

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

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

выпуск

343

**РАСЧЕТЫ И ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЖИМА МОРЯ
ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОГНОЗЫ**

Под редакцией

*д-ра геогр. наук Е.С. Нестерова,
д-ра физ.-мат. наук В.П. Садокова*

Москва

2009

УДК 551.465:551.509

Труды ГУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации». Вып. 343. Расчеты и прогнозы элементов режима моря. Долгосрочные метеорологические прогнозы / под ред. д-ра геогр. наук Е.С. Нестерова, д-ра физ.-мат. наук В.П. Садокова. – Обнинск: «ИГ–СОЦИН», 2009.

ISBN 978-5-91070-049-3

В сборнике излагаются результаты исследований в различных областях гидрометеорологии. Оценивается качество оперативных прогнозов ветрового волнения на основе двух отечественных волновых моделей и анализируются условия формирования опасного волнения в Северной Атлантике зимой 2008–2009 гг.; излагается метод автоматизированного выбора оптимального курса судна. Дается описание усовершенствованного метода прогноза годового хода уровня Каспийского моря.

Анализируются перспективы использования статистических методов прогноза ледовых условий на неарктических морях России и описываются особенности ледового сезона 2007–2008 гг. на Азовском море.

Анализируется изменчивость зимних погодных условий в основных сельскохозяйственных районах России и Беларуси за период 1949-2005 гг. и изменчивость агрометеорологических условий в Центральном федеральном округе России за 1980-2008 гг.

Сборник рассчитан на специалистов в области гидрометеорологии.

УДК 551.465:551.509

© Коллектив авторов, 2009
© Гидрометцентр России

СОДЕРЖАНИЕ

<i>З.К. Абузяров, Е.С. Нестеров.</i> Сравнительная оценка успешности прогнозов волнения по отечественным волновым моделям AARI-PD2 и PABM.....	4
<i>А.А. Лукин.</i> Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике зимой 2008–2009 гг.....	22
<i>З.К. Абузяров, Т.С. Чекулаева.</i> Автоматизированный расчет рекомендуемых курсов плавания судов	27
<i>З.К. Абузяров.</i> Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря.....	44
<i>И.О. Думанская, А.М. Котилевская.</i> Оценка возможности использования прогностических методик XX века в современной практике ледового обслуживания мореплавания на неарктических морях России.....	61
<i>А.В. Федоренко.</i> Особенности ледового сезона 2007–2008 гг. на Азовском море.....	80
<i>А.Н. Демидов, С.А. Добролюбов, С.А. Мысленков., А.В. Соков, Р.Ю. Тараканов.</i> Перенос водных масс через 60° с. ш. Северной Атлантики в 1997–2007 гг. по данным российских океанографических разрезов.....	90
<i>В.П. Садоков, В.Ф. Козельцева, Н.Н. Кузнецова.</i> Пространственно-временные изменения индекса Wi , характеризующего зимние погодные условия, в основных сельскохозяйственных районах России и Беларуси.....	102
<i>В.П. Садоков, В.Ф. Козельцева, Н.Н. Кузнецова.</i> Зимние погодные условия Беларуси с учетом индекса Wi	109
<i>В.П. Садоков, В.Ф. Козельцева, Н.Н. Кузнецова.</i> Повторяемость зимой теплых и холодных погодных условий два года подряд и более и продолжительность их отсутствия по станциям Беларуси.....	116
<i>А.И. Страшная, Т.А. Максименкова., О.В. Чуб.</i> Об изменении агроклиматических условий вегетации и сроков сева озимых культур осенью в Центральном федеральном округе в связи с потеплением климата.....	127
Аннотации.....	143

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УСПЕШНОСТИ ПРОГНОЗОВ ВОЛНЕНИЯ ПО ОТЕЧЕСТВЕННЫМ ВОЛНОВЫМ МОДЕЛЯМ AARI-PD2 И PAVM

Введение

Ветровое волнение относится к числу важнейших параметров, характеризующих состояние поверхности океана. Поэтому информация о волнении является наиболее затребованной со стороны различных групп пользователей. Это определяется разнообразием и масштабами различных видов морских операций и их чувствительностью к условиям окружающей среды и, прежде всего, к условиям ветрового волнения. В целом, экстремальные значения высот волн и скоростей ветра увеличивают риск для судов и сооружений в море, а также для персонала, привлекаемого к морским операциям. Менее экстремальные условия волнения хотя и не содержат прямой угрозы безопасности, но сильно влияют на производительность и эффективность работ. Степень эффективности прогнозов волнения зависит от их точности, заблаговременности и от способности потребителя правильно реагировать на полученную информацию. Таким образом, актуальность задач прогнозирования ветра и волнения очевидна.

Прогнозирование волнения – это процесс оценки того, как будут изменяться параметры волнения под действием ветра на водную поверхность. Зависимость полей волнения от полей ветра определяет тесную связь между волновыми и метеорологическими моделями. Поэтому вслед за развитием атмосферных моделей развиваются и волновые модели. Это отчетливо проявляется в течение последних 40 лет, когда атмосферные и волновые модели в той или иной степени совместно используются в оперативной работе национальных метеорологических центров.

С улучшением качества атмосферных моделей соответственно улучшалось и качество волновых моделей и, как следствие, точность выпускаемых прогнозов. Кроме того, по мере углубления понимания физических процессов, происходящих в океане и атмосфере, которые определяют механизмы взаимодействия волн с приводным слоем

атмосферы, становится все более ясным, что эти механизмы являются значительно более сложными, чем это представлялось до сих пор.

В настоящее время для решения задач диагноза и прогноза ветрового волнения применяются математические модели, адекватно описывающие развитие ветроволновых процессов в открытых (глубоководных) и прибрежных (мелководных) районах морей и океанов. Большинство применяемых в настоящее время волновых моделей основаны на численном решении уравнения баланса волновой энергии, записанной в спектральной форме.

Волновые модели очень чувствительны к малейшим вариациям исходных данных, прежде всего, к вариациям скорости и направления ветра. Любые ошибки в рассчитанном поле ветра отражаются на точности расчетов характеристик волн. Поэтому для прогнозов полей волнения необходимы надежные данные о полях ветра.

В настоящее время в мировой практике в области моделирования ветрового волнения применяются несколько десятков волновых моделей. Их можно разделить на 4 группы: 1) спектральные дискретные, 2) спектральные параметрические, 3) интегральные параметрические, 4) прочие (эмпирические, энергетические, монохроматические и различные их комбинации) [1, 8, 10]. Дискретные модели подразделяются на поколения. Различие в поколениях заключается в степени подробности описания механизма нелинейного взаимодействия в спектре ветровых волн.

Модели всех типов позволяют получать интегральные характеристики волн 1-го уровня информативности (высоты волн, периоды и генеральное направление распространения волн). Дискретные модели, кроме того, дают возможность получать характеристики более высокого уровня информативности (частотный спектр, угловое распределение энергии, уклоны взволнованной поверхности и др.).

В последние годы в метеорологических службах стран мира эксплуатируется большое количество численных гидродинамических моделей, воспроизводящих процессы генерации, развития и распространения ветровых волн в широком пространственно-временном диапазоне [8]. Эти модели являются не только средством для изучения волновых процессов, но и служат инструментом для прогнозирования полей волнения с различной заблаговременностью. За рубежом наиболее известными прогностическими моделями волнения являются модели WAM Cycle 4, применяемая в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦССПП), и WAVEWATCH-III, применяемая в национальном метеорологическом центре США.

В России в рамках вычислительных технологий ГУ «Гидрометцентр России» функционируют глобальная спектрально-параметрическая модель AARI-PD2,

разработанная в ГУ «ААНИИ» совместно с ГУ «СПО ГОИН» и российская атмосферно-волновая модель (РАВМ), разработанная в Институте океанологии (ИО) РАН совместно с ГУ «ГОИН» и ВЦ РАН. Обе модели являются полностью российскими разработками. Они позволяют работать с отечественными атмосферными моделями и имеют перспективы дальнейшего развития. На основе этих моделей два раза в сутки составляются оперативные прогнозы волнения. Упомянутые модели отличаются простотой, как в части описания функции источника, так и в подходе к ограничениям на форму спектра волн и учета волн зыби. Такой подход обеспечивает довольно высокую быстроту расчета поля волн при сохранении точности счета и повышает оперативность прогнозов волнения.

Предварительная проверка качества этих моделей выполнялась на этапе их разработки и авторских испытаний на диагностическом материале. Результаты диагностических расчетов характеристик волн (высота, период и др.) сопоставлялись с данными инструментальных измерений волн с помощью заякоренных буйев, расположенных в различных точках Мирового океана. Детальная проверка качества этих моделей на диагностическом материале убедительно продемонстрировала возможность их применения в оперативной практике [3]. Однако аналогичной проверки этих моделей на прогностическом исходном материале не производилось.

Проверка оправдываемости прогнозов волн во многих национальных метеорологических службах ведется на регулярной основе. В системе Росгидромета первоначальная проверка волновой модели выполняется на этапе ее внедрения, а статистика оправдываемости собирается периодически, чтобы следить за функционированием модели.

Что касается отечественных моделей ААRI-PD2 и РАВМ, то они в предыдущие годы раздельно уже верифицировались путем их сопоставления с данными буйковых измерений. Однако детальной оценки качества прогнозов волн, составляемых по этим моделям, до сих пор не проводилось.

Цель данной работы состояла в том, чтобы оценить качество оперативных прогнозов полей волнения по моделям ААRI-PD2 и РАВМ путем сопоставления с данными буйковых измерений характеристик волн. В качестве параметра оценки была выбрана значительная высота волны, наиболее объективно характеризующая состояние взволнованной поверхности моря.

1. Описание исходных материалов

Результаты прогнозов высот волн сопоставлялись с данными буйковых измерений высот волн на заякоренных буюх, расположенных вдоль западного и восточного побережий Северной Атлантики, принадлежащих США, Канаде и Англии.

Оценка качества прогнозов высот волн выполнялась за период с 5 октября по 31 декабря 2006 г. Прогностические поля волн считывались с оперативной базы данных SHOT. Фактические данные о высотах волн брались из Интернета по 4 заякоренным буюм. Сведения об этих буюх приведены в табл. 1.

Океанские буи обеспечивают данными измерений высоты волн с часовым интервалом. Сводки с этими данными собираются с помощью геостационарных метеорологических спутников и затем распространяются по Глобальной системе телесвязи (ГСТ) ВМО в коде SHIP. Точность измерений высоты волн составляет $\pm 0,2$ м. Для целей проверки качества прогнозов данные буюев брались с 12-часовым интервалом.

Таблица 1

Сведения об использованных буюх

Номера буюевых станций	Координаты буюев		Принадлежность
	φ	λ	
41002	32 ° 18' 30" N	75° 10' 01" W	США
44008	40 ° 30' 00" N	69° 25' 00" W	Канада
64045	59° 61' 00" N	11° 24' 02" W	Англия
62108	53° 30' 00" N	19° 30' 00" W	Англия

Модели расчета полей волнения в Северной Атлантике привязаны к атмосферной модели CM-15, оперативно функционирующей в ГУ «Гидрометцентр России». В качестве исходных данных при выполнении диагностических и прогностических расчетов характеристик ветрового волнения использовались поля приземного давления атмосферы, рассчитанные на основе глобальной спектральной модели атмосферы (СМА) с горизонтальным разрешением $2,5 \times 2,5^\circ$ по широте и долготе, пересчитываемые в поля ветра. Диагностический расчет выполнялся по синоптическим картам объективного анализа (ОА). Результат этого расчета на момент составления прогноза принимался в качестве исходного для прогноза волн.

Выпуск оперативных прогнозов по модели CM-15 осуществляется в ГУ «Гидрометцентр России» в рамках автоматизированной системы оперативной обработки информации (АСОИ), реализованной на ЭВМ XEON-4. Прогнозы выпускаются два раза

в сутки по исходным срокам 00 и 12 ч. Максимальная заблаговременность прогнозов для срока 00 ч (утренний сеанс) составляет 84 ч, для срока 12 ч (вечерний сеанс) - 240 ч. Результаты прогнозов заносятся в оперативную базу данных «SHOT». Результаты прогнозов по модели AARI-PD2 распространяются внутренним пользователям, а также внешним пользователям по каналам ГСТ и Интернет. Основные базы данных с выходной продукцией являются циклическими со сроком хранения 4-10 сут. Чтение данных прогнозов в оперативную память ЭВМ осуществляется автоматически в соответствии с заданной исходной датой и сроком. Результаты прогнозов по модели PABM используются только внутренними пользователями.

2. Некоторые особенности режима волнения в районе выбранных буев

Северная часть Атлантического океана отличается большими размерами, что обуславливает большие различия в режиме ветров и волнений в отдельных ее районах. Характер волнения определяется главным образом размерами, глубиной, скоростью перемещения циклонов, положением ложбин, гребней, атмосферных фронтов, зон конвергенции и дивергенции ветровых потоков. Чем меньше размеры проходящего циклона и чем больше скорость его перемещения, тем более сложной является картина распределения высот волн. Все эти факторы обуславливают большую изменчивость ветра и волн.

Наиболее устойчивое и сильное волнение наблюдается в ситуациях, когда над океаном происходят процессы формирования глубоких и обширных центральных депрессий. Такие депрессии бывают иногда малоподвижными, сохраняются несколько дней, обуславливая сильные продолжительные ветры и сильное волнение над большими районами океана.

Анализ синоптических условий за рассматриваемый период в районах заякоренных буев указывает на их значительное различие. Рассматриваемый период охватывает осенне-зимние месяцы года (октябрь-декабрь), когда над юго-западной частью Северной Атлантики формируются активные циклоны, перемещающиеся сериями в северо-восточном направлении, и при подходе к британским островам они достигают своего максимального развития. Поэтому средняя значительная высота волны по данным буев, расположенных в северо-восточной части Северной Атлантики, может более чем в два раза превышать среднюю значительную высоту волн, измеренных на буюх, расположенных в юго-западной части Северной Атлантики. Наибольшая активизация циклонов приходится на декабрь месяц. Статистические характеристики рядов наблюдений за высотами волн для выбранных буев приведены в табл. 2.

**Статистические характеристики рядов наблюдений за высотами волн
для 4 буев, расположенных в Северной Атлантике,
за период октябрь–декабрь 2006 г.**

Номер буя	\bar{h}	Me	Σ	min	max	k_v	σ
41002	1,8	1,6	157	0,7	4,6	0,69	0,834
44008	2,1	1,8	181	0,6	5,9	1,34	1,157
64045	4,8	4,6	421	1,9	10,3	2,98	1,725
62108	4,7	4,6	414	1,6	10,5	3,28	1,810

Примечание: \bar{h} - средняя высота волны, Me - медиана, Σ – накопленная сумма высот волн, min и max – минимальная и максимальная высоты волн в ряду наблюдений, k_v - коэффициент изменчивости, σ - среднеквадратическое отклонение.

Табл. 2 указывает на существенное различие режима волнения в западной и восточной части Северной Атлантики, что, как будет показано ниже, существенно отражается на оценке прогнозов волнения. Из таблицы видно, что волны в районе буев 41002 и 44008, расположенных в юго-западной (более спокойной) части океана, характеризуются относительно малой изменчивостью и находятся в диапазоне от 0,6 до 5,9 м. За этот же период в восточной части Северной Атлантики в районе расположения буев 64045 и 62108 повторяемость штормов больше и изменчивость высот находится в диапазоне от 1,6 до 10,5 м.

3. Краткая характеристика волновых моделей

3.1 Модель AARI-PD2

Модель AARI-PD2 (для краткости обозначим ее как модель M1) реализована как глобальная, охватывающая весь Мировой океан за исключением внутренних морей, и как региональная, охватывающая моря арктического бассейна.

В основе модели лежит уравнение переноса спектральной энергии волн.

В соответствии с концепцией Хассельмана о том, что спектр ветровых волн сохраняет по мере развития волн универсальную форму, член слабонелинейного взаимодействия в уравнении баланса спектральной энергии волн стало возможным описать аналитической зависимостью. Это позволило модель ветрового волнения выразить системой трех уравнений для параметров ω_0 - частоты спектрального максимума, m_0 - нулевого момента спектра (дисперсии) и $\bar{\theta}$ - среднего направления

ветровых волн. Такой подход, несмотря на простоту, удобен при его практической реализации [1, 2, 7, 10].

Модель М1, с одной стороны, в силу использования параметризации слабонелинейного переноса энергии в спектре волнения, относится к усовершенствованному типу моделей второго поколения, а с другой стороны, поскольку в ней учитывается взаимосогласованное взаимодействие волн с пограничным слоем атмосферы, ее можно отнести к моделям четвертого поколения.

Модель состоит из трех блоков:

- 1) блок, включающий параметрическую модель ветрового волнения, которая описывается тремя параметрами: частотой спектрального пика, нулевого момента спектра и генерального направления распространения волн;
- 2) блок, включающий спектральную модель эволюции зыби;
- 3) блок взаимодействия между ветровыми волнами и зыбью.

Модель глобальная, т.е. область прогноза охватывает весь Мировой океан за исключением внутренних морей. Горизонтальное разрешение модели $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ по широте и долготе. Сеточная область состоит из 10080 узлов (70×144). Прогноз по этой модели считается два раза в сутки с выдачей результатов на моменты времени 00, 12, 24, 36, 48, 60 и 72 ч.

3.2. Модель PABM

Региональная атмосферно-волновая модель PABM (для краткости обозначим ее как модель М2), так называемая модель «узконаправленного приближения» углового спектра волн, является совместной разработкой ИОРАН и ГОИН [4–6, 12]. Основное отличие модели «узконаправленного приближения» от известных волновых моделей состоит в том, что один из членов функции источников и стоков уравнения переноса волновой энергии – член, описывающий нелинейный обмен энергией в спектре волн, записывается в более простом по сравнению с традиционными виде. Это упрощение заключается в следующем. Интеграл нелинейных взаимодействий сводится к дифференциальному виду регулярной процедурой разложения исходного интеграла в ряд по малому параметру – «параметру узконаправленности», который оказывается малым для реальных функций углового распределения энергии в двумерном спектре волн. Предлагаемое упрощение является первой строго обоснованной с теоретической точки зрения процедурой среди известных решений. Впервые оно было предложено в работах академика В.Е. Захарова и развито в работах М.М. Заславского.

Гипотеза об узконаправленности углового спектра была подтверждена для простых условий волнообразования на основе детального анализа натуральных измерений углового распределения энергии волн. Для сложных условий волнообразования в модели РАВМ разработан ряд приемов, которые позволяют учесть и поворот ветра, и изменение его скорости при прохождении над океаном активных циклонов.

Модель региональная, область прогноза охватывает Северную Атлантику. Границы области прогноза: южная – 20° с.ш., северная – 80° с.ш., западная – 85° з.д. и восточная – 20° в.д. Разрешение модели по горизонтали 2,5x2,5°. Результаты прогноза выдаются на моменты времени 12, 24, 36, 48, 60 и 72 ч.

4. Схема расчета и методика оценки качества прогнозов

Схема расчета прогнозов высот волн показана на рис. 1.

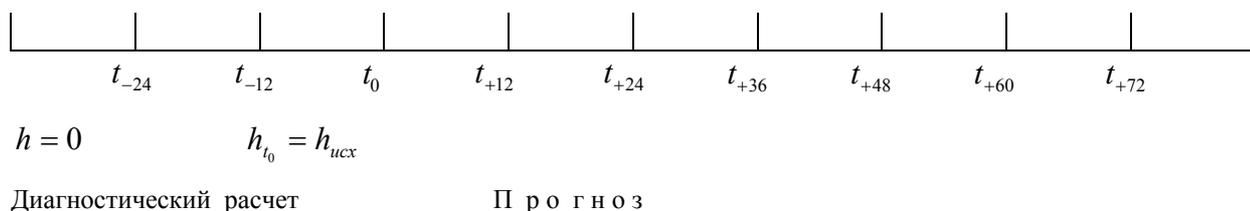


Рис. 1. Схема расчета диагностических и прогностических полей волнения

Счет начинается за 24 ч до момента прогноза t_0 . В начале счета состояние моря принимается спокойным ($h = 0$). Предполагается, что за 24 ч рассчитанное поле волнения адаптируется к реальному волнению. Таким образом, поле волнения, рассчитанное на момент t_0 , принимается как исходное для расчета прогноза.

Оценка оправдываемости высот волн осуществлялась в соответствии с требованиями Наставления [9]. Критерием оправдываемости единичного прогноза служит условие

$$\left(\frac{h_{\text{прогн.}} - h_{\text{факт.}}}{h_{\text{факт.}}} \right) * 100 \leq 30\% , \quad (1)$$

где $h_{\text{факт.}}$ – наблюдаемая высота волны, $h_{\text{прогн.}}$ – прогностическая высота волны. Прогноз считается оправдавшимся, если выполняется условие (1). При $h_{\text{факт.}} \leq 2$ м прогноз считается оправдавшимся при любой действительной высоте волны.

Общая оправдываемость (обеспеченность) прогноза (%) рассчитывается по формуле

$$P = \frac{m}{n} * 100, \quad (2)$$

где m – количество оправдавшихся прогнозов, n – общее количество прогнозов.

