районы, охваченные атмосферной и почвенной засухой в конце июня. Состояние яровых зерновых культур на юго-востоке Центрального и юге Уральского федеральных округов также начало резко ухудшаться, особенно в Волгоградской, Воронежской и Челябинской областях, где у них отмечались практически такие же повреждения, как и в Приволжском федеральном округе, о чем сказано выше. У озимых культур, которые в Волгоградской и Воронежской областях достигли восковой спелости, щуплость зерна составляла 30–40 % и более.

**Средние по субъектам РФ агрометеорологические показатели,
характеризующие засуху 2010 года**

Территория	Осадки, % от нормы			Отклонение температуры воздуха от нормы, °С			Гидротермический коэффициент (ГТК)			Запасы продуктивной влаги (мм) в слое почвы 0–20 см		
	май	июнь	июль	май	июнь	июль	май	июнь	июль	май	июнь	июль
Приволжский федеральный округ												
Республика Башкортостан	42	25	15	4,6	4,7	5,1	0,35	0,22	0,13	23	7	8
Республика Мордовия	97	22	2	4,1	3,4	6,9	0,83	0,21	0,01	40	6	0
Республика Татарстан	52	19	25	3,6	3,4	5,6	0,42	0,16	0,21	21	4	5
Чувашская Республика	96	24	4	4,5	3,7	6,6	0,80	0,22	0,04	50	8	3
Нижегородская область	76	57	37	5,0	3,1	6,6	0,71	0,62	0,36	33	13	10
Оренбургская	16	16	47	2,8	4,4	4,0	0,11	0,10	0,27	16	7	5
Пензенская	48	9	10	4,1	4,3	7,0	0,45	0,08	0,08	23	6	2
Самарская	51	13	11	3,6	4,5	6,1	0,35	0,09	0,07	19	6	3
Саратовская	59	10	22	2,9	4,4	5,9	0,35	0,06	0,12	10	3	0
Ульяновская	54	8	12	3,8	3,9	5,8	0,44	0,08	0,10	17	6	2
Центральный федеральный округ												
Воронежская область	96	33	37	2,8	4,4	5,7	0,80	0,27	0,29	23	5	9
Тамбовская	73	25	29	3,7	4,3	6,9	0,60	0,21	0,23	27	6	2
Липецкая	75	23	66	3,5	3,6	5,9	0,71	0,20	0,57	17	4	2
Рязанская	91	65	7	4,3	2,9	7,0	0,85	0,62	0,06	23	4	1
Московская	106	91	27	4,9	3,1	8,0	1,22	1,10	0,28	40	25	8
Южный федеральный округ												
Волгоградская область	174	9	72	1,9	3,6	4,4	1,04	0,05	0,34	21	2	4
Уральский федеральный округ												
Челябинская область	43	25	96	3,6	5,6	3,1	0,48	0,25	1,21	10	8	8
Курганская	44	57	52	1,6	2,4	0,7	0,34	0,46	0,44	19	9	6

В июле сильная и очень сильная **атмосферная засуха** сочеталась с **почвенной засухой** уже на преобладающей территории **Приволжского, Центрального**, крайнем северо-востоке **Южного** и в отдельных южных районах **Уральского** федеральных округов, при этом сильная атмосферная засуха охватила уже и большую часть территории **Северо-Западного** федерального округа (рис. 3)

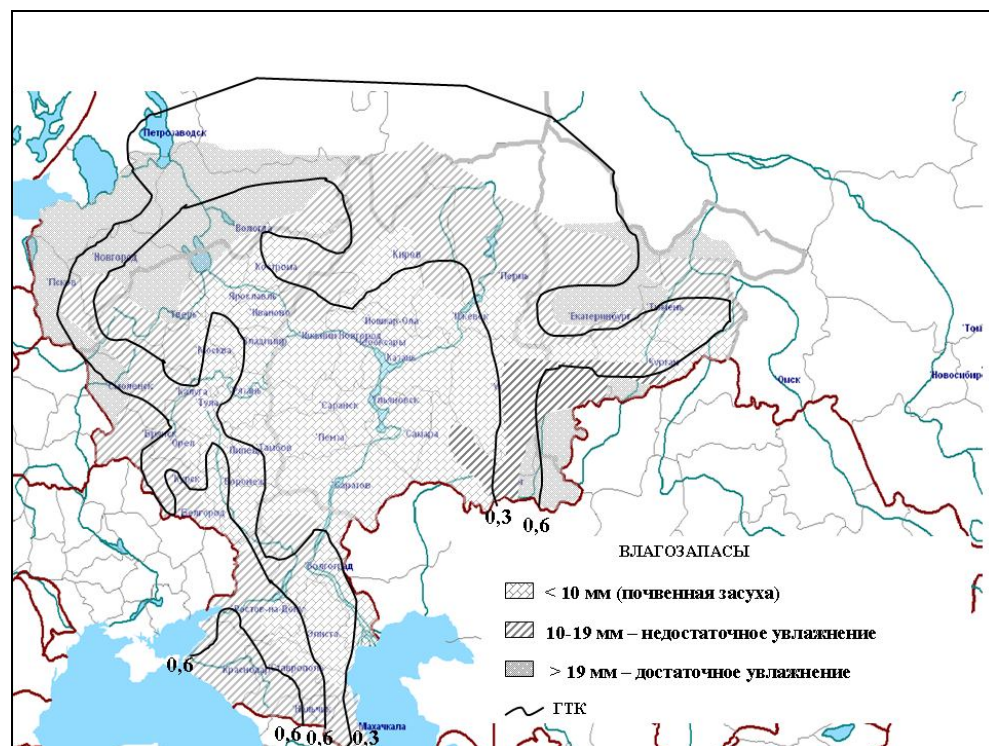


Рис. 2. Регионы с очень сильной ($\text{ГТК} \leq 0,30$) и сильной ($\text{ГТК} \leq 0,60$) атмосферной засухой и почвенной засухой (запасы продуктивной влаги в пахотном слое < 10 мм) в июне 2010 г.

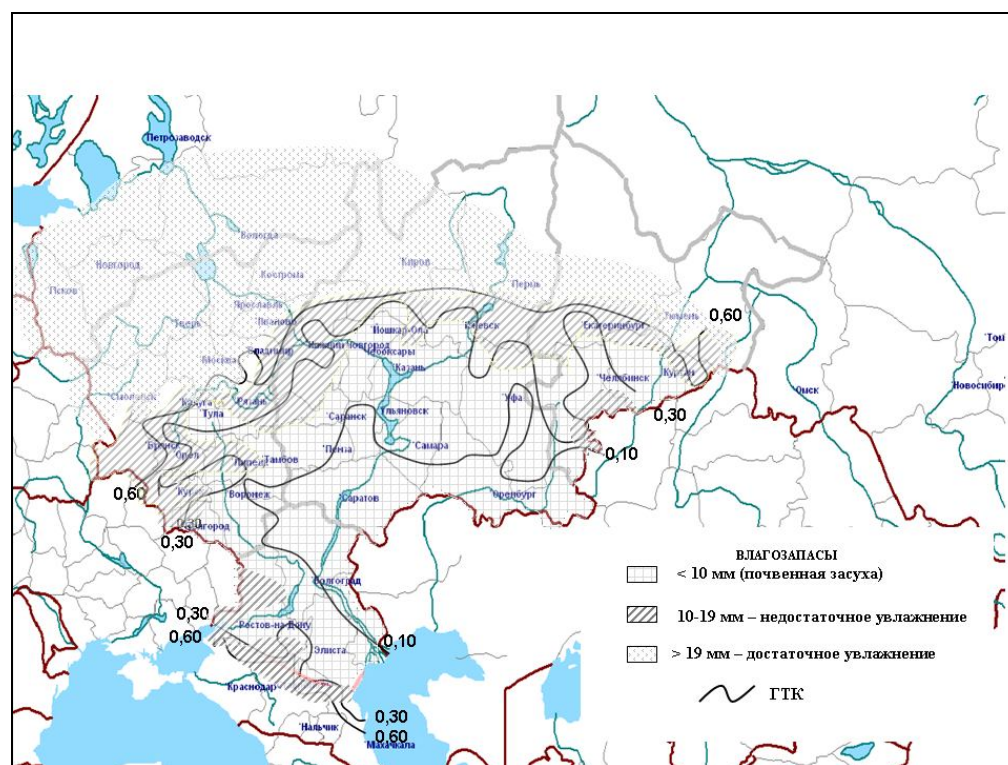


Рис. 3. Регионы с очень сильной ($\text{ГТК} \leq 0,30$) и сильной ($\text{ГТК} \leq 0,60$) атмосферной засухой и почвенной засухой (запасы продуктивной влаги в пахотном слое почвы < 10 мм) в июле 2010 г.