Для более универсальной и объективной проверки качества прогнозов привлекались дополнительные статистические характеристики, не рекомендованные Наставлением [9].

К ним относятся:

– $\bar{\Delta}$ - средняя ошибка прогноза или систематическое отклонение: положительное значение $\bar{\Delta}$ указывает на систематическое завышение прогностических данных по отношению к наблюдаемым, а отрицательное значение $\bar{\Delta}$ – на систематическое занижение;

– $|\bar{\Delta}|$ - средняя абсолютная ошибка;

– \bar{q} - средняя относительная ошибка (%), вычисляемая по формуле

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{h_{\text{прогн.}} - h_{\text{факт.}}}{h_{\text{факт.}}} \right) * 100; \quad (3)$$

– \bar{S} - среднеквадратическая ошибка прогноза, вычисляемая по формуле

$$\bar{S} = \sqrt{\frac{\sum (h_{\text{прогн.}} - h_{\text{факт.}})^2}{N}}; \quad (4)$$

– коэффициент линейной корреляции между фактическими и спрогнозированными высотами волн R .

Эффективность прогноза оценивалась по формуле

$$SS = 1 - \frac{S_{\text{методич.}}}{S_{\text{инерц.}}}, \quad (5)$$

где $S_{\text{методич.}}$ – стандартная ошибка методического прогноза, $S_{\text{инерц.}}$ – стандартная ошибка инерционного прогноза. Величина SS варьирует от 0 до +1. Чем ближе величина SS к единице, тем больше выигрыш методического прогноза над инерционным прогнозом.

5. Результаты оценки прогнозов и их анализ

Результаты статистических оценок успешности прогнозов высот волн по моделям AARI-PD2 и PABM для четырех закоренных буев приведены в табл. 3–6.

Таблица 3

**Статистические оценки успешности прогнозов высот волн по моделям
AARI-PD2 (M1) и PABM (M2) для буя 41002**

		Заблаговременность	$\bar{\Delta}$	$ \bar{\Delta} $	\bar{S}	\bar{q}	R	P	ΔP	SS
Методический прогноз	M1	24	0,00	0,41	0,56	24	0,74	91	+8	0,42
		48	0,13	0,50	0,68	31	0,57	91	+7	0,46
		72	0,31	0,59	0,81	37	0,63	92	+9	0,36
	M2	24	-0,14	0,62	0,87	36	0,42	86	+3	0,10
		48	-0,05	0,60	0,71	31	0,43	86	+2	0,43
		72	-0,01	0,54	0,82	32	0,55	86	+3	0,35
Инерционный прогноз	24	-0,02	0,69	0,97	40	0,30	83			
	48	-0,07	0,91	1,25	56	-0,17	84			
	72	0,04	0,90	1,26	54	-0,70	83			

Таблица 4

**Статистические оценки успешности прогнозов высот волн по моделям
AARI-PD2 (M1) и PABM (M2) для буя 44008**

		Заблаговременность	$\bar{\Delta}$	$ \bar{\Delta} $	\bar{S}	\bar{q}	R	P	ΔP	SS
Методический прогноз	M1	24	0,26	0,70	0,91	41	0,74	85	+17	0,13
		48	0,38	0,78	0,98	49	0,68	82	+13	0,34
		72	0,33	1,15	0,93	46	0,61	87	+15	0,20
	M2	24	-0,18	0,90	1,20	57	0,41	81	+13	-0,14
		48	-0,00	0,89	1,12	51	0,42	82	+13	0,25
		72	0,05	0,97	1,22	59	0,22	72	+1	-0,05
Инерционный прогноз	24	-0,02	0,78	1,05	55	-0,02	68			
	48	0,00	1,13	1,49	87	-0,02	69			
	72	0,31	1,50	1,16	80	-0,16	72			

Таблица 5

**Статистические оценки успешности прогнозов высот волн по моделям
AARI-PD2 (M1) и PABM (M2) для буя 64045**

		Заблаговременность	$\bar{\Delta}$	$ \bar{\Delta} $	\bar{S}	\bar{q}	R	P	ΔP	SS
Методический прогноз	M1	24	0,52	1,23	1,38	24	0,79	74	+10	0,03
		48	0,54	1,24	1,57	25	0,76	69	+18	0,27
		72	0,79	1,53	2,10	31	0,69	61	+11	0,07
	M2	24	-0,30	1,05	1,39	22	0,67	80	+16	0,21
		48	0,08	1,10	1,47	24	0,65	70	+19	0,53
		72	0,14	1,10	1,44	24	0,66	76	+26	0,36
Инерционный прогноз	24	0,02	1,36	1,75	32	0,47	64			
	48	0,06	1,74	2,16	41	0,19	51			
	72	0,09	1,92	2,31	46	0,14	50			

**Статистические оценки успешности прогнозов высот волн по моделям
AARI-PD2 (M1) и PABM (M2) для буя 62108**

		Заблаго- временность	$\bar{\Delta}$	$ \bar{\Delta} $	\bar{S}	\bar{q}	R	P	ΔP	SS
Методический прогноз	M1	24	0,59	1,18	1,54	27	0,78	74	+11	0,67
		48	0,71	1,38	1,69	30	0,78	58	-1	0,13
		72	0,98	1,69	2,26	36	0,71	53	-2	-0,21
	M2	24	-0,38	1,16	1,43	26	0,70	75	+12	0,12
		48	-0,18	1,18	1,69	27	0,68	74	+15	0,13
		72	-0,08	1,16	1,51	26	0,69	75	+20	0,19
Инерционный прогноз		24	0,10	0,01	1,63	28	0,59	63		
		48	0,11	1,52	1,94	36	0,44	59		
		72	0,12	1,52	1,87	36	0,47	55		

На основе анализа табл. 3–6 можно сделать следующий вывод.

Обе модели дают довольно большой разброс в статистических оценках прогнозов. Этот разброс может быть объяснен различными причинами, заложенными как в самих моделях, так и в методах получения исходных данных о полях ветра. Кроме того, ошибки прогнозов зависят от диапазона изменчивости высот волн в районе расположения буев. Меньшие значения абсолютных ошибок соответствуют меньшей изменчивости высот волн. Наиболее устойчивые статистические оценки прогнозов высот волн по двум моделям получаются после их осреднения по всем рассматриваемым буям.

На рис. 2а–2е приведены графики сопоставления временного хода спрогнозированных на различные сроки и измеренных высот волн в районе буя 64045, расположенного в восточной части Северной Атлантики. На этих рисунках сплошной линией показан ход фактических значений высот волн, а пунктиром - ход расчетных значений высот волн.

Ниже дается краткий анализ статистических оценок оправдываемости прогнозов, осредненных по всем буям.

1. Анализ результатов прогнозов высот волн показывает, что оправдываемость прогнозов по обеим моделям, осредненная по всем буям, отвечает требованиям Наставления [9]. Средняя оправдываемость прогнозов по модели M1 составляет на первые сутки – 81 %, на вторые – 75 % и на третьи – 73 %, а по модели M2 – 81, 78 и 77 % соответственно. Видно, что на вторые и третьи сутки оправдываемость прогнозов по модели M2 выше, чем по модели M1.

2. Анализ средних ошибок прогнозов $\bar{\Delta}$ (систематические ошибки) указывает на то, что модель M1 дает систематическое завышение высот волн на 0,34 м - на первые сутки, на 0,44 м – на вторые сутки и 0,60 м – на третьи сутки. Модель M2, наоборот, дает

занижение, но незначительное: на 0,25 м – на первые сутки, на 0,04 м - на вторые сутки и на 0,03 м – на третьи сутки. При этом систематическая ошибка по модели М1 растет с увеличением заблаговременности, а по модели М2 – уменьшается.

3. Средние абсолютные ошибки прогнозов по модели М1 и по модели М2 одного порядка. По модели М1 они составляют 0,88 м на первые сутки, 0,98 м на вторые сутки и 1,24 м на третьи сутки, а по модели М2 - 0,93, 0,94 и 0,94 м соответственно и почти не зависят от заблаговременности прогноза.

4. Средние квадратичные ошибки по обеим моделям оказались одного порядка. По модели М1 они составили на первые сутки – 1,10, на вторые – 1,23 и на третьи – 1,53, а по модели М2 – 1,27, 1,31 и 1,33 м соответственно.

5. Средние относительные ошибки по обеим моделям растут с увеличением заблаговременности и лежат в диапазоне от 24 до 36 %. Их величина также зависит от изменчивости волн.

6. Анализ табл. 3–6 обнаруживает явное преимущество методических прогнозов перед инерционными. Среднее превышение обеспеченности методических прогнозов над обеспеченностью инерционных прогнозов колеблется в пределах от 8 до 13 %.

7. На рис. 2а–2е видно, что во временном ходе прогностических значений высот волн, рассчитанных по модели М1, наблюдается несколько значительных «выбросов», происхождение которых, по-видимому, связано с погрешностями в прогнозах ветра. В модели М2 таких больших «выбросов» не наблюдается.

Эффективность методических прогнозов по модели М1 уменьшается со временем и составляет в среднем по всем буям 12 % на первые сутки, 9 % на вторые сутки и 8 % на третьи сутки, в то время как эффективность прогнозов по модели М2, наоборот, увеличивается со временем и составляет 11 % на первые сутки, 12 % на вторые сутки и 13 % на третьи сутки.

В целом, статистические показатели успешности прогнозов указывают на некоторое преимущество модели М2 перед с моделью М1.



Рис. 2а. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели М1 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 24 ч)

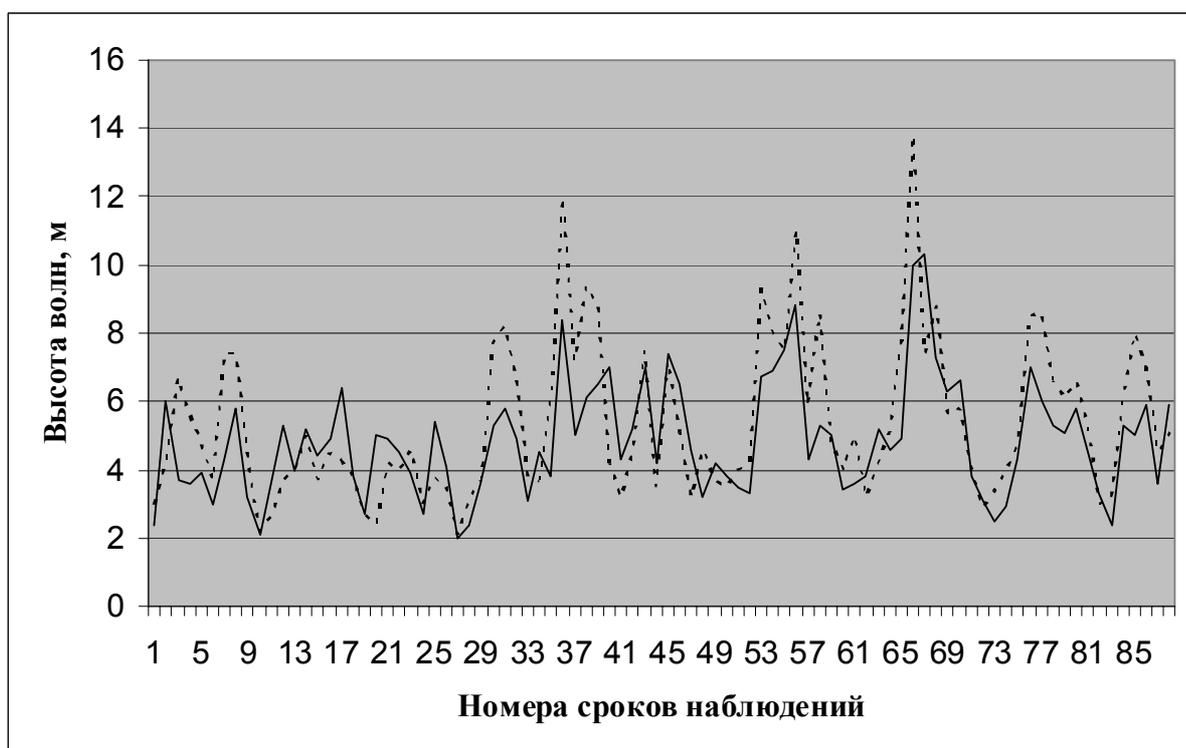


Рис. 2б. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели М1 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 48 ч)

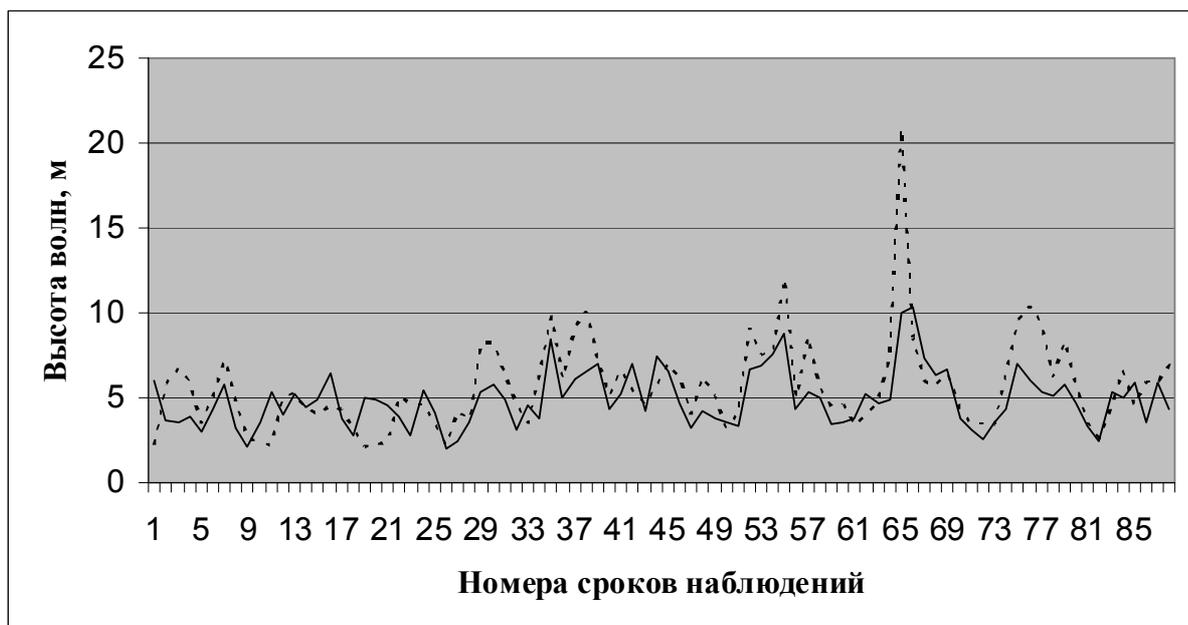


Рис. 2в. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели M1 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 72 ч)

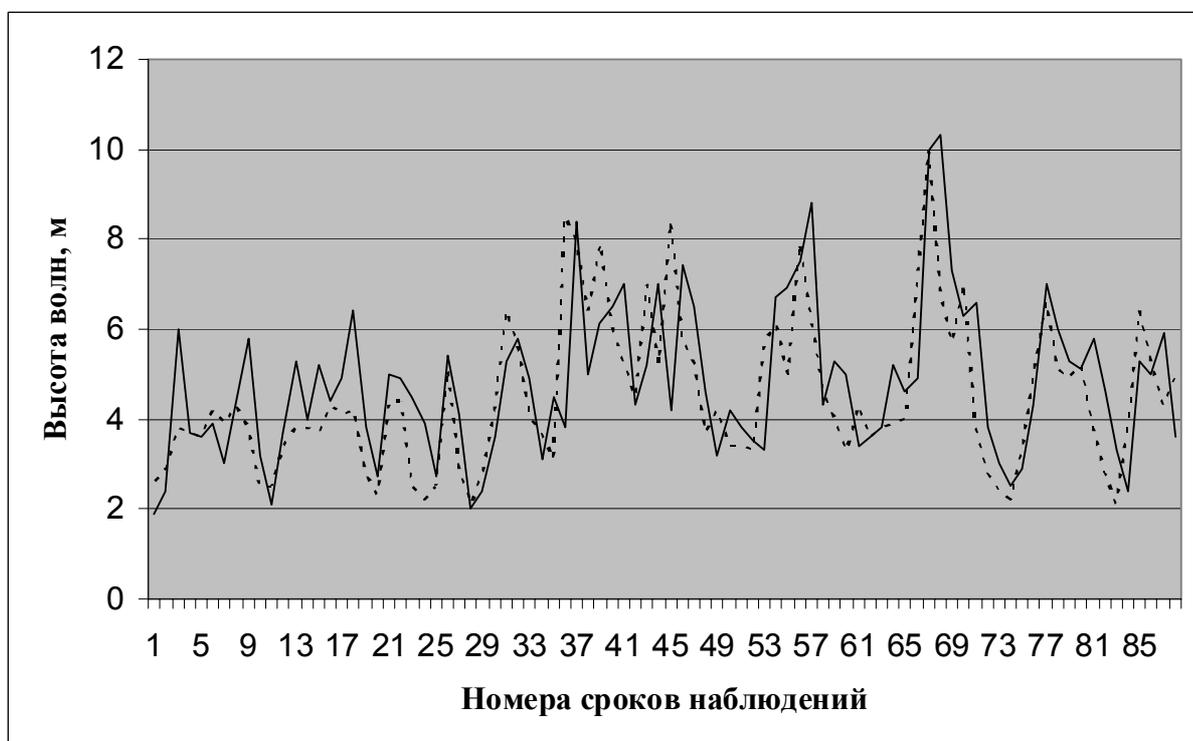


Рис. 2г. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели M2 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 24 ч)

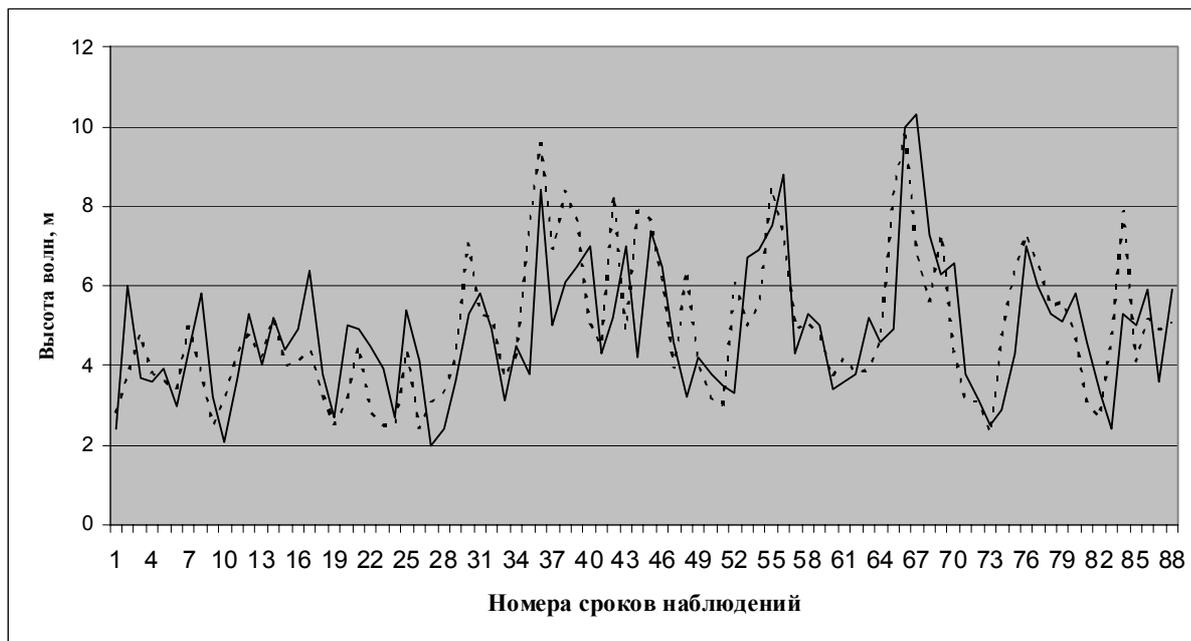


Рис. 2д. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели M2 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 48 ч)

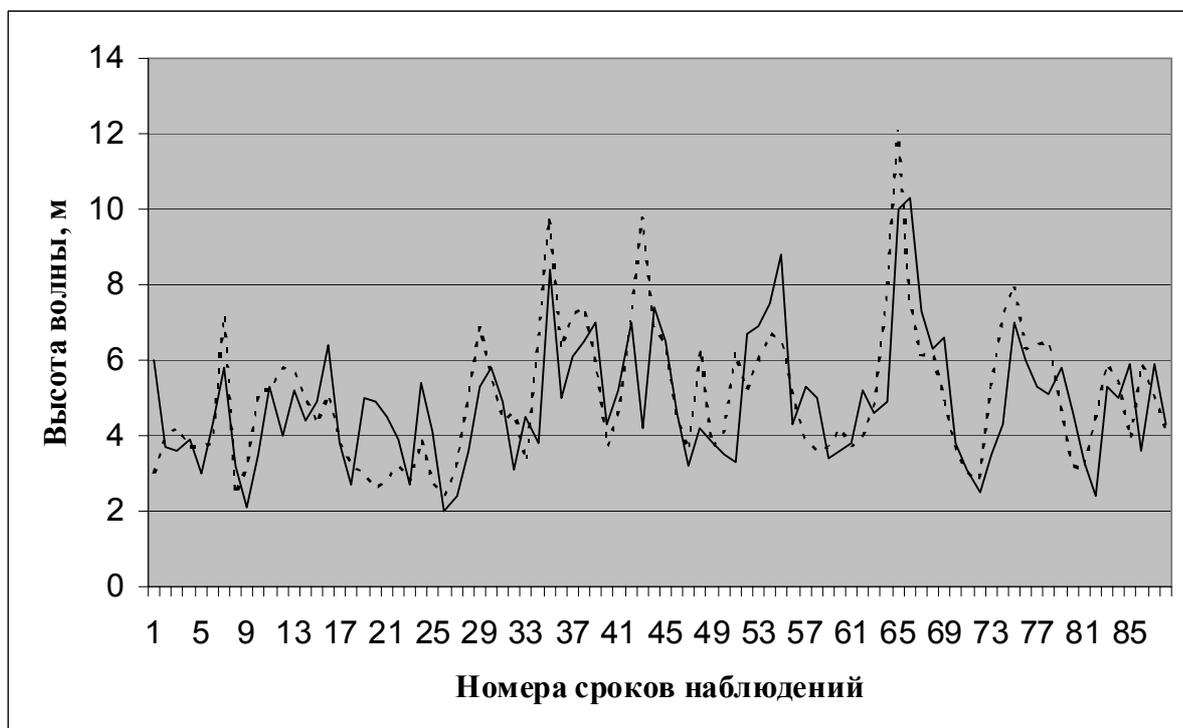


Рис. 2е. Сопоставление временного хода спрогнозированных по модели M2 и измеренных высот волн в районе буя 64045 (заблаговременность 72 ч)

Заключение

Обобщая результаты выполненной работы, можно заключить, что сравнительный анализ прогнозов значительных высот волн по моделям AARI-PD2 (M1) и PABM (M2) с данными буйковых измерений в Северной Атлантике дал удовлетворительные результаты. Полученные статистические оценки успешности прогнозов высот волн по двум моделям указывают на то, что обе они отвечают требованиям Наставления [9] и могут успешно применяться в оперативной работе. Было обнаружено некоторое преимущество модели M2 перед моделью M1.