В Приволжском федеральном округе, на большей части Центрального федерального округа количество осадков на фоне аномально жаркой погоды в июле составило в основном 4–37 % нормы, а ГТК колебался от 0,06 до 0,36. Среднесуточная температура воздуха в большинстве дней июля на 6–10° превышала норму, а максимальная температура повышалась до 37...39°, местами до 40...42°, а на юго-востоке Приволжского федерального округа даже до 44°. Во многих регионах были превышены абсолютные максимумы температуры за июль – самый теплый летний месяц. Особенно жаркой была третья декада месяца, когда на большей части Европейской территории России положительная аномалия средней за эту декаду температуры воздуха составила 7–11°.

Столь жаркая погода в этой декаде июля наблюдалась во многих районах Европейской территории России впервые за весь период инструментальных метеорологических наблюдений. В Москве, например, 29 июля температура воздуха повышалась до 38,6°, т.е. был превышен абсолютный максимум температуры летних месяцев (за весь период наблюдений с 1879 г.). Наблюдавшийся до настоящего времени (в 1920 г.) абсолютный максимум температуры летних месяцев составлял 36,8°. Самой высокой в Москве оказалась и средняя температура воздуха за июль – 26,0...26,5°. Ранее абсолютный максимум июльской температуры составлял 23,3° (отмечался в 1938 г.). Такого жаркого лета в Москве не было за весь период инструментальных наблюдений, что объясняется длительным стационарированием блокирующего антициклона. Средняя за июнь-август температура воздуха по данным гидрометеорологической обсерватории сельскохозяйственной академии им. К.Е. Тимирязева составила 22,7°.

Отметим, что **пожары в лесах и на торфяниках в 2010 году наблюдались на значительно больших площадях, чем в памятных пожарах в 1972 году.** Основная причина тому – рекордно жаркое лето. Аномалия температуры воздуха за лето 2010 года (июнь-август) по сравнению с аномалией температуры за лето 1972 года показана на рис. 4. Она во многих районах почти на 2° больше, чем в 1972 году.

Следует отметить также, что в июне-июле на преобладающей территории Приволжского, Центрального и северо-востоке Южного федеральных округов засуха продолжалась фактически без перерывов, лишь в ряде южных районов Уральского федерального округа и на востоке Оренбургской области в июле она прерывалась в результате дождей, прошедших во второй декаде.

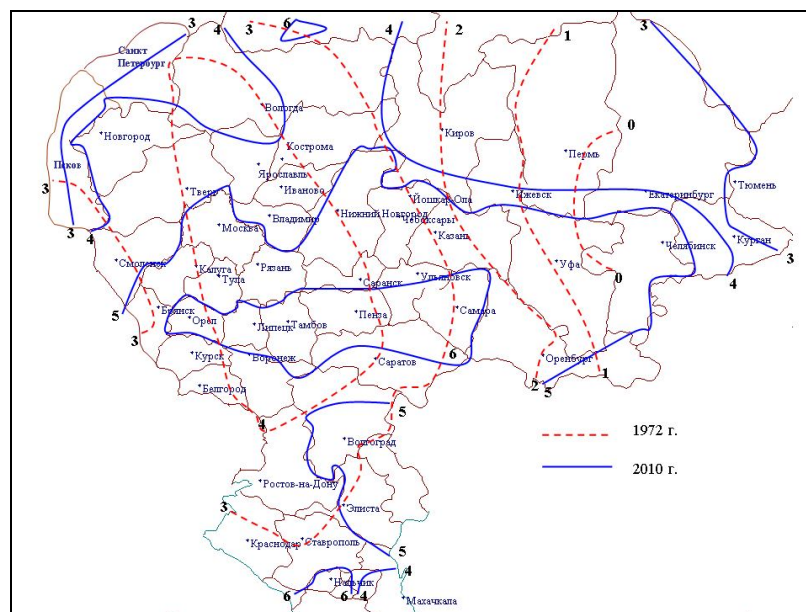


Рис. 4. Аномалия (°C) средней температуры воздуха за период июнь-август.

Влияние засухи в июле **наиболее неблагоприятно сказывалось на формировании урожая и поздних зерновых культур (гречиха, просо, кукуруза), ранних яровых культур поздних сроков сева, а также картофеля, сахарной свеклы, овощных культур и трав.** Состояние этих культур в июле стало резко ухудшаться, особенно картофеля, так как на большинстве плантаций этой культуры кроме дефицита влаги и высоких температур воздуха, весьма неблагоприятным фактором был перегрев верхнего слоя почвы. Средняя температура почвы на глубине 10 см составляла 29...32°, а на поверхности почвы – до 60...65°, на юго-востоке Приволжского федерального округа – до 69...70°. На плантациях без применения поливов это обусловило преждевременное пожелтение и засыхание ботвы картофеля, сокращение периода клубнеобразования и роста клубней и, как следствие, значительное снижение урожая. Во многих районах наблюдалось выгорание естественных и сеяных трав, что негативно отразилось на состоянии кормовой базы животноводства. В целом **из-за аномальной жары и засухи, наблюдавшейся в 2010 году, в наибольшей степени пострадали 42 субъекта Российской Федерации,** где вводился режим чрезвычайной ситуации. **Гибель сельскохозяйственных культур произошла на площади более 13 млн 300 тыс га,** что составляет около 30 % от площади посевов в этих субъектах. Наиболее сильно пострадали районы, где атмосферная засуха сочеталась с почвенной (рис. 3). Средняя урожайность зерновых культур в этих субъектах даже на площадях, оставшихся для уборки (после списания вследствие гибели), составила всего 6-8 ц/га, а урожайность яровых (пшеницы и ячменя), которые пострадали в наибольшей степени, в ряде субъектов Приволжского федерального округа – всего 3,8-5,8 ц/га. Урожайность гречихи

(также на оставшихся площадях) составила в большинстве субъектов РФ от 1,3 до 3,0 ц/га, а средняя урожайность этой культуры по Приволжскому федеральному округу – 1,9 ц/га. Урожайность **картофеля** в Приволжском и Центральном федеральных округах составила соответственно 65,8 и 83,4 ц/га, то есть она была **самой низкой за период с 1999 года**.

Для сравнительной характеристики засухи 2010 г. с засухами, наблюдавшимися на территории Российской Федерации ранее, мы рассчитали и проанализировали агрометеорологические показатели засух (ГТК и аномалию температуры воздуха) за май, июнь, июль (наиболее важный период для формирования урожая зерновых культур), в годы сильных и обширных засух за последние 70 лет: 1946, 1963, 1972, 1975, 1979, 1981, 1984, 1995, 1998, 1999 и 2010 гг. по наиболее пострадавшим субъектам РФ. Среднее по субъектам значение ГТК почти на всей территории Приволжского федерального округа оказалось самым низким в 2010 году, по отдельным субъектам – в 1981 году (республики Татарстан и Чувашия, Нижегородская область), в Республике Башкортостан и Оренбургской области – в 1975 году, а в Саратовской области – в 1998 году значение этого показателя было близким к 2010 году (табл. 4).

Таблица 4

Комплексный показатель атмосферной засухи – гидротермический коэффициент (ГТК), осредненный за май-июль в годы сильных и обширных засух (период 1946-2010 гг.)

Территория	Средний ГТК за май-июль										
	1946	1963	1972	1975	1979	1981	1984	1995	1998	1999	2010
Приволжский федеральный округ											
Республика Башкортостан	1,25	0,68	0,73	0,28	1,07	0,80	0,91	0,64	0,55	1,06	0,23
Республика Мордовия	0,81	1,15	0,44	0,62	1,05	0,54	0,69	0,76	1,19	0,93	0,35
Республика Татарстан	1,00	0,91	0,70	0,56	1,01	0,26	0,96	0,60	0,53	1,17	0,26
Чувашская Республика	1,35	1,32	0,62	0,63	0,95	0,33	0,80	0,54	0,79	1,10	0,35
Нижегородская область	1,13	1,10	0,75	0,88	0,95	0,53	1,22	0,92	0,88	1,04	0,56
Оренбургская	0,98	0,55	0,34	0,20	0,87	0,63	0,57	0,44	0,30	0,73	0,16
Пензенская о	0,80	0,94	0,41	0,51	0,95	0,53	0,80	0,86	0,50	0,81	0,20
Самарская о	0,88	1,00	0,35	0,39	0,85	0,30	0,80	0,35	0,25	1,17	0,17
Саратовская	0,63	0,65	0,28	0,42	0,55	0,36	0,54	0,54	0,15	0,66	0,18
Ульяновская	0,96	1,25	0,36	0,51	0,92	0,33	0,76	0,70	0,33	1,10	0,21
Центральный федеральный округ											
Воронежская область	0,34	0,51	0,66	0,60	0,72	0,55	0,65	0,71	0,72	0,64	0,45
Тамбовская	0,45	0,63	0,31	0,82	0,71	0,27	0,70	0,74	0,60	0,94	0,35
Липецкая	0,36	0,55	0,43	0,77	0,68	0,32	1,41	0,92	0,81	1,72	0,49
Рязанская	0,98	0,86	0,66	0,79	0,69	0,39	1,15	1,06	0,68	0,79	0,51
Московская	1,32	1,29	1,20	1,26	1,30	0,81	1,72	1,20	1,59	0,88	0,79
Южный федеральный округ											
Волгоградская область	0,42	0,40	0,33	0,38	0,26	0,46	0,35	0,47	0,29	0,53	0,48
Уральский федеральный округ											
Челябинская область	1,66	0,64	1,09	0,43	1,31	1,35	0,93	0,47	0,55	1,34	0,65
Курганская	1,25	0,69	1,01	0,33	1,36	0,97	0,59	0,49	0,83	1,52	0,41