Прогнозы высот волн по модели M1 существенно завышены по сравнению с данными буев в среднем на 0,5 м, а прогнозы волн по модели M2 дают незначительное занижение высот волн по отношению к измеренным данным.

Имеющие место расхождения статистических оценок в моделях, по-видимому, связаны с методиками расчета ветра, применяемыми в моделях, которые и определяют особенности исходного синоптического материала, использованного при прогнозах ветрового волнения. Это весьма важный момент, влияющий на точность прогнозов, так как структура поля ветра такова, что над открытыми пространствами океана для нее характерна большая изменчивость параметров ветра (скорости и направления) во времени и в пространстве. Эта изменчивость обусловлена воздействием большого количества локальных факторов, в результате воздействия которых скорость и направление ветра в точке могут существенно отличаться от некоторых средних величин, характеризующих течение крупномасштабных атмосферных процессов. Рассчитанный ветер, хотя и относится к определенной точке пространства, характеризует среднюю скорость потока над значительной областью, т.е. учитывает значение скорости ветра в соседних точках. Любые ошибки в исходных данных поля ветра отражаются на результатах оценки прогнозов волнения. Известно, что ошибка в скорости ветра более 15 % приводит к ошибкам 15–30 % для высот волн и 30–70 % для энергии волн, что часто является неприемлемым при практическом применении.

Еще более сложная структура полей ветра вблизи побережий морей, в особенности если они имеют сложную конфигурацию береговой линии при наличии островов и полуостровов и расположении поблизости горных хребтов, которые являются препятствием для воздушных потоков.

Другим важным аспектом в поле ветра, не учитываемым в метеорологических моделях, является порывистость (шквальность) ветров, особенно сильно проявляющихся в приземном слое атмосферы. Сильные шквальные ветры, как правило, связаны с прохождением холодных атмосферных фронтов. Кратковременные усиления ветра при

таких шквалах могут достигать ураганной силы, вызывая быстрый рост высоты волны. Но такие явления относятся к так называемым «подсеточным эффектам», не улавливаемым метеорологическими моделями с грубым разрешением.

В работе [11] показано, что турбулентность приповерхностного ветра ведет к усилению развития волновых процессов с увеличением до 20-80 % по высоте волны. Уровень турбулентности во многом зависит от того, откуда в прогностическую точку приходят воздушные массы. Ветры северных направлений, как правило, являются более сильными и продолжительными, обуславливая развитие интенсивного волнения. При этом следует отметить, что усиление ветра северных направлений происходит быстрее, а ослабление медленнее.

Ошибки в расчете волн варьируют от точки к точке в зависимости от структуры ветрового поля. При этом пространственное распределение ошибок различно в полях ветра и в полях волнения. Волновые условия в конкретной точке как бы интегрируют во времени и в пространстве эффект предыдущих ветров над океаном, что не всегда дает возможность обнаружить источник ошибок расчета волн.

На это накладываются ошибки, связанные с недостаточным учетом мезомасштабных подсеточных полей ветра, обусловленных локальными конвективными процессами и эффектами орографии прибрежных районов моря. Эти эффекты могут увеличивать или уменьшать силу ветра почти вдвое. Для учета этих эффектов требуются атмосферные модели с высоким пространственно-временным разрешением.

В связи с анализом ошибок прогноза высот волн следует иметь в виду особенности срочных наблюдений за высотами волн, которые обычно используются для этой цели. При работе с данными срочных наблюдений за волнами используется значение высоты волны в срок наблюдения, при этом нет никакой информации о том, как ведут себя ветер и волны между сроками наблюдений. Таким образом, истинное значение высоты волны оказывается неизвестным. Кроме того, элементы ветровых волн обладают большей пространственной изменчивостью, чем элементы волн зыби. Эта особенность определяет различную статистическую структуру полей ветровых волн и волн зыби.

Важно также отметить, что в океане часто наблюдаются так называемые «резонансные эффекты», создаваемые наложением нескольких систем волн, близких по направлению и периоду. При этом возникают экстремально высокие волны при относительно умеренных скоростях ветра. Но такие эффекты также не учитываются волновыми моделями.

Все указанные выше факторы вносят вклад в ошибку прогноза высот волн и, возможно, именно они приводят к значительным «выбросам» в ошибках прогноза.

Список литературы

1. *Абузяров З.К.* Морское волнение и его прогнозирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 166 с.
2. *Давидан И.Н., Лавренов И.В., Пасечник Т.А. и др.* Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР // *Метеорология и гидрология.* – 1988. – № 11. – С. 81–90.
3. *Дымов В.И., Пасечник Т.А., Лавренов И.В., Давидан И.Н., Абузяров З.К.* Сопоставление результатов расчетов по современным моделям ветрового волнения с данными натурных измерений // *Метеорология и гидрология.* – 2004. – № 7. – С. 87–94.
4. *Захаров В.Е., Заславский М.М.* Зависимость параметров волн от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона в слабо турбулентной теории ветровых волн // *Известия АН СССР. – ФАО.* – 1983. – Т.19. – № 4. – С. 406–415.
5. *Захаров В.Е., Заславский М.М.* Кинетическое уравнение и колмогоровские спектры в слаботурбулентной теории ветровых волн // *Известия АН СССР. Сер. ФАО.* – 1982. – Т. 18. – № 9. – С. 970–980.
6. *Захаров В.Е., Заславский М.М.* Форма энергонесущих компонент спектра // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО.* – 1983. – № 3. – С. 282–290.
7. *Лавренов И.В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 499 с.
8. *Матушевский Г.В.* Современные модели расчета ветрового волнения // *Метеорология и гидрология.* – № 6. – 1995. – С. 51-62.
9. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 143 с.
10. Проблемы исследования и математического моделирования ветрового волнения / под ред. И.Н. Давидана. – СПб.: Гидрометеиздат, 1995. – 472 с.
11. *Cavaleri L.* Meteorological Requirements for wave modeling // *WMO/TD.* – № 583. – Report № 29. – 1993. – P. 15.
12. *Zakharov V.E., Zaslavskii M.M., Matushevskii G.V., Kabatchenko I.M., Polnikov V.G.* // Conceptually new wind wave model. The Wind-Driven Air-Sea Interface, Proc. ASI-99. – Sydney, Australia, 1999. – P. 159–164.

ОПАСНОЕ ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ЗИМОЙ 2008-2009 ГГ.

Диагноз и прогноз ветрового волнения представляет большой интерес для мореплавания, рыболовства, гидротехнического строительства, добычи нефти и газа на шельфе и других видов морской деятельности [1, 2]. Наиболее важен прогноз опасных ветровых волн. Согласно типового перечня опасных природных явлений, 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. В данной статье анализируются условия формирования волнения высотой более 8 м в Северной Атлантике в период с декабря 2008 по март 2009 г.

Для анализа использовались карты высот волн на акватории Северной Атлантики в сроки 00 и 06 ч, составляемые в Отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России. Для более полного освещения акватории Северной Атлантики в программе ГИС Метео был сформирован слайд за срок 12 ч с синоптической и гидросиноптической наноской. Также были проанализированы фактические данные максимальных высот волн с заякоренных буёв в Северной Атлантике за сроки 00 и 12 ч.

Для анализа условий формирования опасного ветрового волнения по данным синоптических и гидросиноптических карт были определены следующие характеристики штормовых циклонов и связанного с ними волнения:

- траектории перемещения циклонов с положением их центров в срок 00 ч каждых суток;
- минимальное давление в центре циклона;
- максимальная скорость ветра;
- максимальная высота волны;
- сектора циклонов, в которых отмечалось опасное волнение.

Изучение данных параметров важно как для оперативных, так и для научных целей.[3]. За рассматриваемый период самые сильные штормы наблюдались в январе.

Краткая информация о синоптических и гидросиноптических условиях для некоторых циклонов на 00 ч каждых суток января 2009 г. приведена в табл. 1.

Таблица 1

Характеристики штормовых циклонов в Северной Атлантике в январе 2009 г.

	Дата	Давление в центре циклона, гПа	Максимальная скорость ветра, м/с	Максимальная высота волн, м
Циклон 1	1.01	984	30	8
	2.01	994	15	4
Циклон 2	1.01	985	23	7
	2.01	973	27	9
	3.01	987	20	7
Циклон 3	4.01	991	23	7
	5.01	980	20	6
	6.01	980	20	6
	7.01	979	17	5
	8.01	978	15	4
	9.01	974	15	4
	10.01	959	31	9
Циклон 4	11.01	968	25	8
	10.01	984	25	7
	11.01	966	30	11
	12.01	968	21	8
	13.01	982	17	6
Циклон 5	14.01	994	15	5
	14.01	998	15	4
	15.01	971	27	7
	16.01	967	43	10
	17.01	961	31	12
	18.01	961	34	13
	19.01	966	26	9
20.01	964	30	11	
Циклон 6	14.01	984	27	8
	15.01	970	29	9
Циклон 7	21.01	969	20	5
	22.01	953	25	7
	23.01	947	25	8
Циклон 8	23.01	973	24	7
	24.01	967	31	9
Циклон 9	24.01	978	20	6
	25.01	961	34	9
	26.01	983	30	12
Циклон 10	27.01	967	29	8
	28.01	970	29	9

Из табл. 1 видно, что наиболее опасные ветро-волновые условия наблюдались в циклоне 5 (14-20.01.2009 г.). Максимальные скорости ветра до 43 м/с наблюдались 16.01.09 г. после углубления циклона до 967 гПа, при этом сформировались волны высотой 10 м. В течение последующих двух суток циклон продолжал углубляться до 961 гПа, и, несмотря на снижение максимальных скоростей ветра до 34 м/с, сформировались опасные ветровые волны высотой до 13 м. Для этого циклона

характерно очень быстрое заглубление: падение давления за сутки с 14 по 15.01.09 г. составило 27 гПа, т.е. циклон развивался по типу «взрывного» циклона.

По данным выборки волн с высотой 8 м и более для каждого месяца отдельно в период с декабря 2008 по март 2009 г. рассчитана повторяемость возникновения опасных волн в различных секторах циклонов, которая представлена табл. 2.

Таблица 2

**Повторяемость опасного волнения в различных секторах циклонов
в декабре 2008 – марте 2009 г.**

Сектор циклона	Декабрь 2008 г.		Январь 2009 г.		Февраль 2009 г.		Март 2009 г.	
	Число случаев	Повторяемость (%)	Число случаев	Повторяемость (%)	Число случаев	Повторяемость (%)	Число случаев	Повторяемость (%)
Тыловая часть	12	52	14	58	11	69	10	77
Периферия	7	30	3	13	1	6	1	8
Тёплый сектор	4	18	7	29	4	25	2	15

Из табл. 2 видно, что опасное волнение с высотой волн более 8 м за период с декабря 2008 г. по март 2009 г. развивалось в 52-77 % случаев в тыловых частях циклонов, в 6-30 % случаев - на периферии циклонов перед тёплым фронтом, в 15-29 % - в тёплых секторах глубоких циклонов. На основании этого можно заключить, что возникновение опасного волнения наиболее вероятно в тыловой части циклона за холодным фронтом.

Для каждого месяца в период с декабря 2008 г. по март 2009 г. по данным судовых и буйковых наблюдений в Северной Атлантике были построены карты опасного ветрового волнения. На рисунке представлена карта опасного ветрового волнения для января.

На рисунке можно проследить траекторию уже упоминавшегося циклона 5, центр которого в период с 16 по 18.01.09 сместился от юга Гренландии до южного побережья Исландии; при этом в тыловой части циклона 16.01 наблюдался ураганный ветер до 43 м/с, высота штормовых волн 18.01.09 достигла 13 м.

Также можно отметить штормовое волнение, вызванное обширным циклоном 9 в период с 25 по 26.01.09, центр которого находился в районе Шотландии. Давление в центре циклона составило 961 гПа, максимальная скорость ветра была 34 м/с, а высоты штормовых волн достигали 12 м. Волнение, вызванное этим циклоном, охватило почти всю акваторию Бискайского залива.

В результате анализа штормовых циклонов, наблюдавшихся над акваторией Северной Атлантики за период с декабря 2008 г. по март 2009 г., можно сделать следующие выводы:

– по количеству наблюдавшихся штормовых циклонов выделяются декабрь и январь, в каждом из которых отмечено по 10 случаев циклонов, сформировавших опасное волнение. В феврале и марте циклоническая активность стала заметно ослабевать. В феврале было отмечено 6 циклонов, которые вызвали опасное волнение, а в марте – только 3 циклона;

– наиболее низкое давление 947 гПа было отмечено 23.01.09 г. в циклоне, центр которого располагался к северо-западу от Великобритании, скорость ветра в нём достигала 25 м/с. В декабре и феврале минимальное давление в штормовых циклонах составляло 962 гПа, а в марте – 973 гПа. То есть минимальные значения давления в центрах циклонов напрямую зависят от циклонической активности данного периода. В месяцы с наибольшей циклонической активностью отмечены наименьшие значения давления, а в месяцы, когда активность циклонов ослабевала, минимальные значения давления возросли;

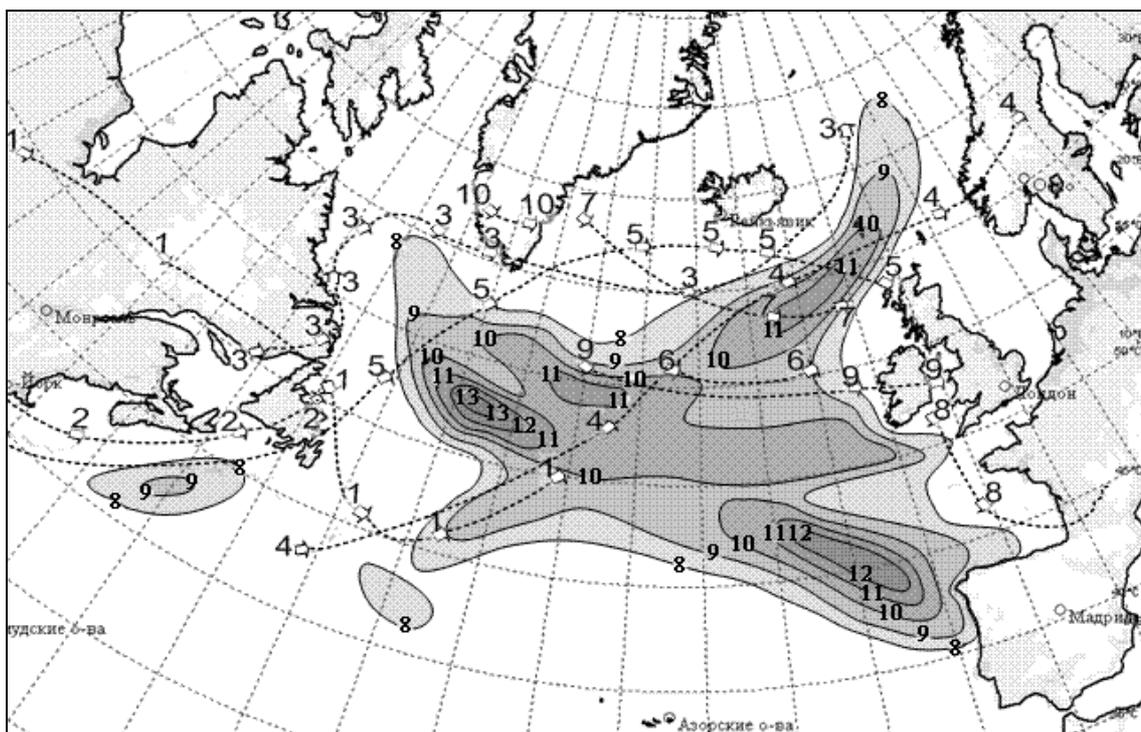
– максимальные значения скоростей ветра также наблюдались в январе: 16.01.09 г. был отмечен ураганный ветер 43 м/с; в декабре значение максимальной скорости ветра составило 39 м/с, в феврале – 42 м/с, в марте – 31 м/с.

– максимальные высоты штормовых волн до 13 м наблюдались в январе, а в декабре, феврале и – не превышали 11 м.

Следует отметить, что за рассматриваемый период наблюдались 2 штормовых циклона (в декабре и январе), траектории которых отличались от остальных (в том числе циклон 8 (23–24.01.09 г.), (см. рисунок). Траектории этих циклонов были нестандартными, так как они смещались с северо-запада на юго-восток в районе Великобритании. Оба циклона развились при регенерации старых заполняющихся циклонов в их южных частях. Смещение циклонов с северо-запада на юго-восток было связано с тем, что в это время над Европой находилась резко выраженная высотная ложбина, над Великобританией на всех уровнях изобарических поверхностей преобладал северо-западный перенос.

Особенностью этих циклонов явилась также стремительность их эволюции; все стадии развития циклоны прошли в среднем в течение двух суток. Оба циклона вызвали шторма с максимальной скоростью ветра в них выше 30 м/с и волнением высотой более 8 м, которое в обоих случаях развилось в тылу этих циклонов.

Таким образом, выполненный анализ позволил уточнить синоптические условия, при которых формируется опасное ветровое волнение в Северной Атлантике.



Высота опасного ветрового волнения (м) в Северной Атлантике в январе 2009 г.
Пунктиром показаны траектории циклонов; цифры на траекториях – номера циклонов;
стрелки – положения центров циклонов в 00 ч каждых суток.

Список литературы

1. Абузяров З.К. Морское волнение и его прогнозирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 166 с.
2. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / Под ред. З.К. Абузярова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – С. 526 .
3. Gulev S.K, Grigorieva V. Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data // Journal of Climate. – 2006. – Vol. 19. – P. 5667–5685.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ РАСЧЕТ РЕКОМЕНДУЕМЫХ КУРСОВ ПЛАВАНИЯ СУДОВ

Введение

Проблема специализированного обеспечения проводок судов рекомендуемыми курсами плавания является не только проблемой обеспечения безопасности, но и экономической проблемой, связанной с рейсообразиваемостью судов, сокращением расхода топлива, производительностью труда и т.д. Одним из главных гидрометеорологических факторов, определяющих эффективность и безопасность плавания, является морское волнение. Волнение ограничивает верхний предел скорости хода любого типа судна, независимо от его размеров и мощности силовой установки. Кроме того, при определенных соотношениях параметров волн и тактико-технических данных судна, могут возникать такие опасные для судна явления, как резонанс бортовой и килевой качки, слеминг, заливаемость судна и потеря его устойчивости, приводящие иногда к аварийным ситуациям.

Задача проводки судов рекомендуемыми курсами - обеспечить наиболее благоприятный маршрут плавания с точки зрения погоды и состояния океана от исходного порта до порта назначения [1–3, 7, 8].