На юго-востоке Центрального федерального округа в отдельных субъектах средний ГТК за эти месяцы был наиболее низким в 1946, 1972 и 1981 гг. Среднее значение отклонений температуры воздуха от нормы за май-июль представлено в табл. 5. Можно видеть, что практически на всей территории Приволжского и Центрального федеральных округов положительная аномалия температуры воздуха за эти месяцы была самой большой за все рассмотренные годы засух, то есть **такого аномального температурного режима в эти месяцы за последние 70 лет не наблюдалось**. Именно этот фактор (аномальная жара) в сочетании с атмосферной и почвенной засухой и перегревом поверхности почвы (на ее поверхности температура достигала 65–70°) **обусловил небывалые пожары** во многих районах этих округов.

Таблица 5

**Осредненные отклонения средней за май-июль температуры воздуха
в годы сильных и обширных засух (период 1946-2010 гг.)**

Территория	Отклонение температуры воздуха от нормы, °С										
	1946	1963	1972	1975	1979	1981	1984	1995	1998	1999	2010
Приволжский федеральный округ											
Республика Башкортостан	–0,60	0,80	0,40	2,37	0,10	1,30	2,37	3,00	3,67	0,33	4,80
Республика Мордовия	–0,60	–0,03	1,90	1,50	0,20	1,67	1,70	1,53	1,67	0,47	4,80
Республика Татарстан	–1,10	0,43	0,47	1,67	–0,10	1,83	1,90	2,77	2,73	0,10	4,17
Чувашская Республика	–0,30	0,27	1,67	1,97	0,47	2,23	2,37	2,07	2,20	0,43	4,93
Нижегородская область	0,30	0,77	1,77	1,90	0,77	2,30	1,80	2,03	1,43	1,03	4,90
Оренбургская	–2,70	0,30	0,40	2,70	–0,13	0,60	2,00	2,03	2,67	–0,67	3,63
Пензенская	–0,70	0,17	2,20	2,47	0,67	2,63	2,10	2,13	2,43	0,57	5,13
Самарская	–1,60	0,37	1,07	2,47	–0,57	1,87	2,47	2,53	2,80	–0,17	4,73
Саратовская	–1,90	0,03	2,10	2,67	0,37	1,60	1,83	1,53	2,30	–0,13	4,37
Ульяновская	–1,10	0,23	1,73	2,27	0,60	2,00	2,40	1,60	2,23	0,23	4,50
Центральный федеральный округ											
Воронежская область	–1,00	1,17	3,00	2,63	0,97	1,40	1,53	1,23	1,57	0,80	4,30
Тамбовская	–0,40	0,80	2,73	2,57	0,93	2,17	1,87	1,97	2,03	0,90	4,97
Липецкая	–0,40	0,50	2,77	2,30	1,33	2,13	0,67	1,43	1,77	0,70	4,37
Рязанская	0,10	0,33	2,23	2,10	1,17	2,47	1,17	1,60	1,90	0,97	4,73
Московская	0,76	0,63	2,06	1,63	1,10	2,40	0,60	1,47	1,63	1,13	5,30
Южный федеральный округ											
Волгоградская область	2,40	–0,07	1,20	2,17	–0,17	0,53	1,33	1,47	1,90	–0,03	3,30
Уральский федеральный округ											
Челябинская область	–0,50	0,97	0,10	2,77	1,07	1,10	2,43	1,80	4,63	0,57	4,10
Курганская	–0,70	1,37	–1,70	0,30	–1,17	0,10	1,20	1,13	2,60	–0,60	1,57