В условиях хорошей погоды и слабого волнения суда следуют кратчайшим расстоянием по дуге большого круга (ДБК). Однако такие условия погоды наблюдаются не часто. В общем случае суда вынуждены отклоняться от ДБК, т.е. идти более длинным, но более благоприятным путем. Оптимальный маршрут выбирается на основе анализа фактической и прогностической информации о погоде и состоянии моря (прежде всего, ветра и волнения) в процессе всего перехода судна через океан.

Более 40 лет прогностические учреждения Росгидромета осуществляют проводку транспортных и рыбопромысловых судов рекомендуемыми курсами плавания на основе синоптического анализа гидрометеорологических условий вдоль маршрута плавания судна. В некоторых развитых странах (Англия, Германия, США и др.) эта работа в значительной степени автоматизирована [10–14]. В России попытки автоматизированного выбора рекомендуемых курсов предпринимались еще в 70-е годы прошлого столетия [4, 6]. Однако

эти попытки в то время не увенчались успехом. Основные трудности состояли в недостаточной технологичности разработанной системы, недоступности использования вычислительной техники и в недостаточном качестве и количестве исходной информации. Сегодня ситуация в этом отношении сильно изменилась.

В последние годы произошли качественные изменения в области гидрометеорологического обслуживания потребителей, обусловленные быстрым ростом возможностей вычислительной техники и прогрессом в методах гидрометеорологических наблюдений с помощью спутников и систем стационарных и дрейфующих буев. Улучшились средства доставки данных наблюдений в прогностические центры и методы их обработки (автоматизированные рабочие места (АРМ), различные графические комплексы и др.). Появились современные программы ведения разветвленных баз данных и управления прогностическим процессом. Наметился общий рост точности и сложности моделей, используемых при подготовке прогностической продукции. Наблюдается быстрое сближение (сращивание) между морской метеорологией и физической океанографией в плане обслуживания морских операций. Зависимость полей волнения от полей ветра определяет тесную связь между волновыми и метеорологическими моделями. Поэтому вслед за развитием атмосферных моделей развиваются и волновые модели. Это отчетливо проявляется в течение последних 40 лет, когда атмосферные и волновые модели в той или иной степени совместно используются в оперативной работе национальных метеорологических центров

Данная статья посвящена проблеме автоматизированного выбора оптимального курса судна по критерию минимального времени перехода между двумя портами на основе учета текущей и прогнозируемой гидрометеорологической обстановки на всем пути плавания.

1. Постановка задачи и исходные данные

Теоретические основы выбора оптимальных путей плавания базируются на решении системы дифференциальных уравнений, описывающих связь между пройденным расстоянием, скоростью хода, направлением движения судна и временем плавания судна.

Поскольку судно рассматривается как материальная частица, то предполагается, что скорость судна достигает своей величины мгновенно, т.е. временные интервалы принимаются пренебрежимо малыми. Тогда траектория движения судна получается из решения следующей системы нелинейных дифференциальных уравнений, записанных в сферической системе координат

$$\frac{d\varphi}{dt} = 1/R \cdot (V \cdot \sin\theta) \quad , \quad (1)$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = 1/R \cdot (V \cdot \cos \theta) , \quad (2)$$

где φ , λ – широта и долгота; R – радиус Земли; V – скорость хода судна.

Уравнения (1 и 2) устанавливают связь между скоростью хода, курсом, пройденным расстоянием и временем плавания судна.

Решение задачи состоит в математическом описании зависимости модуля скорости хода судна V как функции курсового угла волны q_w , который определяется как разность между курсом судна ψ и направлением распространения волн θ ($q_w \equiv \psi - \theta$). При всех заданных исходных данных точное решение задачи достигается методом динамического программирования.

В реальных условиях гидрометеорологические данные (в первую очередь, прогноз волнения) известны обычно на время, меньшее длительности плавания судна любым из возможных маршрутов между портами. Поэтому в этих случаях применяют специальные методы решения задачи. Алгоритм решения задачи основан на общем методе отыскания оптимальных решений [6].

В условиях спокойного состояния поверхности океана кратчайшим путем является дуга большого круга (ДБК), соединяющая начальную P_N и конечную P_K точки маршрута плавания. Поэтому расчет оптимальной траектории ведется относительно ДБК. Координаты кратчайшего пути между точками P_N и P_K и длина S рассчитываются по формулам

$$\varphi = \frac{\arctg(\text{Sin}(\varphi_n - \varphi_k)) \text{tg}(\lambda_n - \lambda_k) / 2}{\text{Sin}(\varphi_n - \varphi_k)} , \quad (3)$$

$$\lambda = \frac{\lambda_n + \lambda_k}{2} - \varphi , \quad (4)$$

$$S = \frac{\text{tg} \varphi_n}{\text{Sin}(\lambda_n - \lambda_k)} , \quad (5)$$

где φ_n , λ_n , φ_k , λ_k – координаты начальной P_N и конечной P_K точек маршрута. ДБК разбивается на отрезки, равные примерно суточному переходу судна, идущего с технической скоростью V_0 .

При расчете оптимального маршрута движения судна приходится иметь дело со сферической тригонометрией.

Курсовой угол судна рассчитывается по формуле

$$\alpha^{\circ} = \operatorname{arctg} \left[\frac{\operatorname{Sin}(\lambda_k - \lambda_n)}{\operatorname{Cos} \varphi_n \operatorname{tg} \varphi_k - \operatorname{Sin} \varphi_n \operatorname{Cos}(\lambda_k - \lambda_n)} \right], \quad (6)$$

где φ_n, λ_n – широта и долгота начала отрезка пути; φ_k, λ_k – широта и долгота конца отрезка пути.

Для определения скорости хода судна в зависимости от высоты волн использовалась универсальная формула, разработанная в 1963 г. в Центральном научно-исследовательском институте морского флота (ЦНИИМФ) [9]

$$V_c = V_0 - (0,745h - 0,257q_w h)(1,0 - 1,35 \cdot 10^{-6} DV_0), \quad (7)$$

где V_0 – техническая скорость судна в узлах; q_w – курсовой угол волн в градусах; D – водоизмещение судна в рейсе в тоннах; h – высота волны в метрах.

Метод выбора рекомендуемого курса плавания основывается на прогнозе волнения. В настоящее время в ГУ «Гидрометцентр России» реализована прогностическая глобальная спектрально-параметрическая модель AARI-PD2, разработанная в ГУ «ААНИИ» [5]. Технологическая линия глобальных прогнозов волнения является согласованной разработкой Гидрометцентра России и ААНИИ. Регулярно два раза в сутки выполняются оперативные прогнозы волнения по всему Мировому океану с сохранением результатов в циклической базе данных. Выходными данными модели являются высота, период и направление распространения волн, зафиксированные в узлах регулярной сетки с пространственным разрешением $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$. Интервал выдачи карт составляет 12 ч.

Модель обладает рядом преимуществ с точки зрения применения ее для оперативных целей, в частности, для расчета рекомендуемых курсов. Это, прежде всего, глобальный охват, надежность и быстродействие. Время счета по модели AARI-PD2 прогноза волнения на трое суток занимает порядка 10 минут. Для сравнения следует сказать, что время счета по известным зарубежным моделям WAVEWATCH и WAM на два порядка больше – 33,5 и 15,5 часов соответственно.

Прогноз средних высот и периодов волн рассчитывается по исходным данным наблюдений, приведенным к 00 ч ВСВ текущих суток. Время обновления прогностических полей – около 06 ч ВСВ. ВСВ – всемирное согласованное время (совпадающее со временем по Гринвичу). Прогноз элементов ветровых волн от 00 ч осуществляется по схеме, приведенной в табл. 1.

На прогностических картах высоты волн соответствуют волнам 12 % обеспеченности.

Кроме волнения на скорость движения судна значительное влияние оказывают также течения, которые необходимо учитывать при расчетах оптимальных путей. К сожалению, в

настоящее время регулярные прогнозы течений по океанам в оперативном режиме не выпускаются. Поэтому при разработке автоматизированной системы расчета рекомендуемых курсов используются режимные характеристики суммарных течений.

Таблица 1

Прогноз элементов ветровых волн от 00 ч

Прогностическое поле	+12 ч	+24 ч	+36 ч	+48 ч	+60 ч	+72 ч
Суммарная высота волн (ветровые волны и зыбь)	→	→	→	→	→	→
Высота и направление ветровых волн	→	→	→	→	→	→
Период ветровых волн	→	→	→	→	→	→
Высота и направление зыби	→	→	→	→	→	→
Период зыби	→	→	→	→	→	→

2. Схема автоматизированного расчета рекомендуемых курсов

Автоматизированная схема расчета рекомендуемых курсов состоит из:

- блока приема и обработки первичной гидрометеорологической информации;
- специализированного банка данных, включающего глобальные диагностические и прогностические поля ветра и волнения, информацию о тактико-технических данных различных типов судов (техническая и плановая скорость судна, тип судна, водоизмещение), информацию о состоянии и виде груза (жидкий, сыпучий, скоропортящийся, контейнерный и т.д.), место размещения груза (в трюме, на палубе и др.), уравнение потерь скорости хода судна на волнении и др.;
- блока расчета параметров рекомендуемого курса (оптимальный маршрут, время перехода, пройденное расстояние, средняя скорость хода судна и др.);
- блока оценки эффективности проводки судна рекомендованным путем, включающего расчет времени и пройденного расстояния вдоль ДБК и климатического стандартного пути;
- разветвленного сервисного блока, обеспечивающего единую автоматизированную технологическую цепочку от ввода исходных данных до получения выходных данных (координаты рекомендованного курса на каждые пройденные сутки, пройденное расстояние вдоль рекомендованного маршрута, общее время перехода, средняя скорость плавания).

Программное средство (ПС) оформлено в виде рабочего места (РМ) «KURS» и предназначено для интерактивной подготовки исходных данных, необходимых для расчета оптимального курса в автоматизированном режиме. ПС «KURS» реализует возможности

визуализации входных данных. ПС установлено на Windows-2000. РМ «KURS» обеспечивается данными от БД «ANAL» и БД «ПРОГНОЗ».

РМ «KURS» представлено как главное окно на рабочем столе ПК оператора-проводчика, на поверхности которого расположены панели, таблицы, функциональное меню, активные элементы, поля редактора. РМ «KURS» позволяет осуществить автоматизированный расчет оптимального пути, а также сформировать последовательные файлы данных (на внешних носителях) для дальнейшего использования. В настоящее время РМ «KURS» установлено в отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России и используется в режиме экспериментальных расчетов.

На экран дисплея или на принтер выводится следующая информация о рейсе:

- даты выхода судна из исходной точки и прихода в конечную точку суточного перехода судна (расчетный шаг), а также дата прихода судна в конечный пункт плавания;
- координаты положения судна на каждом расчетном шаге;
- курс судна на каждом временном шаге;
- время прохождения судном отрезка пути на каждом расчетном шаге и общее время перехода;
- пройденное судном расстояние на каждом расчетном шаге и общее расстояние, пройденное судном от исходного порта до порта назначения;
- средняя скорость хода судна на каждом расчетном шаге и средняя скорость хода на всем переходе;
- результаты послерейсового анализа.

Разработанная система автоматизированного выбора оптимальных курсов плавания судов удовлетворяет определенным требованиям, отвечающим практике сегодняшнего дня.

1. Система доступна для персональных компьютеров, системно связанных с большими компьютерами, на которых выполняются численные анализы и прогнозы метеорологических и океанографических полей. Специалисты службы проводок считывают эти поля в специализированную информационную базу данных, после чего запускают программу расчета рекомендуемых курсов. Такой подход дает возможность придать системе большую гибкость. При этом информационные потоки между блоком расчета рекомендуемого курса и блоками обработки данных организованы таким образом, чтобы во время работы какого-либо одного из блоков системы для него была доступна вся оперативная информация из других блоков, существенно влияющих на результат. Это позволяет добиться увеличения скорости, точности и надежности расчета рекомендуемого курса.

2. Другим важным аспектом автоматизированной системы расчета является выбор метода расчета оптимального пути. В данной работе применен метод динамического программирования, который ранее был детально протестирован и дал хорошие результаты. Метод и алгоритм расчета по нему подробно описаны в [6].

В процессе оперативной работы на ПК обеспечивается визуальный контроль результатов расчета в интерактивном режиме, оператор-проводчик в случае необходимости имеет возможность контролировать и корректировать вводимую в базу информацию.

Работа системы в интерактивном режиме «человек-машина» позволяет операторам-проводчикам вручную вводить в БД «Рекомендованные курсы» необходимую дополнительную информацию о судне и гидрометеорологических условиях, и вся вводимая в систему информация контролируется оператором-проводчиком.

После завершения проводки судна выполняется послерейсовый анализ результатов проводки. Для отображения информации используется дисплей или принтер. Результаты расчета представляются на карте меркаторской проекции либо в виде таблиц.

Разработанная компьютерная программа расчета рекомендуемых курсов «KURS» может быть использована на любом персональном компьютере, связанном электронными сетями с центральными компьютерами Главного вычислительного центра (ГВЦ) и централизованными базами данных NABL, SHOT, ANAL и «ПРОГНОЗ».

Рассчитанный на ПК рекомендуемый курс является предварительным. Решение вопроса об окончательном выборе рекомендуемого курса остается за оператором-проводчиком, который может внести определенные коррективы с учетом текущих погодных условий и состояния поверхности океана и пожеланий заказчика (капитана) на ограничения, накладываемые на выбор курса. Среди этих требований может быть, например, ограничение на высоту волны. В компьютерной программе предусмотрен обход зон, в которых высоты волн превышают заданные ограничения.

3. Порядок действий оператора-проводчика

А. Активизируется управляющая программа «KURS» с помощью «мышки». Она вызывает ряд вспомогательных программ, которые участвуют в автоматизированном расчете оптимального курса и его визуализации: Ship.exe, otladka (файл с отладочной печатью, записанной оператором), otchet, result, seans, VHOD_DAN.txt (входные файлы), VHOD_DAN_ETALON (резервная копия), VHOD_NEW.TXT (программа готовит этот файл для следующего шага просчета), DAN KURS.TXT, OTCHETF, REZULT.TXT (результаты просчета), karta.bmp. Файл KURS.TXT содержит результаты расчета оптимального пути по

прогностическим данным, а файл OTCHETF содержит результаты расчета оптимального пути по диагностическим данным.

Б. Запуск задачи осуществляется нажатием кнопки Ship.exe (интерфейс-Delphi). При этом на панели ПК появляется основное диалоговое окно с информацией, указывающей оператору-проводчику последовательность действий при расчете оптимального курса (рис. 1).

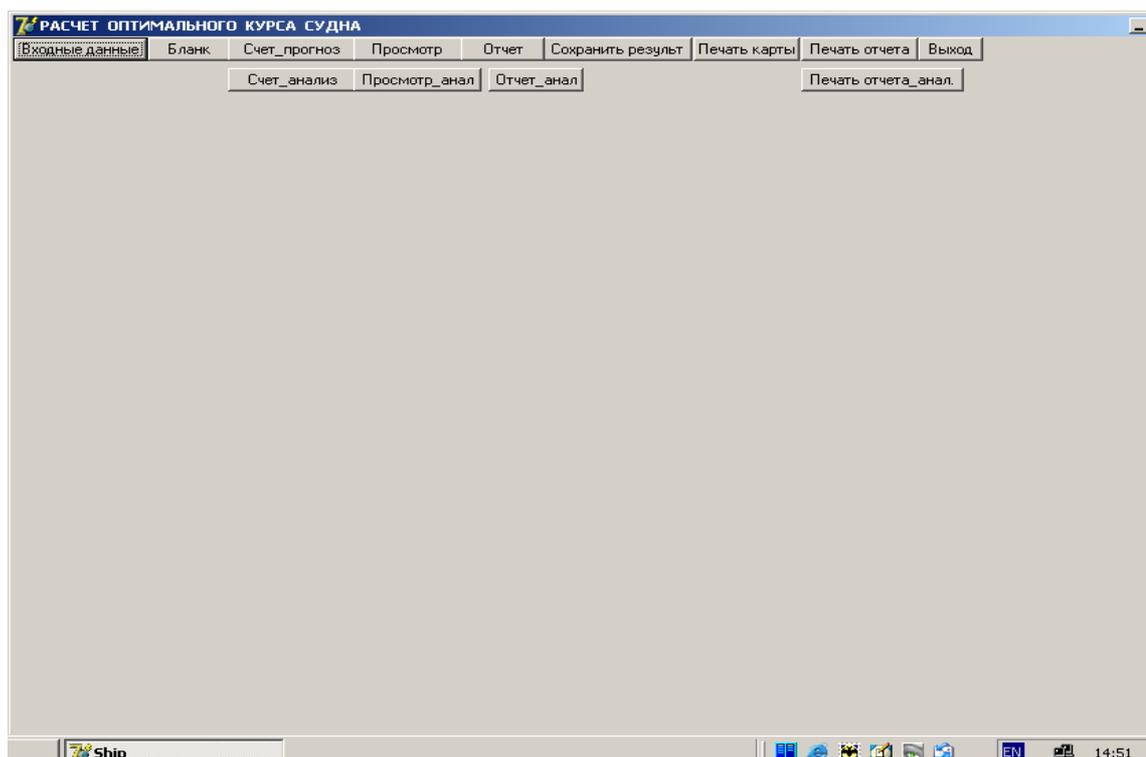


Рис. 1. Основное диалоговое окно с информацией, указывающей оператору-проводчику последовательность действий при расчете оптимального курса

Эта информация состоит из следующих управляющих файлов (процедур): «*входные_данные*», «*бланк*», «*счет_прогноз*», «*просмотр*», «*отчет*», «*сохранить_результат*», «*печать_карты*», «*печать_отчета*», «*выход*». Для выполнения расчетов курса по фактическим данным предусмотрены процедуры: «*счет_анал*», «*просмотр_анал*», «*печать*», «*отчет_анал*», «*печать отчета_анал*».

В. Нажатием кнопки «*входные_данные*» открывается база данных «KURS» и диалоговое окно «*входные параметры*» в форме бланка запроса, в который вручную заносится исходная информация, необходимая для проводки конкретного судна: название рейса (исходный порт и порт назначения), фамилия оператора-проводчика, начальная дата и срок исходных данных, координаты начальной и конечной точек маршрута плавания, время выхода судна (час), дата выхода (день, месяц, год), число суток прогноза, номер

просчета в ч, параметры уравнения потерь скорости хода судна: техническая скорость, коэффициенты уравнения, водоизмещение судна, ограничения на высоту волны (допустимая высота волны, допустимая высота волны при бортовой качке) (рис. 2).

Рис. 2. Исходная информация, необходимая для проводки конкретного судна

Внизу на этой панели имеется две кнопки «принять» и «отменить». Кнопка «принять» нажимается в том случае, если все исходные данные введены правильно и можно начинать счет. Если же в исходных данных обнаружены ошибки, то нажимается кнопка «отменить». После исправления ошибок снова нажимается кнопка «принять».

Г. Следующим шагом нажимается кнопка «бланк», и на экране появляется информация о выборе необходимой для расчета акватории Мирового океана: карта Северной Атлантики или северной части Тихого океана в меркаторской проекции (рис. 3).

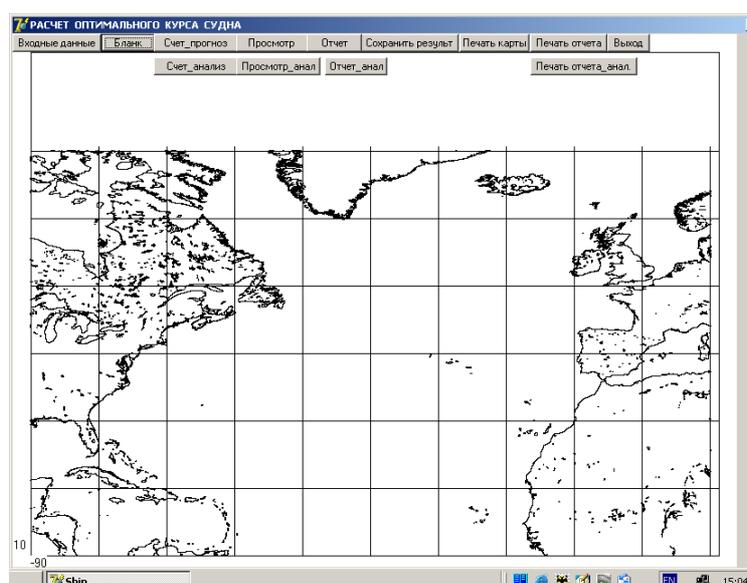


Рис. 3. Бланк-карта Северной Атлантики

Д. Далее нажатием кнопки «*счет_прогноз*» осуществляется счет оптимального курса.

Результаты счета после каждого шага сохраняются. Их можно просмотреть путем нажатия кнопки «*просмотр*». Пример карты с рекомендуемым курсом после первого расчетного шага для синоптического периода 14–18 февраля 2005 г. показан на рис. 4. Тонкой линией с кружочками показана линия кратчайшего расстояния (ДБК).

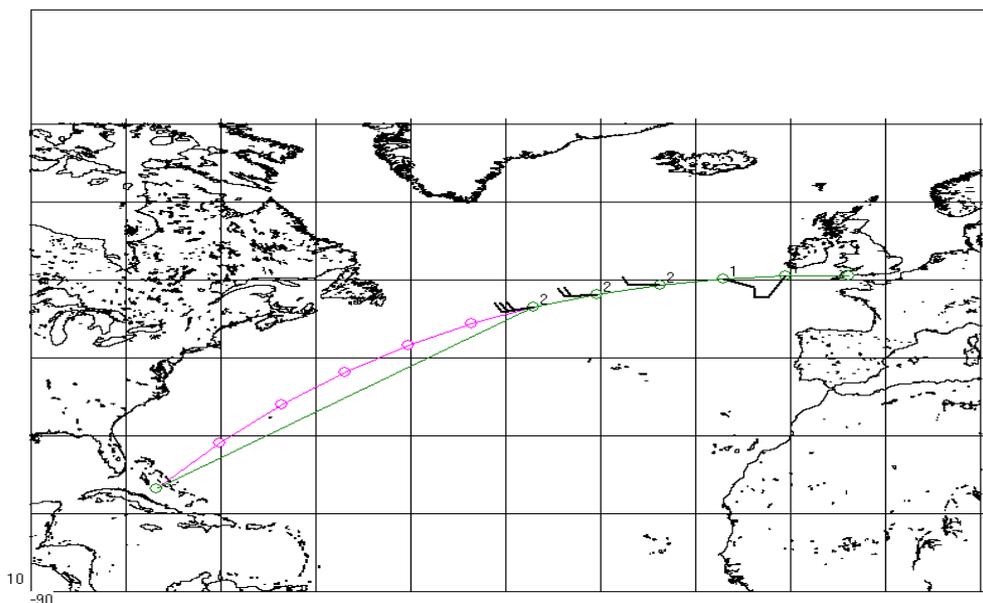


Рис. 4. Расчет рекомендуемого курса вдоль маршрута Английский канал – Гавана на первые пять суток

Е. Нажатием кнопки «*отчет*» на экране ПК появляется таблица с результатами счета. Если этот результат оператора устраивает, то его можно сохранить нажатием кнопки «*сохранить результат*». Он является исходным для счета следующего шага. Нажатием кнопок «*печать_карты*» и «*печать_отчета*» принтер распечатает и то и другое. Если результаты просчета не устраивают, то кнопка «*сохранить результат*» не нажимается, а сразу нажимается кнопка «*выход*». В этом случае не произойдет перехода к следующему шагу просчета, и расчет можно повторить, выполнив пункты А-Е. На последнем шаге появится надпись «расчет закончен», что указывает на то, что расчет закончен по прогностическим данным. Результаты расчета оптимального курса по прогностическим данным сохраняются в файле KURS.TXT для дальнейшего использования.

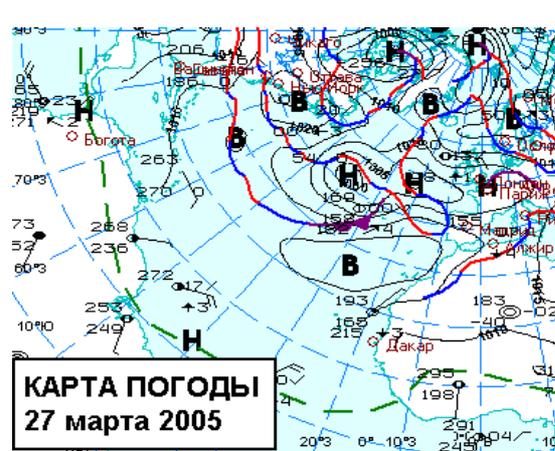
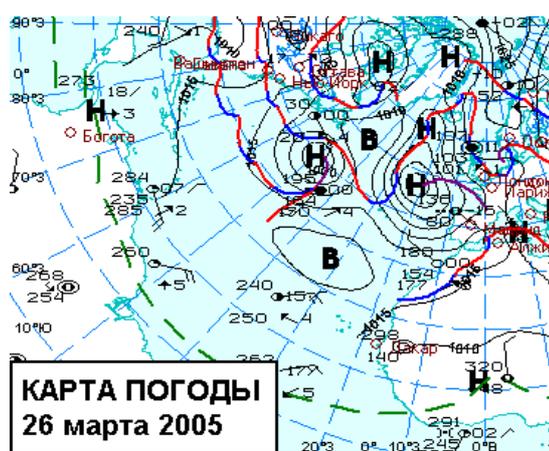
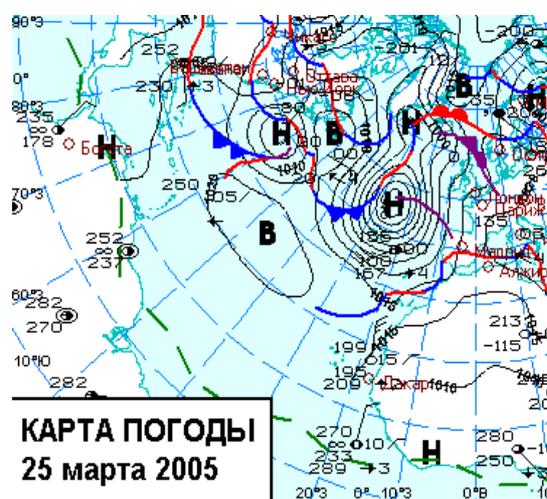
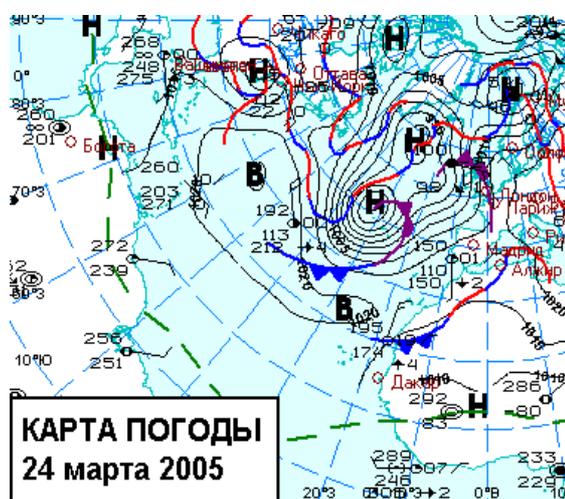
Далее нажатием на кнопку «*счет_анал*» автоматически выполняется «*послерейсовый*» анализ, т.е. рассчитывается оптимальный курс по диагностическим полям волнения. В послерейсовом анализе диагностические поля считываются последовательно, начиная с

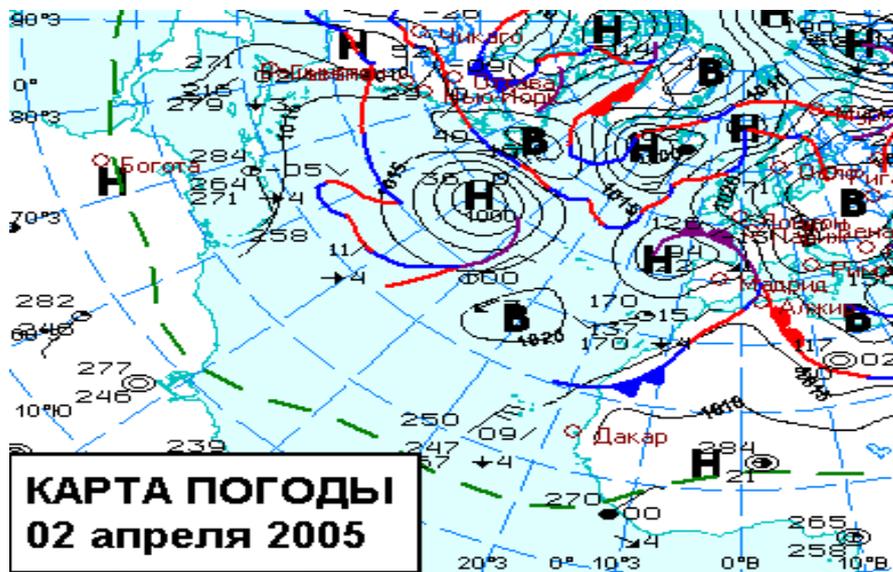
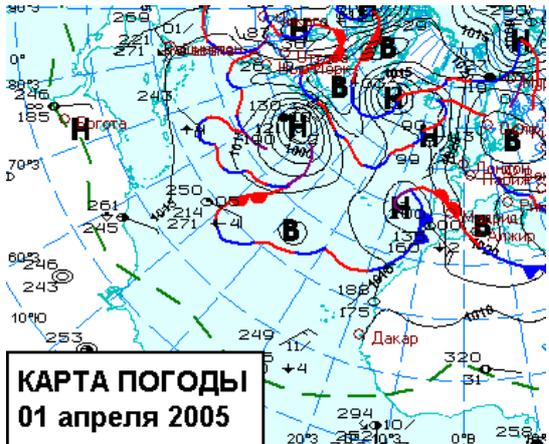
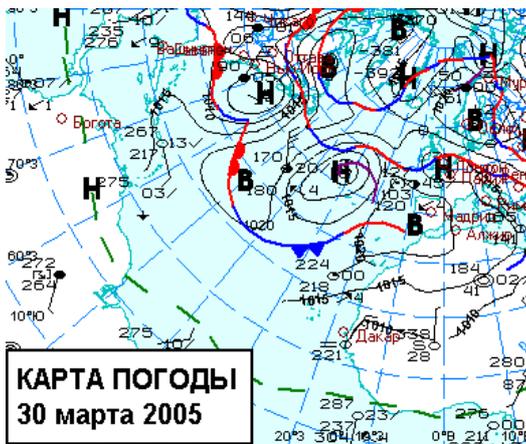
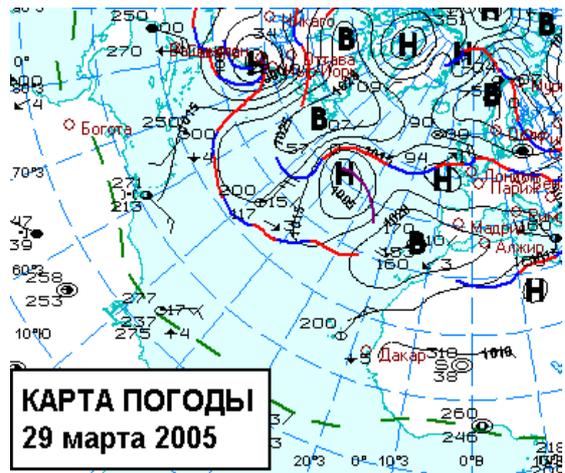
даты выхода судна из исходной точки. Результаты оптимального курса, рассчитанного по диагностическим полям волнения, можно просмотреть нажатием кнопки «просмотр_анал». При этом результаты запоминаются в файле ОТСНЕТФ.

Для завершения работы следует активизировать кнопку «выход». Оператору-проводчику предоставляется диалог завершения работы, включая отказ от него.

4. Модельные расчеты оптимальных курсов

Модель тестировалась на примере плавания судов через Северную Атлантику в период февраль-апрель 2005 г. На рис. 5 в качестве примера показана синоптическая обстановка в Северной Атлантике с 24 марта по 3 апреля 2005 г.





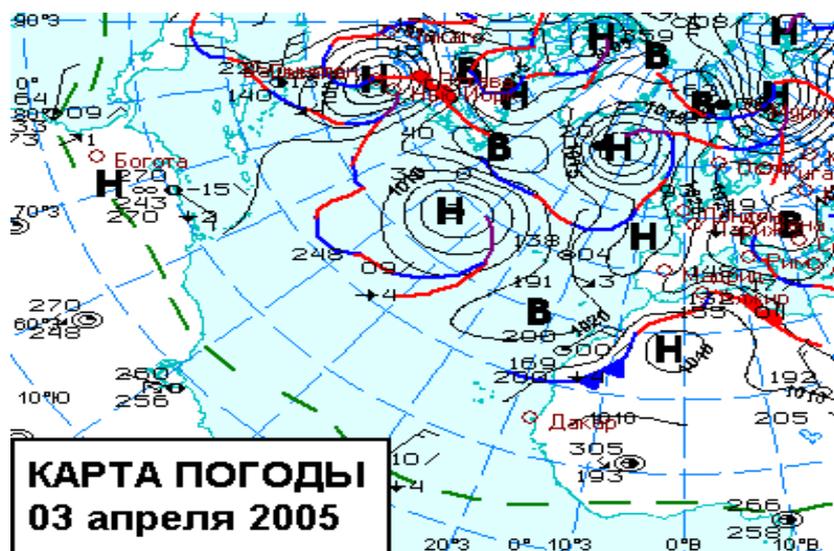


Рис. 5. Синоптическая обстановка в Северной Атлантике в период с 24 марта по 3 апреля 2005 г.

В этот период синоптическая обстановка характеризовалась активной штормовой деятельностью, обусловленной влиянием циклона, расположенного в зоне между 30° и 45° с.ш. В первой половине периода максимальные скорости ветра достигали 30 м/с, а высоты волн 9 м. Южнее и севернее этой зоны синоптическая обстановка оставалась весь период достаточно спокойной. Скорость ветра не превышала 10–12,5 м/с, а высоты волн не превышали 3 м.

По этим исходным картам были просчитаны различные варианты проводок абстрактных судов по различным маршрутам, пересекающим Северную Атлантику в различных направлениях с востока на запад и с запада на восток, при различных заданных технической скорости судна и водоизмещении.

Для каждого из этих направлений рассчитывались ДБК и рекомендуемый курс плавания судна по прогностическим и диагностическим полям волнения (по факту). Результаты расчетов сравнивались между собой и оценивалась эффективность рекомендованного курса. В табл. 2 показаны обобщенные результаты модельных проводок условных судов для 3-х маршрутов: Английский канал – Гавана, Английский канал – порт Сент – Джонс и порт Сент – Джонс – пролив Гибралтар.

На рис. 6 и 7 показаны маршруты плавания абстрактного судна из Английского канала в Гавану и из Гибралтара в порт Сент-Джонс в марте–апреле 2005 г. по фактической (линия с прямоугольниками) и прогнозируемой (линия с ромбиками) синоптической обстановке. Линия с кружочками – ДБК.

Обобщенные результаты модельных проводок условных судов на маршрутах через Северную Атлантику

Маршрут	Период плавания	Исходные параметры			По прогнозу					По факту				
		V_T	D	$h_{пред}$	T	L	V_{cp}	W	h_m	T	L	V_{cp}	W	h_m
Английский канал-Гавана	23.03–04.04.05	11	20	8	358	3643	10,2	14	4,7	339	3544	10,5	17	3,6
	23.03–04.04.05	11	20	6	352	3503	10,0	14	4,5	339	3571	10,6	15	4,9
	14.02–25.02.05	11	20	4	336	3493	10,4	16	3,0	329	3444	10,5	14	3,0
	14.02–25.02.05	15	50	8	251	3643	14,5	9	2,5	269	3884	14,5	18	3,5
Английский канал-Сент-Джонс	23.03–04.04.05	15	20	8	133	1756	13,2	15	5,2	130	1773	13,2	22	3,0
	23.03–04.04.05	15	20	4	157	2220	14,1	12	2,9	141	2004	14,3	19	3,8
	14.02–25.02.05	15	20	6	127	1758	13,9	14	3,0	127	1758	13,9	13	2,6
Сент-Джонс - Гибралтар	23.03–04.04.05	11	20	8	222	2053	9,2	19	5,3	211	2058	9,7	18	3,7
	23.03–04.04.05	11	20	4	236	2211	9,4	18	4,0	215	2093	9,8	19	3,6
	23.03–04.04.05	15	20	8	150	2094	13,9	19	3,8	156	2122	13,6	19	4,6
	14.02–25.02.05	11	20	4	198	2053	10,4	14	3,3	198	2053	10,4	12	3,7
	14.02–25.02.05	15	20	4	145	2072	14,3	12	3,8	145	2072	14,3	9	3,8

Примечания: V_T – скорость хода судна на спокойной воде, уз; D – водоизмещение судна, т; $h_{пред}$ – предельно допустимая высота волны, м; T – общее время перехода, ч; L – пройденное расстояние, морские мили; V_{cp} – средняя скорость хода судна на переходе, уз; W – максимальная скорость ветра на переходе, м/с; h_m – максимальная высота волны на переходе, м.

Заклучение

Модель протестирована на реальных синоптических условиях плавания условных судов при различных заданиях тактико-технических данных. Представленные результаты численных экспериментов с моделью рекомендуемых курсов относятся к северной части Атлантического океана, как наиболее полно обеспеченной данными гидрометеорологических наблюдений, хотя модель при наличии исходных данных позволяет производить расчеты рекомендуемых курсов для любой акватории Мирового океана.

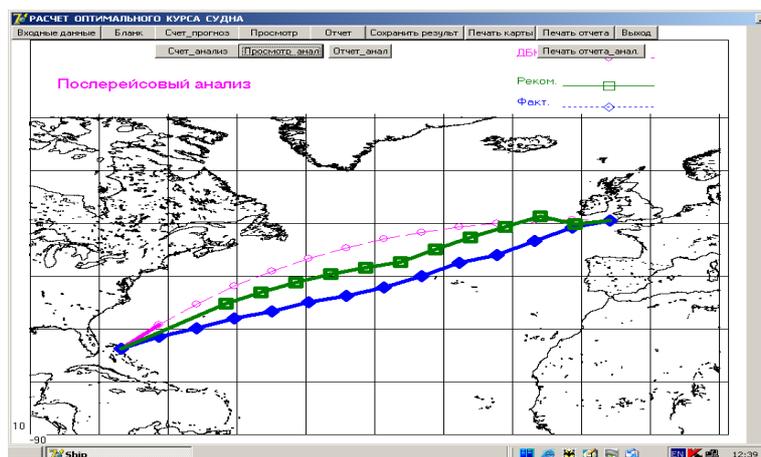


Рис. 6. Пример проводки абстрактного судна из Английский канала в Гавану в марте-апреле 2005 г. (исходные параметры: $V_T=11$ уз, $D = 20000$ т, $h_{пред} = 6$ м)

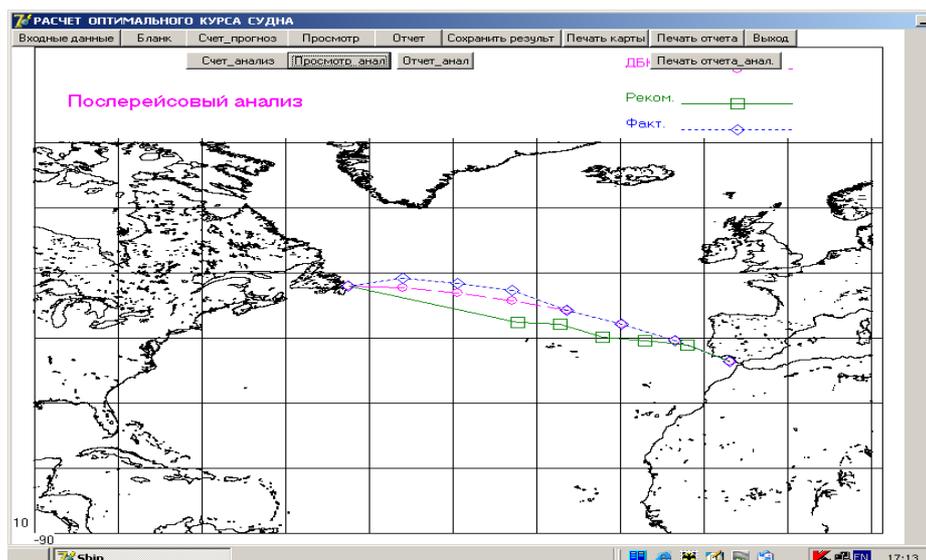


Рис. 7. Пример проводки абстрактного судна из Гибралтара в порт Сент-Джонс в марте-апреле 2005 г. ($V_T=11$ уз, $D = 20000$ т, $h_{пред}=8$ м)

Результаты тестирования чувствительности модели к изменению ее параметров показали, что она хорошо реагирует на изменения всех параметров в большей или меньшей степени. Как и следовало ожидать, модель наиболее чувствительна к изменениям высоты волны, которая оказывает наиболее существенное влияние на поведение судна в море. При этом необходимо отметить, что это влияние наиболее заметно при сильном волнении. Это, как уже отмечалось ранее, связано с тем, что потери скорости хода судна зависят, главным образом, от волнения.

Весь расчет почти полностью автоматизирован и позволяет осуществлять проводку одновременно нескольких судов. Выполненная серия экспериментов позволила уточнить устойчивость решения и определить диапазон возможных изменений заложенных в модель параметров. Численные эксперименты с моделью показали, что разработанное программное обеспечение может быть с успехом использовано для осуществления оперативных проводок судов через океаны. Возможность работы с программным обеспечением в интерактивном режиме на ПК делает ее удобной в практической работе.

В программный комплекс, реализующий метод расчета оптимального пути, включены вспомогательные модули, реализующие расчет некоторых адаптационных коэффициентов и упрощающие верификацию модели. Блочная структура программного комплекса позволяет проводить дальнейшую доработку технологии по результатам тестовых испытаний без существенного изменения программного обеспечения.