Сильная засуха на фоне аномально жаркой погоды продолжалась **на Европейской территории России** и в первых двух декадах августа (до 18–19 августа). Средняя температура воздуха за эти декады превысила норму на 5–12°, а в целом за месяц на 4–5°, в отдельных районах – на 6–7°. Максимальная температура повышалась до 37...41°. На юго-востоке Приволжского федерального округа август оказался самым жарким за вековой период метеорологических наблюдений. В третьей декаде антициклон начал постепенно разрушаться, начиная с северных районов территории, где прошли дожди разной интенсивности. На большей части территории центральных черноземных областей, юго-востоке Приволжского и северо-востоке Южного федеральных округов атмосферная и почвенная засухи продолжались до конца августа, что явилось причиной не только значительного снижения урожайности и валовых сборов большинства сельскохозяйственных культур, но и создавало **неблагоприятные условия для сева озимых культур** под урожай будущего года.

Проведенные количественные расчеты агрометеорологических показателей засухи 2010 года и их сравнение с аналогичными показателями засух прошлых лет позволяет сделать вывод: **засуха 2010 г. по напряженности термического режима в сочетании с крайне неблагоприятным режимом увлажнения не имеет себе равных по агрометеорологическим данным за рассмотренные нами последние 70 лет (с 1946 года). Огромный ущерб нанесен не только сельскому хозяйству, но и в многим другим отраслям народного хозяйства.**

Список использованных источников

1. *Алпатьев А.М.* Влагооборот культурных растений. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 323 с.
2. *Бедрицкий А.И.* О влиянии погоды и климата на устойчивость и развитие экономики. // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 10. – С. 5–11.
3. *Дроздов О.А.* Засухи и динамика увлажнений. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 92 с.
4. *Ефремова Н.И.* Месячные количества атмосферных осадков. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 112 с.
5. *Клещенко А.Д.* Современные проблемы мониторинга засух // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 3–13.
6. *Кошкин Е.И.* Физиология устойчивости сельскохозяйственных культур. – М.: Дрофа, 2010. – 640 с.
7. *Маннеля А.И.* и др. Развитие рынка зерна в России. – М.: Зерновой союз. Центр экономической конъюнктуры при правительстве РФ, 1997. – 128 с.
8. *Мещерская А.В.* О показателе засух и урожайности зерновых культур // Метеорология и гидрология. – 1988. – №2. – С. 91. – 98.
9. *Раунер Ю.Л.* Климат и урожайность зерновых культур. – М.: Наука, 1981. – 163 с.
10. *Селянинов Г.Т.* Агроклиматическая карта мира. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 12 с.

11. *Страшная А.И.* Использование показателей увлажнения для оценки засушливости и прогноза урожайности зерновых культур в Поволжском экономическом районе // Труды ГМЦ РФ. – 1993. – Вып. 327. – С. 15–22.
12. *Страшная А.И., Тебугев Х.Х.* О прогнозировании урожайности зерновых и зернобобовых культур с большой заблаговременностью // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 3. – С. 91–95.
13. *Страшная А.И., Коренкова Н.В.* О засушливости в Среднем Поволжье и ее влиянии на урожайность яровой пшеницы // Труды Гидрометцентра России. – 2005. – Вып. 340. – С. 25–34.
14. Уланова Е.С., Страшная А.И. Засухи в России и их влияние на урожайность зерновых культур // Труды ВНИИСХМ. – 2000. – Вып. 33. – С. 64–83.
15. Strasnyaya 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.

Поступила в редакцию 15.04.2011

Agrometeorological features of a drought of 2010 in Russia in comparison with droughts of last years

A.I. Strashnaya, T.A. Maksimenkova, O.V. Chub

Researches regarding a drought of 2010 of the territory of the Russian Federation during 1891–1945 and on the territory and the anomaly of productivity of the grain crops within the period 1946–2010 are executed. The analysis of an impact of an atmospheric drought with a combination of a soil drought on a condition of grain crops and decrease of their productivity is carried out. As a result of calculations of quantity indicators of humidifying and air temperature anomalies in May–July the conclusion that the drought of 2010 has no equal for last 70 years on intensity of a thermal mode in a combination with the extremely adverse mode of humidifying is drawn.

Keywords: Atmospheric drought, soil drought, agrometeorological conditions, grain crops, hydrothermal coefficient, anomaly of temperature of air, productivity of grain crops

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 текстовым редактором 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

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, трех, 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 полутонных 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. Подрисуточные подписи даются единым списком для всех рисунков после основного текста.

Оформление подрисуточной 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.