Список литературы

1. *Абузяров З.К.* Расчет оптимальных путей плавания судов в океане//Труды Гидрометцентра СССР.– 1968. –Вып.34.– С. 57-68.
2. *Абузяров З.К., Сиротов К.М.* Рекомендуемые курсы плавания судов в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1970.– 91 с.
3. *Абузяров З.К., Баннов К.В.* Выбор наивыгоднейших курсов на основе гидрометеорологических прогнозов// Морской флот.–1965.– № 11.– С. 12–19.
4. *Васильев В.И.* Применение ЭВМ для расчета оптимальных маршрутов судов в Северной Атлантике.- Информационное письмо.– 1981.– № 11(129).– С. 16–25.
5. *Лавренов И.В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 499 с.
6. Плавание судов в открытых водах Мирового океана наивыгоднейшими путями /Абузяров З.К., Андреев Б.А., Бузова Н.К. и др. // Труды ЦНИИМФ. Судовождение и связь.–1965.– Вып. 64.– С. 19–51.
7. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / Под ред. З.К.Абузярова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – 526 с.
8. Руководство по расчету наивыгоднейших путей плавания судов на морях и океанах. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 159 с.
9. *Тарасов А.Н., Сайфуллин Б.И.* Эффективность плавания судов оптимальными путями на линии Европа – Центральная Америка//ММФ СССР. – ЦБНТИ. – Серия «Судовождение и связь». -1970. – 3(29). – С. 18.

10. *Bleik W.E., Faulkner F.D.* Minimal Time Ship Routing//Journal of Applied Meteorology. – 1965. – Vol.4.– P. 217–221.

11. *Faulkner F.D.* Numerical Methods for Determining Optimum Ship Routes//Journal of the Institute of Navigation. – 1964. – Vol. 10. - № 4. - P. 23.

12. James R.W. Application of Wave Forecasts to Marine Navigation. – U.S. Navy Hydrographic Office, SP-1. – 1957. – P. 85.

13. Marks W., Goodman T.R., Pierson W.J., Tick L. J., Vassilopoulos L.A. An Automated System for Optimum Ship Routing // The Society of Naval Architects and marine Engineers. - 1968. – No. 1. – New York, N.Y. 10006. – P. 27.

14. Ship Routing by Numerical means. U.S. Navy Weather Research Facility, Building R-48, U.S. Naval Air Station, Norfolk 11, Virginia. – 1961. – P. 37.

УСОВЕРШЕНСТВОВАННЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА ГОДОВОГО ХОДА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Введение

Возможность прогноза уровня Каспийского моря (УКМ) на один год вперед для условий естественного притока речных вод в Каспий впервые показал Г. П. Калинин [3]. Прогнозы колебаний УКМ по методу Калинина, основанные на приближенном решении уравнения водного баланса, выпускались в оперативном режиме. Впоследствии, в связи с искусственным зарегулированием стока основных рек, питающих Каспийское море, естественное поступление речных вод в море нарушилось, и применение метода Калинина стало невозможным.

В середине шестидесятых годов прошлого столетия в ГУ «Гидрометцентр России» метод был модифицирован применительно к условиям зарегулированного стока рек [4]. Были разработаны практические приемы учета составляющих водного баланса по имеющимся исходным гидрометеорологическим данным, включающим приток речных вод в море, эффективное испарение (испарение минус осадки), сток морских вод в залив Кара-Богаз-Гол, подземный приток вод и объемное расширение моря за счет плотностных изменений воды.

Прогноз УКМ, составленный по этому методу, ежегодно публикуется в бюллетене ГУ «Гидрометцентр России» вместе с обзором состояния уровня и водного баланса за прошлый год и рассылается во все заинтересованные организации. Выходными параметрами прогноза являются ежемесячный ход и средний годовой уровень моря по 7 опорным пунктам, расположенным по периметру Каспийского моря (Махачкала, Баку, о. Жилой, Форт-Шевченко, Куули-Маяк, Туркменбаши и Кара-Богаз-Гол), и средний уровень моря, вычисленный как среднее арифметическое данных наблюдений в этих семи пунктах.

Данный метод имеет эмпирическую основу, поэтому он неоднократно уточнялся [6, 14, 17]. За последние годы оправдываемость прогнозов по данному методу стала носить неустойчивый характер, что, по-видимому, связано как с изменившимся гидрологическим режимом Каспийского моря, так и с тем, что в методе заложены физически недостаточно

обоснованные допущения. В частности, изменились многолетние характеристики составляющих водного баланса, которые учитываются при прогнозировании годового хода уровня. Кроме того, в методе использован недостаточно обоснованный прием расчета трансформации весенней волжской «паводочной волны», распространяющейся с севера на юг по поверхности Каспийского моря. Все это вызвало необходимость пересмотра некоторых положений метода.

Цель работы состояла в усовершенствовании метода прогноза годового хода УКМ, оперативно используемого в ГУ «Гидрометцентр России».

1. Используемые материалы

В работе использованы следующие материалы наблюдений:

- средние месячные и средние годовые данные наблюдений за уровнем моря, температурой воды и воздуха и осадками по 12 прибрежным и островным станциям (Махачкала, Баку, Нефтяные камни, Сумгаит, о. Жилой, Ленкорань, Актау, о. Тюлений, Туркменбаши, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол, Форт-Шевченко) за весь период наблюдений;
- средние месячные данные о расходах воды по замыкающим створам рек Волги, Куры, Урала, Терека, Самура и Сулака;
- данные о сбросах воды Волгоградской ГЭС и данные о водности основных рек, впадающих в Каспийское море.

По этим данным были сформированы многолетние ряды и рассчитаны их статистические характеристики (средние, среднеквадратические отклонения, тренды и др.) и основные составляющие водного баланса моря:

- поверхностный приток речной воды в море с учетом потерь воды в дельте Волги;
- испарение;
- ежемесячные осадки;
- ежемесячный объем стока морских вод в залив Кара-Богаз-Гол.

Для удобства расчетов все данные были сформированы в виде специализированного архива на ПК. Архив содержит статистические сведения об осадках, температуре воды, температуре воздуха, уровне моря по прибрежным и островным гидрометеорологическим станциям и постам, а также данные о суммарном многолетнем помесечном стоке рек, впадающих в Каспий, за период 1925–2006 гг., осадках и испарении. Составлен каталог специализированного архива помесечных гидрометеорологических данных по станциям и постам Каспийского моря.

2. Анализ возможных источников ошибок прогнозов УКМ, выпускаемых ГУ «Гидрометцентр России»

Основной источник ошибок прогноза, по-видимому, связан с недостаточно точным расчетом составляющих водного баланса моря [1, 2, 8]. Сущность расчета водного баланса Каспийского моря как замкнутого водоема заключается в определении объемных величин (км^3) приходной и расходной части за каждый месяц рассматриваемого года и последующем сравнении балансового изменения уровня моря с фактическими изменениями уровня. Проблеме расчета водного баланса Каспийского моря посвящен ряд работ [9–13, 16, 18, 19]. Для суждения о межгодовой и сезонной изменчивости УКМ выполняются расчеты месячных приращений уровня моря (ΔH) по уравнению водного баланса

$$\Delta H_{\Delta t} = \frac{\sum Q_{\text{реч.ст.}}}{S} + \frac{Q_{\text{подз.}}}{S} - \frac{Q_{\text{кбг}}}{S} + P - E \pm \Delta H_{\sigma}, \quad (1)$$

где $\Delta H_{\Delta t}$ – изменение среднего уровня моря за определенный промежуток времени Δt ; $\sum Q_{\text{реч.ст.}}$ – увеличение объема моря за счет суммарного поверхностного стока Волги, Куры, Урала, Терека, Сулака, Самура, иранских рек и междуречья; $Q_{\text{подз.}}$ – объем подземного притока; $Q_{\text{кбг}}$ – объем стока каспийской воды в залив Кара-Богаз-Гол; P – повышение уровня моря за счет осадков, выпавших на поверхность моря; E – понижение уровня моря за счет испарения с поверхности моря; ΔH_{σ} – плотностные изменения уровня; S – площадь моря на момент расчета.

Годовые изменения уровня получались путем алгебраического сложения месячных значений прихода и расхода воды в море.

Ошибки прогнозов УКМ можно понять и объяснить, анализируя составляющие уравнения водного баланса моря (1). Из всех составляющих измеряется только сток Волги. Все другие рассчитываются по эмпирическим формулам.

В качестве показателя объема волжского стока используются плановые данные о сбросах воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС на 2-й квартал текущего года. Однако плановые цифры не всегда выдерживаются, и, когда готовится прогноз, точная величина сброса бывает неизвестна. Поэтому прогноз приходится уточнять в июле или в августе, если фактические объемы сброса сильно расходятся с плановыми объемами сброса. В весенние месяцы (апрель–май) формируется основная доля годового притока речных вод в море, и, естественно,

ошибки весенне-летних месяцев сказываются на оправдываемости среднего годового уровня моря.

В табл. 1 представлены данные о плановых и фактических сбросах воды в Нижнюю Волгу по годам.

Таблица 1

Плановые ($Q_{пл}$) и фактические ($Q_{ф}$) сбросы Волгоградского водохранилища во 2 квартале

Годы	Объем сбросов, км ³		
	$Q_{пл}$	$Q_{ф}$	$Q_{ф} - Q_{пл}$
1980	80–82 (81*)	82	+1
1981	105	128	+23
1982	77–80 (78*)	77	-1
1983	85	90	+5
1984	65	71	+6
1985	105	117	+12
1986	105	121	+16
1987	90	108	+18
1988	92	125	+33
1989	98	113	+5
1990	145	180	+25
1991	140	181	+41
1992	110	134	+24
1993	110	141	+31
1994	140	164	+24
1995	125	155	+30
1996	70	62	+8
1997	80	115	+35
1998	110–130 (120*)	140	+20
1999	125–145 (135*)	127	-8
2000	90–120 (105*)	109	+4
2001	115–125 (120*)	134	+14
2002	105–130 (115*)	123	+8
2003	120–140 (130*)	103	-27
2004	100–120 (110*)	106	-4
2005	125–144 (135*)	136	+1
2006	85	77	-8

* – Принятые значения при составлении прогноза

Табл. 1 показывает, что в 22 случаях из 27 фактические сбросы превышали плановые; среднее превышение фактических сбросов над плановыми сбросами составило 12,4 км³. Максимальное превышение фактических сбросов над плановыми сбросами было в 1991 и

1997 гг. (41 и 35 км³ соответственно), а минимальное – в 1980 и 2005 гг. (1 км³). В 1999, 2003, 2004 и 2006 гг. фактические сбросы были меньше плановых сбросов на 8, 27, 4 и 8 км³ соответственно.

Временной ход фактических и плановых сбросов воды Волгоградской ГЭС показан на рис. 1.

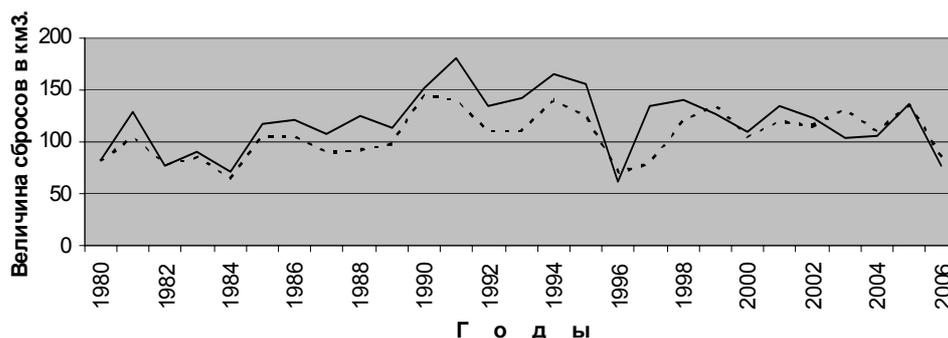


Рис. 1. Ход фактических и плановых сбросов воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС в 1980-2006 гг.

Из рис. 1 видно, что с 1985 по 1998 г. фактические сбросы превышали плановые. В предшествующие и последующие этому периоду годы фактические и плановые величины сбросов были достаточно близки друг к другу. Объяснение такому поведению сбросов, по-видимому, лежит в действиях энергетиков, которые в известной степени перестраховываются в плане поддержания достаточных запасов воды в водохранилище. Другая причина ошибок прогноза связана с недостаточно точным учетом объемов речной воды, непосредственно поступающей в Каспий. Дело в том, что часть стока теряется в процессе испарения и инфильтрации на участках от ГЭС до моря. Однако эти потери оцениваются приближенно из-за слабой изученности этого процесса и отсутствия необходимых данных наблюдений, при этом ошибки могут достигать 50 % и более.

Третьим источником ошибок прогноза является довольно быстро меняющиеся во времени и в пространстве гидрометеорологические и антропогенные режимы моря, причем эти изменения носят существенно нелинейный характер. В силу этого создаются проблемы в оценках статистических характеристик гидрометеорологических величин, таких как испарение, осадки, уровень моря, которые используются при составлении прогнозов. Выбор продолжительности лет, по которым должны рассчитываться статистические характеристики – задача далеко не тривиальная и требует тщательного статистического анализа временных

рядов. В табл. 2 показано, насколько существенно меняются средние статистические значения остаточного члена уравнения водного баланса $(E - P + Q_{подз.} \pm \Delta H_{\sigma})$ за различные периоды.

Таблица 2

Средние многолетние месячные значения остаточного члена $(E - P + Q_{подз.} \pm \Delta H_{\sigma})$ за различные периоды, мм

Периоды осреднения	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1925–2006	–24	–22	–22	–30	–52	–85	–116	–133	–120	–86	–51	–35
1925–1964	–46	–31	–15	–2	–1	–89	–95	–123	–155	–124	–70	–58
1978–1988	–47	–48	–26	8	–6	–31	–82	–118	–129	–126	–63	–54
1978–2006	–34	–28	–25	–34	–53	–81	–108	–127	–126	–98	–65	–44
1980–1985	–52	–37	–31	5	3	–34	–82	–120	–115	–120	–62	–55
1940–1970	–32	–34	–21	–24	–40	–77	–90	–116	–126	–94	–68	–49
Среднее	–43	–37	–27	–16	–28	–68	–97	–124	–132	–113	–69	–54

В процессе оперативной эксплуатации метода было обнаружено систематическое занижение прогнозируемых величин уровня по сравнению с фактическими величинами. Возможны три причины такого занижения. Одна из причин ошибок состоит в недостаточно точном учете выпадающих на поверхность моря осадков. Другой причиной могут быть завышенные результаты расчетов испарения по эмпирической формуле

$$E = 4,29E_{t_w} + 8, \quad (2)$$

где E_{t_w} – максимальное насыщение водяного пара при температуре воды, взятой за предшествующий месяц; t_w – температура поверхности моря.

Коэффициент корреляции этой зависимости при временном сдвиге один месяц по данным прибрежных станций составляет 0,95, а синхронная связь – 0,65.

Согласно этой формуле, годовой ход величины испарения тесно связан с годовым ходом температуры поверхности моря на прибрежных станциях, что не совсем согласуется с действительным внутригодовым распределением испарения. Наибольшее испарение с поверхности моря происходит не в месяцы с максимальной температурой поверхности моря, а в холодную часть года, когда скорость ветра и дефицит влажности воздуха непосредственно у поверхности моря достигает максимальных значений. Учитывая то обстоятельство, что температура воды в открытых районах моря ниже, чем в прибрежных районах, рассчитанные

по формуле (2) значения испарения всегда будут завышенными. Поэтому предлагается расчетную величину испарения уменьшить примерно на 20 %.

Третьей возможной причиной, как отмечено в работе [15], является неучтенное приращение уровня моря за счет трансформации весенней волжской паводочной волны по поверхности Каспийского моря. Для расчета приращений УКМ за счет трансформации весенней паводочной волны авторы применили искусственный прием корректировки прогноза уровня моря, воспользовавшись способом приближенного расчета неустановившегося движения водных масс в реках, изложенным в [5].

На основе совместного анализа стоковых приращений уровня $\Delta H_{\text{сток}}$ и фактических изменений уровня моря ΔH_{ϕ} сделан вывод о том, что время «добегания» волжской воды неодинаково для разных районов моря. Для пунктов, расположенных ближе к устью Волги (Махачкала и Форт-Шевченко), оно по предварительным данным составляет около одного месяца, а для пунктов значительно удаленных от устья Волги (Баку, о. Жилой, Туркменбаши, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол) – около двух месяцев. Поэтому для корректировки прогноза УКМ с 1987 г. в прогноз стали вводить поправку, учитывающую приращение уровня за счет трансформации волжской весенней паводочной волны. Эта поправка для пунктов Махачкала и Форт-Шевченко рассчитывается по формуле

$$\Delta H_{\text{сток}}^i = \frac{\Delta H_{\text{сток}}^{i-1} + 2\Delta H_{\text{сток}}^i + \Delta H_{\text{сток}}^{i+1}}{4}, \quad (3)$$

а для пунктов Баку, о. Жилой, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол и Туркменбаши по формуле

$$\Delta H_{\text{сток}}^i = \frac{2\Delta H_{\text{сток}}^{i-1} + \Delta H_{\text{сток}}^i + \Delta H_{\text{сток}}^{i+1}}{4}. \quad (4)$$

Применение этого способа к условиям Каспийского моря вряд ли может быть оправдано. В море нет однонаправленного устойчивого потока, как в реке. На движение волжских паводочных вод накладываются движения, обусловленные другими причинами, например ветровые, стоковые, градиентные и стгонно-нагонные течения. Поэтому значения средних месячных уровней в отдельных пунктах моря не позволяют объективно характеризовать изменения уровня моря, обусловленные только влиянием паводочной волны. Отсутствие соответствующих материалов, характеризующих процесс трансформации весенней паводочной волны при ее распространении с севера на юг, не позволило выполнить исследования и расчеты с необходимой надежностью. Поэтому в усовершенствованном методе эта поправка не вводилась.

Дополнительные ошибки в прогнозе УКМ могут быть обусловлены недостаточно точным учетом стока вод в залив Кара-Бога-Гол и притока подземных вод.

3. Усовершенствованный метод прогноза уровня моря

3.1. Общие положения

Для оперативного прогноза ежемесячных и годовых УКМ уравнение (1) было упрощено и практически сведено к учету двух основных составляющих баланса, которые определяют основной вклад в изменения уровня моря: суммарный приток речных вод в море ($\sum Q_{сток}$) и эффективное испарение ($Q_{эф} = E - P$) (испарение минус осадки). Другие составляющие, такие как подземный сток, изменение уровня в зависимости от изменения плотности воды и сток в залив Кара-Богаз-Гол, вносят незначительный вклад и, в известной степени, компенсируют друг друга. Поэтому приращения уровня моря рассчитывались по формуле

$$\Delta H = \sum Q_{сток} + Q_{эф} . \quad (5)$$

В условиях зарегулированного режима стока основных рек, питающих Каспийское море, главная приходная часть водного баланса моря – суммарный поверхностный сток $\sum Q_{сток}$, который рассчитывается с учетом данных, предоставляемых энергетиками, и величины стока остальных рек. Полученная таким образом величина суммарного стока рек распределяется по месяцам с учетом соответствующих весовых коэффициентов.

Из-за относительно малой изменчивости от года к году эффективного испарения $Q_{эф}$ по сравнению с изменчивостью поверхностного притока речных вод, ежемесячные значения этой величины в практических расчетах принимаются средними многолетними. Средние многолетние ежемесячные величины эффективного испарения $Q_{эф}$, вычисленные по большому ряду (1924-2006 гг.) для 7 пунктов и по морю в целом, представлены в табл. 3.

3.2. Схема прогноза годового хода уровня моря по уточненной методике

Предлагаемый усовершенствованный метод прогноза УКМ существенно проще существующего и не уступает ему по точности. По применяемому в настоящее время методу сначала рассчитывается уровень моря для 7 базовых пунктов (Баку, о. Жилой, Махачкала, Форт-Шевченко, Куули-Маяк, Туркменбаши, Кара-Богаз-Гол) при одних и тех же значениях суммарного стока и затем путем арифметического осреднения получается средний уровень

моря, что является не совсем корректной процедурой, так как приращение УКМ за счет речного притока в различных пунктах различно. Кроме того, применяемая процедура составления прогноза довольно трудоемкая.

Таблица 3

Средние многолетние ежемесячные величины эффективного испарения $Q_{эф}$
для 7 базовых пунктов и по морю в целом, мм

Пункты	Месяцы												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Баку	-34	-25	-28	-32	-55	-91	-127	-147	-138	-105	-68	-45	-894
о. Жилой	-39	-33	-32	-36	-54	-81	-116	-142	-143	-105	-71	-42	-895
Махачкала	-21	-16	-16	-24	-31	-54	-84	-105	-90	-73	-45	-28	-585
Форт-Шевченко	-33	-28	-24	-27	-44	-74	-112	-129	-111	-87	-57	-38	-763
Куули-Маяк	-40	-34	-30	-39	-58	-81	-90	-109	-131	-107	-74	-54	-845
Туркменбаши	-34	-29	-24	-39	-67	-103	-127	-146	-147	-111	-71	-48	-945
Кара-Богаз-Гол	-38	-34	-22	-40	-61	-83	-97	-109	-125	-97	-69	-50	-825
Среднее по морю	-34	-28	-25	-34	-53	-81	-108	-127	-126	-98	-65	-44	-822

Таблица 4

Средние многолетние помесячные приращения уровня моря $\Delta\bar{H}$
для 7 базовых пунктов и их среднеквадратичные отклонения \bar{S}

Пункты	Стат. характ.	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баку	$\Delta\bar{H}$	1.4	0.4	1.8	4.8	8.3	10.9	4.3	-4.9	-10	-9	-4.3	-1.7
	S	5.0	4.8	4.7	3.8	3.0	4.6	5.2	3.3	5.0	4.7	4.2	3.9
о. Жилой	$\Delta\bar{H}$	1.8	0.0	1.7	4.2	8.2	11.2	4.7	-4.4	-10	-10	-3.5	-1.9
	S	5.7	4.0	4.0	4.3	4.4	5.0	5.3	5.0	4.5	5.3	6.2	5.9
Махачкала	$\Delta\bar{H}$	3.6	-2	1.3	4.5	7.3	8.4	2.2	-3.7	-8	-7	-0.9	-1.5
	S	8.6	7.0	6.2	4.6	4.1	5.8	5.7	4.5	5.3	5.1	6.0	6.1
Форт-Шевченко	$\Delta\bar{H}$	2.5	-1	2.2	5.4	8.1	8.7	2.3	-5.3	-8	-7	-3.0	-1.5
	S	4.3	4.3	3.5	3.5	3.2	4.1	5.2	3.4	3.1	3.0	3.5	4.3
Куули-Маяк	$\Delta\bar{H}$	2.3	0.4	2.1	5.0	7.8	9.4	5.9	-2.9	-12	-9	-4.5	-0.4
	S	9.4	9.7	2.7	3.3	6.0	4.7	6.3	9.2	8.1	3.8	11.6	11.5
Туркменбаши	$\Delta\bar{H}$	2.0	0.8	1.1	5.0	7.7	9.8	7.1	-3.9	-12	-10	-2.8	-1.4
	S	3.1	7.6	9.0	5.1	3.7	5.1	5.1	5.6	4.5	6.2	5.3	3.8
Кара-Богаз-Гол	$\Delta\bar{H}$	1.4	-1	3.2	5.8	7.5	9.5	4.1	-4.8	-11	-8	-3.8	-1.4
	S	4.9	3.9	4.7	4.4	3.6	4.7	6.1	4.0	3.6	3.4	4.3	4.3

По усовершенствованному методу, наоборот, сначала рассчитывается средний уровень моря. Уровни для отдельных пунктов получаются путем прибавления к среднему УКМ средних многолетних отклонений уровней в отдельных пунктах от среднего уровня моря. Величины средних многолетних помесечных приращений уровня моря для отдельных пунктов для каждого месяца года $\Delta\bar{H}$ и их среднеквадратичные отклонения S представлены в табл. 4. Величины средних отклонений уровня моря $\Delta\bar{H}$ от среднего уровня моря и их средних квадратичных отклонений (\bar{S}) для 7 базовых пунктов приведены в табл. 5 (период осреднения 1925-2006 гг.) Данные таблицы свидетельствуют о том, что наиболее надежными для применения метода прогноза уровня, основанного на решении уравнения водного баланса, являются данные пунктов Баку, о. Жилой и Туркменбаши.

Таблица 5

Величины средних отклонений уровня моря $\Delta\bar{H}$ и их средних квадратичных отклонений (\bar{S}) от среднего уровня моря \bar{H} для 7 пунктов

Пункты	Стат. характ.	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баку	$\Delta\bar{H}$	3	3	3	3	4	4	4	3	4	3	2	3
	S	11	12	10	11	11	12	11	12	11	10	11	10
о. Жилой	$\Delta\bar{H}$	5	5	4	3	4	5	5	5	5	4	4	4
	S	7	7	7	7	6	7	7	9	8	7	8	8
Махачкала	$\Delta\bar{H}$	8	7	5	5	5	5	4	6	6	6	7	7
	S	8	7	5	5	5	5	4	6	6	6	7	7
Форт-Шевченко	$\Delta\bar{H}$	9	8	8	8	9	7	5	4	6	8	8	8
	S	6	6	6	5	6	6	6	7	5	6	6	5
Куули-Маяк	$\Delta\bar{H}$	-3	-1	-3	-3	-3	-3	-2	-1	-2	-3	-4	-3
	S	11	17	6	5	7	5	6	9	6	6	12	6
Туркменбаши	$\Delta\bar{H}$	-4	-3	-4	-4	-4	-5	-2	-2	-4	-5	-5	-5
	S	6	9	7	6	6	6	6	6	6	7	6	6
Кара-Богаз-Гол	$\Delta\bar{H}$	-4	-4	-3	-2	-2	-3	-3	-4	-5	-4	-5	-4
	S	5	6	5	5	6	6	5	6	6	6	7	7

Для оценки оправдываемости прогнозов уровня в отдельных пунктах моря по усовершенствованному методу были уточнены допустимые погрешности ошибок прогноза. Ошибки прогноза зависят как от изменчивости среднего уровня моря ($S_{\bar{H}}$), так и от изменчивости отклонений уровня в данном пункте от среднего уровня моря ($S_{\Delta H}$).

Для определения допустимой погрешности прогноза уровня в каждом пункте вычислялась величина $\sigma = \sqrt{\sigma_H^2 + \sigma_{\Delta H}^2}$. В соответствии с [7], допустимые погрешности

принимались равными: $0,67\sigma$ - при заблаговременности до 2 месяцев, $0,8\sigma$ - при заблаговременности от 2 до 6 месяцев и σ при заблаговременности более 6 месяцев.

Величины допустимых погрешностей, вычисленные таким образом для 7 базовых пунктов, приведены в табл. 6.

Допустимые погрешности прогнозов ежемесячных уровней моря в зависимости от их заблаговременности изменяются в пределах от 11 до 20 см.

Таблица 6

Допустимые погрешности прогноза уровня моря по месяцам для отдельных пунктов (период осреднения 1925-2006 гг.), см

Пункты	Месяцы											
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
Баку	11	11	14	14	14	13	16	16	16	17	16	16
о.Жилой	11	11	13	14	14	14	19	18	17	16	16	16
Махачкала	11	11	13	13	14	15	18	18	18	17	17	16
Форт-Шевченко	11	11	13	13	13	14	16	17	16	16	17	16
Куули-Маяк	11	11	13	16	15	13	23	19	20	20	14	15
Туркменбаши	11	11	13	14	14	14	17	16	15	20	18	16
Кара-Богаз-Гол	11	11	14	14	14	14	17	17	17	17	15	16
Средняя	11	11	13	14	14	14	18	17	17	18	16	16

Для составления прогноза УКМ по отдельным пунктам в качестве исходных данных использовались результаты расчета среднего уровня моря и таблица отклонений уровня моря в отдельных пунктах от среднего уровня моря (табл. 5). Схема прогноза очень простая. К спрогнозированному среднему уровню моря способом, описанным выше, прибавляется или вычитается величина отклонения уровня в отдельном пункте от среднего уровня моря.

Прогноз среднего УКМ составляется в конце апреля на период с мая текущего года по апрель следующего года. Сначала составляется прогноз среднего уровня моря для каждого месяца года при помощи следующих процедур.

1. По фактическим данным о сбросах воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС в январе, феврале и марте текущего года определяется общий объем сбросов воды (км^3) в первом квартале ($Q_{\text{сток}}^{I-III}$).

2. После получения информации об ожидаемом (плановом) объеме сброса воды во 2 квартале текущего года ($Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$) устанавливаются следующие объемы сбросов воды: для апреля $0,209 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$, мая – $0,482 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$ и для июня - $0,309 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$.

Объем сброса воды из водохранилища в Каспийское море в текущем году определяется по формуле

$$Q_{\text{сток}}^{I-XII} = 1,22Q_{\text{сток}}^{I-VI} + 62 . \quad (6)$$

3. Объем сброса воды за период июль-декабрь текущего года определяется по формуле

$$Q_{\text{сток}}^{VII-XII} = Q_{\text{сток}}^{I-XII} - Q_{\text{сток}}^{I-VI} . \quad (7)$$

Он распределяется по месяцам следующим образом: июль – $0,21 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, август – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, сентябрь – $0,16 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, октябрь – $0,16 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, ноябрь – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$ и декабрь – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$. Для каждого месяца текущего года определяется суммарный сток воды в море ($\sum Q_{\text{сток}}$). За январь-март берется фактический сток, а за остальные месяцы – средние многолетние величины стока рек.

4. Объем стока переводится в мм слоя воды. Для этого определяется площадь моря для каждого месяца года по уравнению

$$S = 0,151H + 375,034 , \quad (8)$$

где H – средний уровень моря (см); S – площадь моря (тыс. км²).

Величины стоковых приращений уровня за каждый месяц (мм) получаются делением суммарного объема стока на площадь моря.

5. По сумме величин стоковых приращений уровня и средним многолетним величинам эффективного испарения (табл. 3) вычисляются приращения уровня моря от месяца к месяцу за период с мая по декабрь текущего года и с января по апрель следующего года. В качестве исходного уровня принимается фактический уровень апреля. Начиная с мая, прогнозируемый уровень на каждый месяц получается путем последовательного прибавления рассчитанных ежемесячных приращений к полученному уровню предыдущего месяца.

Пример составления прогноза внутригодового хода среднего уровня моря на 2003–2004 годы.

Плановый объем сброса воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС находился в пределах 120-140 км³. В расчет была принята средняя величина – 130 км³. Фактический уровень моря в апреле 2003 г. составил 86 см. Расчет выполнялся по схеме, представленной в табл. 7.

Схема прогноза среднего уровня Каспийского моря на 2003-2004 гг.

Характеристики	2003 г.									2004 г.			
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
$Q_{\text{сток}} (\text{км}^3)$	33,9	78,4	69,8	24,5	19,9	17,5	18,7	19,9	19,9	19,8	17,5	21,8	33,9
$Q_{\text{сток}} (\text{мм})$	85	196	175	61	50	44	47	50	50	50	44	55	85
$(E - P) (\text{мм})$	-34	-53	-81	-108	-127	-126	-98	-65	-44	-34	-28	-25	-34
$\Delta H_{\text{прог}} (\text{мм})$	+51	+143	+94	-47	-77	-82	-51	-15	+6	+16	+16	+30	+51
$\bar{H}_{\text{прог}} (\text{см})$		91	105	114	109	101	93	88	86	92	94	96	99
$\bar{H}_{\text{факт}} (\text{см})$	86	95	102	108	108	97	93	88	87	88	92	91	95
Ошибка (см)		+4	-3	-6	-1	-4	0	0	+1	-4	-2	-5	-4

Сначала по уравнению водного баланса рассчитывается средний уровень моря, а уровни для отдельных пунктов получаются путем прибавления многолетних величин отклонений уровней в отдельных пунктах от среднего уровня моря.

Пример составления прогноза уровня для отдельных пунктов с мая 2003 по апрель 2004 г. представлен в табл. 8.

По усовершенствованному методу были составлены прогнозы УКМ с 1992 по 2006 г. За период было составлено 1008 прогнозов среднемесячных уровней в отдельных пунктах моря и средних по морю. График ежемесячного хода оправдываемости прогнозов по старому и новому, усовершенствованному методу, приведен на рис. 2.

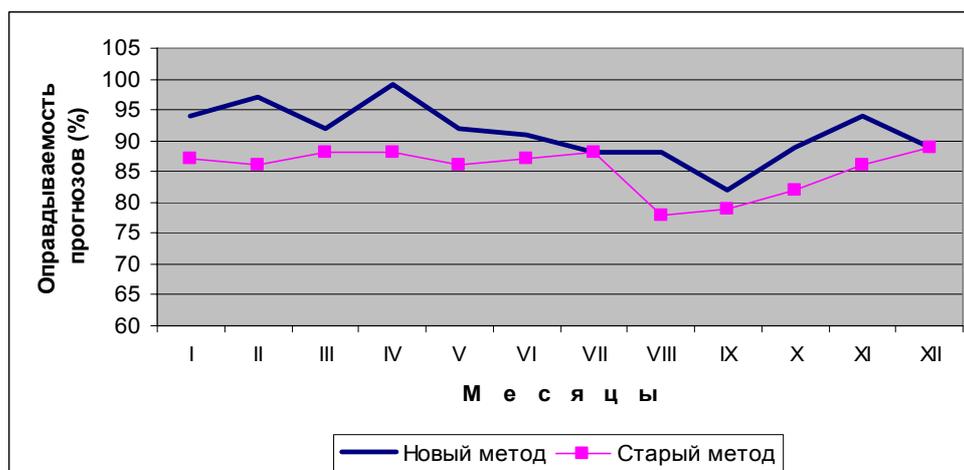


Рис. 2. Помесячный ход средней многолетней оправдываемости прогнозов уровня моря по новому и старому методам.

Схема составления прогноза УКМ на 2003-2004 гг. для базовых пунктов моря

Пункт	Характеристика	2003 г.								2004 г.			
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
	$\bar{H}_{прог} *$)	91	105	114	109	101	93	88	86	83	85	87	86
Баку	ΔH	4	4	4	3	4	3	2	3	3	3	3	3
	$H_{прог}$	95	109	118	112	105	96	90	89	86	88	90	89
о.Жилой	ΔH	4	5	5	5	5	4	4	4	5	5	4	3
	$H_{прог}$	95	110	119	114	106	97	92	90	88	90	91	89
Махачкала	ΔH	5	5	4	6	6	6	7	7	8	7	5	5
	$H_{прог}$	96	110	118	115	107	99	95	93	91	92	92	91
Форт-Шевченко	ΔH	8	7	5	4	6	8	8	8	9	8	8	8
	$H_{прог}$	100	112	119	113	107	105	96	94	92	93	95	94
Куули-Маяк	ΔH	-3	-3	-2	-1	-2	-3	-4	-3	-3	-1	-3	-3
	$H_{прог}$	88	102	112	108	99	90	84	83	80	84	84	83
Туркмен-баши	ΔH	-4	-5	-2	-2	-4	-5	-5	-5	-4	-3	-4	-4
	$H_{прог}$	87	100	112	107	97	88	83	81	79	82	83	82
Кара-Богаз-Гол	ΔH	-2	-3	-3	-4	-5	-4	-5	-4	-4	-4	-3	-2
	$H_{прог}$	89	102	111	105	96	89	83	82	79	81	84	84

* – Спрогнозированные величины средних уровней моря по месяцам (см)

Средняя оправдываемость прогнозов по новому методу составила 91 %, а по старому – 85 %. Выигрыш прогнозов по усовершенствованному методу составил 6 % (табл. 9).

Заключение

В результате выполненного исследования создан усовершенствованный метод прогноза годового хода среднего уровня моря и по 7 базовым пунктам, а также прогноза среднегодового уровня моря. Прогноз уровня моря по усовершенствованному методу более прост и удобен в работе, время расчета существенно сокращается, что очень важно в оперативной работе, при этом по точности метод не уступает, а даже превышает существующий метод.

В процессе работы выполнены следующие усовершенствования существующего метода прогноза, оперативно используемого в ГУ «Гидрометцентр России»:

- уточнены статистические характеристики составляющих водного баланса и уровня моря;
- уточнены допустимые погрешности прогнозов уровня моря;

– предложена новая упрощенная схема составления прогноза уровня моря.

По усовершенствованному методу сначала рассчитывается средний уровень моря, а затем, используя заранее рассчитанную таблицу средних многолетних отклонений уровня моря в отдельных пунктах от среднего уровня моря, определяется среднемесячный уровень моря в каждом отдельном пункте, при этом время составления прогноза существенно сокращается.

Проверка усовершенствованного метода с 1992 по 2005 г. показала высокую среднюю оправдываемость, равную 91 %, превышающую среднюю оправдываемость по существующему методу на 6 %.

Таблица 9

**Помесячная и средняя годовая оправдываемость прогнозов уровня моря (%)
за период с 1992 по 2005 г. по новому и старому методу**

Годы	Метод	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сред год.
1992	новый	86	100	100	100	86	86	71	71	86	86	100	86	88
	старый	100	88	88	75	100	88	88	86	88	75	100	100	90
1193	новый	86	100	100	100	100	86	100	100	100	100	86	86	95
	старый	100	100	100	88	88	88	75	100	88	85	85	100	91
1194	новый	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	старый	100	75	100	86	100	100	100	57	75	71	86	88	87
1195	новый	100	100	100	100	100	100	100	100	86	86	86	71	94
	старый	88	75	88	88	88	88	100	100	75	88	88	88	88
1196	новый	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	старый	62	62	62	100	75	75	75	75	88	100	88	86	79
1197	новый	86	100	57	100	100	100	86	100	71	100	100	100	92
	старый	88	88	88	75	75	80	83	71	86	71	75	88	81
1198	новый	100	100	100	100	100	86	71	43	57	57	71	43	77
	старый	88	86	100	100	100	63	62	50	50	62	71	88	77
1199	новый	57	57	57	86	86	71	43	71	43	71	86	100	69
	старый	62	75	75	75	88	88	75	75	62	86	75	88	76
2000	новый	100	100	71	100	86	100	100	100	86	100	100	100	95
	старый	100	75	75	75	88	100	100	100	100	100	100	100	93
2001	новый	100	100	100	100	86	86	100	100	86	71	100	100	93
	старый	100	100	100	100	100	87	100	75	62	38	50	71	82
2002	новый	100	100	100	100	88	100	88	88	88	100	100	100	98
	старый	71	100	88	100	88	100	88	88	88	100	100	100	93
2003	новый	100	100	100	100	86	100	100	100	100	100	100	100	99
	старый	100	88	88	88	88	88	88	75	88	100	100	100	91
2004	новый	100	100	100	100	86	100	100	86	86	100	100	86	95
	старый	100	100	100	100	62	85	100	75	100	100	100	100	94
2005	новый	100	100	100	100	86	71	57	57	57	71	86	71	80
	старый	62	88	88	88	75	83	88	62	60	75	88	60	76
Сред.	новый	94	97	92	99	92	91	88	88	82	89	94	89	91
	старый	87	86	88	88	86	87	88	78	79	82	86	89	85

Список литературы

1. *Абузяров З.К.* Роль составляющих водного баланса Каспийского моря в месячных и годовых приращениях его уровня // Труды ГМЦ РФ. – 2006. – Вып. 341. – С. 3–27.
2. *Абузяров З.К., Красюк В.С.* Прогноз годового хода уровня Каспийского моря, основанный на приближенном расчете уравнения водного баланса. В кн. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. – С. 310–322.
3. *Калинин Г.П.* Прогноз уровня Каспийского моря // Тр. НИУ ГУГМС. – Сер.VIII. – Вып. 1. – 1941. – С. 72.
4. *Калинин Г.П., Смирнова К.И., Шереметевская О.И.* Водобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1968. – № 9. – С. 45–52.
5. *Калинин Г.П., Милуков П.И.* Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Тр. ЦИП. – 958. – Вып. 66. – С. 21–30.
6. *Луныкова Л.Г.* К вопросу о прогнозе среднего уровня Каспийского моря в условиях современного подъема уровня // Тр. ГМЦ СССР. – 1991. – Вып. 314. – С. 113–122.
7. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 143 с.
8. *Победоносцев С.В., Абузяров З.К., Копейкина Т.Н.* О качестве наблюдений за уровнем Каспийского моря // Тр. ГМЦ РФ. – 2004. – Вып. 339. – С. 22–31.
9. *Потайчук М.А.* О подземном стоке воды в Каспийское море // Тр. ГОИН. – 1970. – Вып. 98. – С. 42–48.
10. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. – 525 с.
11. *Смирнова К.И.* Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря // Тр. ГМЦ СССР. – 1972. – Вып. 94. – С. 123.
12. *Смирнова К.И.* Режим современного и прогноз будущего уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1974. – № 1. – С. 56–62.
13. *Смирнова К.И.* Изменчивость элементов водного баланса Каспийского моря // Тр. ГМЦ СССР. – 1968. – Вып. 34. – С. 26–33.
14. *Смирнова К.И.* Уточнение метода прогноза уровня Каспийского моря // Тр. ЦИП. – 1966. – Вып. 156. – С. 103–106.

15. *Смирнова К.И., Шереметевская О.И.* Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня моря // Тр.ГМЦ СССР. – 1967. – Вып. 3. – С. 49–74.
16. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР // Труды ГОИН. – 1972. – Вып. 108. – С. 79–166.
17. *Шереметевская О.И.* Усовершенствование метода прогноза годового хода уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 4.–С. 67–71.
18. *Шереметевская О.И., Смирнова К.И.* Влияние зарегулированного режима рек Волги, Куры и Урала на годовой ход уровня Каспийского моря // АН СССР. – Океанология. – 1966. – Т. VI. – Вып. 5. – С. 788–793.
19. *Шереметевская О.И., Лунякова Л.Г.* Опыт обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами уровня Каспийского моря // Тр. ГМЦ СССР. – Вып. 270. – С. 36–42.

И.О. Думанская, А.М. Котилевская

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МЕТОДИК XX ВЕКА В СОВРЕМЕННОЙ ПРАКТИКЕ ЛЕДОВОГО ОБСЛУЖИВАНИЯ МОРЕПЛАВАНИЯ НА НЕАРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ РОССИИ

Даже на частично замерзающих морях, к которым относятся неарктические моря (Белое, Балтийское, Черное, Азовское, Каспийское, Японское, Охотское, Берингово), ледовая обстановка бывает сложной и требует специализированного гидрометеорологического и ледового обслуживания. Современная технология такого обслуживания в ледовый период основана на реализации комплексного подхода, включающего использование климатических представлений, данных гидрометеорологических станций (ГМС), спутниковой и прогностической информации.

Для решения стратегических навигационных вопросов (планирование морских операций в ледовый период, определение сроков начала и окончания зимней навигации, оптимизация использования ледоколов) большое значение имеет учет возможных ледовых условий в предстоящую навигацию. Такие вопросы обсуждаются и решаются на уровне морских администраций портов и судоходных компаний задолго до начала ледового периода и требуют использования долгосрочного ледового прогноза (заблаговременностью от 15 суток до 2 месяцев и более).

Для долгосрочного ледового прогнозирования используются преимущественно физико-статистические методы. При этом из многообразия факторов, определяющих интенсивность или сроки наступления того или иного ледового явления, необходимо выбрать те факторы, которые являются главными для развития ледового явления в данное время и в данном районе моря. Прогнозы ледовых явлений основываются на учете составляющих теплового баланса, климатических особенностей региона и влияния атмосферных процессов. Перед началом разработки прогностической методики необходимо проанализировать относительную роль факторов, предшествующих ледовому явлению, с учетом принадлежности к той или иной макроциркуляционной эпохе, сезону года и местным условиям.

Прогноз осенних ледовых явлений, процессов ледообразования, начинается с того момента, когда вода в результате выхолаживания достигает температуры кристаллизации льда. Это наступает тем скорее, чем больше теплоотдача воды (определяемая, прежде всего, температурой воздушной массы, находящейся над акваторией моря) и чем меньше теплонакопление за предшествующий весенне-летний период (определяемое температурой воды). В свою очередь, температура воздушной массы определяется особенностями макроциркуляции атмосферы и океана, интенсивностью и взаиморасположением центров действия атмосферы (ЦДА) и т.д. Именно эти факторы необходимо учесть при разработке прогноза осенних ледовых явлений.

Прогноз зимних ледовых процессов (нарастания толщины и увеличения количества льда) учитывает, прежде всего, два основных фактора: температуру воздуха и режим ветра. На суммарный результат ледонакопления к определенному моменту времени влияет сумма отрицательных температур воздуха, накопленная от дня перехода температуры воздуха через 0 °С к отрицательным значениям до дня, на который прогнозируется данная ледовая характеристика (даты появления льда, достижения льдом определенной толщины и т.д.). Эту величину принято называть суммой градусодней мороза СГДМ ($\Sigma(-t_a)$).

Для европейской территории по 120-летнему периоду наблюдений были рассчитаны интервалы критериев суровости зим по суммам градусодней мороза (°С).

Для Белого моря по данным Архангельска:

- мягкая зима > -1180 °С,
- умеренная зима от -1180 °С до -1740 °С,
- суровая зима < -1740 °С.

Для Финского залива по данным Санкт-Петербурга:

- мягкая зима > -470 °С,
- умеренная зима от -470 °С до -970 °С,
- суровая зима < -970 °С.

Для Азовского моря по данным Геническа:

- мягкая зима > -90 °С,
- умеренная зима от -90 °С до -330 °С,
- суровая зима < -330 °С.

Для Азовского моря по данным Ростова на Дону:

- мягкая зима > -260 °С,
- умеренная зима от -260 °С до -560 °С,
- суровая зима < -560 °С.

За 120-летний период на Белом море была выявлена 21 суровая зима и 23 мягких

зимы, на Финском заливе – 22 суровых и 23 мягких зимы, на Азовском море – 29 суровых и 35 мягких зим.

Кроме увеличения мощности ледяного покрова в течение всего ледового периода происходит перераспределение таких площадных характеристик дрейфующего льда, как ледовитость моря и сплоченность льда.

Прогноз весенних ледовых процессов предсказывает время наступления различных фаз разрушения ледового покрова, которое начинается с того момента, когда тепловой баланс поверхности моря становится положительным. С течением времени инсоляция увеличивается, и таяние льда активизируется. Скорость таяния зависит от температуры воздуха над акваторией моря и мощности ледяного покрова, для характеристики которой обычно используются ледовитость и толщина льда. Чем интенсивнее идет таяние льда, тем раньше происходит вскрытие и очищение моря ото льда. Степень ледонакопления моря может быть охарактеризована также суммой градусодней мороза.

При разработке методов долгосрочного прогноза ледовых условий должны учитываться крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы, а также существующие в природе длиннопериодные циклические колебания.

При статистическом подходе к проблеме долгосрочного прогнозирования, как отмечают прогнозисты-практики, нужно использовать простые прогностические зависимости, если они не противоречат физическим представлениям о процессе [6]. Применение в уравнении большого количества предикторов крайне усложняет процесс отслеживания влияния изменчивости каждого из них на результат расчета. Поэтому имеет смысл ограничиваться 2-3 основными предикторами.

В качестве характеристик, оказывающих влияние на ледовые процессы, обычно используются температура воздуха, воды за различные периоды, давление в характерных точках либо разность давления на оптимальных створах, характеризующих направление и интенсивность воздушных переносов.

Ниже приведены типичные уравнения для расчета сроков первого ($D_{пп}$) и устойчивого ($D_{уп}$) появления льда в Архангельске, полученные в Северном УГМС по 20-летним рядам наблюдений для 60-80-х гг. XX века [6]:

$$D_{пп} = 0,06t_{w10/10} + 2,25t_{w15/10} + 0,29Dt_0 - 1,34Dt_{10-1} + 0,23t_{10-2} + 0,99\Delta t_{10} + 17,5 \quad (1)$$

$$D_{пп} = 0,06t_{w10/10} + 2,32t_{w15/10} + 0,30Dt_0 - 0,32t_{9-3} - 1,27t_{10-1} + 0,26\Delta t_{10-2} + 1,04\Delta t_{10} + 25,0, \quad (2)$$

$$D_{уп} = 6,17t_{wmax} - 0,1t_{w10/10} + 0,14t_{w15/10} + 0,64Dt_0 - 0,9t_{9-3} + 1,66t_{10-1} - 0,68\Delta t_{10-2} + 0,73\Delta t_{10}, \quad (3)$$

где Dt_0 – дата перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям;

t_{10-1} – температура воздуха в первой декаде октября;

$t_{w\max}$ – максимальная температура воды, $t_{w10/10}$ – температура воды 10 октября;

Δt_{10} – отклонение от нормы среднемесячной температуры воздуха в октябре;

Δt_{10-2} – отклонение от нормы средней декадной температуры воздуха во второй декаде октября.

Начало отсчета дат – от 21 октября. Средняя заблаговременность полученных зависимостей – менее 10 дней. Анализ уравнений множественной корреляции выявил следующее.

1. Частные коэффициенты корреляции предикторов, входящих в уравнения, с прогнозируемыми датами составляют 0,3–0,4.

2. Суммарные коэффициенты корреляции по зависимому ряду – 0,85–0,90.

3. Наибольшими оказались коэффициенты корреляции для связи сроков начала ледообразования с датами перехода температуры воздуха через 0 °С (0,87) и аномалией среднемесячной температуры воздуха в октябре (0,82). Причем, эти коэффициенты по своим значениям вполне сопоставимы с суммарными, что ставит под сомнение необходимость столь громоздких вычислений.

Как отмечают специалисты Северного УГМС, все значения предикторов при долгосрочном метеорологическом прогнозе имеют низкую оправдываемость, а фактические величины дают малую заблаговременность [6].

Для Белого моря также было установлено:

– изменчивость осенних ледовых фаз (60–65 дней) значительно больше изменчивости весенних ледовых фаз (15–20 дней);

– преемственность в районировании между осенними, зимними и весенними процессами отсутствует, однако она существует между ледовыми фазами каждого из указанных процессов;

– существует синхронность межгодовых колебаний ледовых фаз у различных групп станций [6].

В методической литературе подробно описаны существующие методы прогноза ледовых явлений, разработанные во второй половине XX века [1, 5]. В настоящее время используются найденные в то время подходы к решению прогностических задач. Однако намечаются и новые тенденции, определяемые пониманием неустойчивости статистических зависимостей при смене макроциркуляционных эпох [3].

При разработке методов долгосрочных прогнозов принято придерживаться представлений о преемственности, инерции, аналогичности и цикличности атмосферных и

гидрологических процессов. Например, достаточно четко прослеживается преемственность от предзимья к зиме. Замечено, что меридиональным процессам в январе-феврале, обуславливающим частые вторжения холодного воздуха на европейскую территорию, предшествуют меридиональные процессы в октябре-ноябре, и, напротив, преобладание западной циркуляции в октябре-ноябре влечет за собой преобладание этой же циркуляции в зимние месяцы. Инерционность обеспечивают устойчивые процессы в океане и атмосфере, например, малоподвижный зимний Сибирский антициклон провоцирует длительное поступление холодного воздуха на акватории южных морей России. Большая устойчивость температурных аномалий в океане оказывает влияние на температуру и влагосодержание воздушных масс, движущихся на материк [5].

Развитие синоптических процессов в масштабах длительного периода времени (группа лет, год, сезон) и на обширных пространствах (например, европейская территория России) позволяет выявить крупномасштабные процессы. В связи с этим необходимо установить пространственные связи между метеорологическими и ледовыми параметрами разных морей.

Следует сказать, что климатический анализ и долгосрочный прогноз понятия очень сближенные. Ведь фактически, вероятностный прогноз – это самый надежный вид статистического долгосрочного прогноза. При этом для разработки любого статистического прогноза в современных условиях требуется хорошо сформированный электронный архив, включающий как табличные данные наблюдений на ГМС, так и систематизированную визуальную информацию (карты, снимки, ледовые разведки). В связи с этим в Гидрометцентре России осуществляется формирование электронного ледового архива по единой схеме для всех российских морей.

В конце сентября Гидрометцентр России прогнозирует для неарктических морей на ледовый сезон следующие ледовые параметры:

- начало ледообразования;
- максимальную за ледовый сезон ледовитость (положение кромки);
- максимальную за зиму толщину льда по пунктам;
- очищение моря ото льда;
- продолжительность ледового сезона.

Однако в последние десятилетия возникли проблемы, связанные с ненадежной работой прежних статистических зависимостей.

Сегодня все мы являемся свидетелями климатических изменений. В связи с изменением характера погоды на акваториях морей меняется и характер ледовых условий на этих морях [4]. Эти перемены связаны, прежде всего, со сменой макроциркуляционных

эпох (МЦЭ), для которых особенности динамики воздушных масс могут быть количественно оценены с помощью классификации, разработанной Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом для евро-атлантического сектора [2].

Главной особенностью зональной (западной) циркуляции W являются наблюдающиеся в толще тропосферы волны малой амплитуды, которые быстро смещаются с запада на восток, что выражается в движении в этом направлении и наземных барических образований. При форме E над европейской территорией России наблюдается высотный гребень (заток теплого воздуха из умеренных широт в высокие по его западной периферии), а при форме С – ложбина (заток холодного воздуха из высоких широт). При межширотном обмене массой, количеством движения и энергией, характерном для меридиональных форм E и С, высотные гребни распространяются далеко на север, а ложбины – на юг. Наличие меридиональных составляющих циркуляции атмосферы обуславливает междуширотный обмен массой, количеством движения и энергией.

Всего к настоящему времени за 120-летний период наблюдений выделено 7 макроциркуляционных эпох, возраст каждой из которых от 9 до 26 лет (с конца XIX века по 1902 г. – эпоха С, 1903–1928 гг. – эпоха W, 1929–1939 гг. – эпоха W+E, 1940–1948 гг. – эпоха С, 1949–1965 гг. – эпоха E+C, 1966–1990 гг. – эпоха E, 1991–2005 гг. – эпоха W+E).

Для российских морей в период последней МЦЭ характерно:

- повышение повторяемости штормов в безледный период;
- повышение повторяемости легких ледовых условий;
- нетипичность развития ледовых условий по отношению к стереотипам 50–80-х гг.

[4].

Удалось выявить различные тенденции в развитии ледовых процессов европейских морей (Азовском, Белом, Балтийском), зависящие от принадлежности периода наблюдений к той или иной МЦЭ.

В табл. 1 приведена повторяемость суровых и мягких зим на Белом море, в Финском заливе и на Азовском море для различных МЦЭ за 120-летний период наблюдений.

Анализ таблицы свидетельствует о том, что на этих морях максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональной эпохи С 1940–1948 гг. (33–44 %) и для 80–90-х гг. XIX века (35–47 %), также пришедшихся, предположительно, на эпоху С. В эпохи W+E повторяемость суровых зим оказалась минимальной: для периода 1929–1939 гг. – 9–18 %, для периода 1991–2005 гг. – 0–13 %.

Повторяемость мягких зим на европейских морях России в эпохи С составляет 6–20 %, а в другие эпохи может достигать более 40 %.

Для эпохи E на Балтийском море характерна низкая повторяемость суровых зим и сравнительно высокая повторяемость мягких зим (24 %). Повторяемость мягких зим в эту эпоху на Азовском море очень высокая (32 %), на Белом море – значительно ниже (16 %).

Необходимо также отметить очень высокую повторяемость мягких зим на всех морях в последнюю эпоху W+E – 33–47 %. В Финском заливе суровые зимы в последнюю МЦЭ не наблюдались.

Таблица 1

Повторяемость суровых и мягких зим на европейских морях России для различных МЦЭ

Период	Эпоха	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим (%)	Число мягких зим	Повторяемость мягких зим (%)
Белое море					
1885-1902	C	8	47	1	6
1903-1928	W	1	4	4	15
1929-1939	W+E	1	9	3	22
1940-1948	C	3	33	2	20
1949-1965	E+C	1	6	4	24
1966-1990	E	5	20	4	16
1991-2005	W+E	2	13	5	33
Всего зим		21		23	
Финский залив					
1885-1902	C	6	35	2	11
1903-1928	W	4	15	2	8
1929-1939	W+E	2	18	2	18
1940-1948	C	4	44	1	11
1949-1965	E+C	3	18	3	18
1966-1990	E	3	12	6	24
1991-2005	W+E	0	0	7	47
Всего зим		22		23	
Азовское море					
1885-1902	C	6	40	3	18
1903-1928	W	7	27	7	27
1929-1939	W+E	2	18	2	18
1940-1948	C	3	33	1	11
1949-1965	E+C	5	29	7	41
1966-1990	E	5	20	8	32
1991-2005	W+E	1	7	7	47
Всего зим		29		35	

Исследование проходит в рамках совершенствования метода долгосрочного прогноза ледовых условий на неарктических морях. Крайне важно, что были проверены многие существующие статистические связи, составляющие основу любого долгосрочного прогноза. Прежде всего, был оценен метод долгосрочного прогноза ледовитости, максимальной за зиму толщины льда и продолжительности ледового сезона, разработанный в 80-х гг. прошлого века учеными Гидрометцентра, и сделан вывод о том, что он работает в настоящее время с низкой эффективностью и требует модернизации.

Ученые прошлого века, конечно, понимали, что статистические зависимости имеют ограничения по «срокам годности». Но ряды были настолько малы, а вычислительные средства настолько скудны, что расчеты уравнений регрессии на основе множественной корреляции были очень трудоемкими. Сейчас прогнозисты подошли к пониманию того, что уравнения должны обновляться с определенной периодичностью (например, период может быть равен средней продолжительности макроциркуляционного процесса). При этом возможна замена не только весовых коэффициентов, но и самих предикторов.

Ниже приведены результаты корреляционного анализа связей между суммами градусодней мороза над акваториями европейских морей и характеристиками приземных барических полей в центрах действия атмосферы (Исландский минимум – Рекьявик, Сибирский максимум – Иркутск и Азорский максимум – Понта Делиада). Было предположено, что эти характеристики должны оказывать существенное влияние на развитие атмосферных процессов над Белым, Балтийским и Азовским морями.

Были исследованы семь предполагаемых предикторов: среднемесячные значения давления в ЦДА, разности этих давлений и комплексный барический показатель, характеризующий интенсивность зонального потока. Были определены коэффициенты корреляции между суммой градусодней мороза в пунктах, характеризующих термический режим Белого, Балтийского и Азовского морей и характеристиками в районах ЦДА. Расчет осуществлялся за 12 мес, предшествующих ледовому сезону по 120-летнему ряду наблюдений с разбивкой по МЦЭ.

В табл. 2-4 приведены наиболее значимые собственные коэффициенты корреляции ($K \geq 0,4$) для связи суммы градусодней мороза в Архангельске, Санкт-Петербурге, Ростове-на-Дону с характеристиками ЦДА в различные МЦЭ. Данные по повторяющимся эпохам С и эпохам W+E объединены в единые ряды. Таким образом, ряд лет для двух эпох С составил 26 лет, для эпохи W – 26 лет, для двух эпох W+E – 27 лет, для эпохи E+C – 17 лет, для эпохи E – 24 года.

В табл. 5 приведены максимальные по величине собственные коэффициенты корреляции, характеризующие связь между среднемесячной температурой воздуха в пункте наблюдений в месяцы, предшествующие ледовому периоду, и сезонной суммой градусодней мороза в Архангельске, Санкт-Петербурге и Ростове на Дону.

Анализ табл. 2–5 показывает, что для разных эпох и для разных морей далеко не всегда совпадают предикторы, значения которых следует закладывать в прогностические уравнения, т. е. если мы будем использовать их в уравнениях множественной корреляции, то весовые коэффициенты будут различными для различных эпох.

Таблица 2

**Коэффициенты корреляции для связи суммы градусной морозы
в Архангельске с характеристиками ЦДА в различные МЦЭ**

Месяц	$P_{и}$	$P_{а}$	$P_{с}$	$P_{с-P_{и}}$	$P_{с-P_{а}}$	$P_{а-P_{и}}$	$P_{с} - \frac{P_{а} + P_{и}}{2}$
Эпоха С							
I		0,43	0,43				
IV	-0,55			0,63			0,64
IX		0,56			-0,43		
Эпоха W							
VII	-0,50					0,53	
VIII				0,43			0,43
Эпоха W+E							
III							0,46
V		0,45				0,40	
VIII		-0,40					
IX					-0,40	0,40	
Эпоха E+C							
II				0,44			0,44
III		0,46	-0,61	-0,43	-0,59		
VII			0,53		0,46		
VIII			0,41				
IX				0,40	0,44		
XI			0,42				
Эпоха E							
II	-0,47					0,44	
VI		-0,44			0,50		
IX	-0,40						

Примечание: Здесь, а также в табл. 3 и 4:

$P_{и}$ – приземное давление в районе Исландского минимума;

$P_{а}$ – приземное давление в районе Азорского максимума;

$P_{с}$ – приземное давление в районе Сибирского максимума;

$P_{с-P_{и}}$ – разность давлений районов Сибирского максимума и Исландского минимума;

$P_{с-P_{а}}$ – разность давлений районов Сибирского максимума и Азорского максимума;

$P_{а-P_{и}}$ – разность давлений районов Азорского максимума и Исландского минимума;

$P_{с} - \frac{P_{а} + P_{и}}{2}$ – комплексный показатель, характеризующий энергию зонального потока.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции для связи суммы градусоной мороза
в Санкт-Петербурге с характеристиками ЦДА в различные МЦЭ

Месяц	Ри	Ра	Рс	Рс-Ри	Рс-Ра	Ра-Ри	$Рс - \frac{Ра+Ри}{2}$
Эпоха С							
I			0,40				
II			0,40				
IV	-0,65		0,42	0,75		0,50	0,65
IX		0,40			-0,50		
Эпоха W							
II				0,44			
XII						0,51	
Эпоха W+E							
III			0,48				
IX				0,44		0,51	
X		0,48					
Эпоха E+C							
II							0,42
IV							-0,48
VII			0,47		0,43		
VIII	0,44					-0,45	
IX			0,51		0,61		
Эпоха E							
II	-0,45	0,40		0,42	-0,44	0,53	
X				-0,44			-0,44

Таблица 4

Коэффициенты корреляции для связи суммы градусоной мороза
в Ростове на Дону с характеристиками ЦДА в различные МЦЭ

Месяц	Ри	Ра	Рс	Рс-Ри	Рс-Ра	Ра-Ри	$Рс - \frac{Ра+Ри}{2}$
Эпоха С							
II			0,47				
III					0,51		
IX	-0,51					0,63	
X	-0,45					0,50	
Эпоха W							
III		-0,53			0,44		
X		0,41					
Эпоха W+E							
IX	-0,50			0,40		0,47	
X		0,55			-0,60		-0,40
Эпоха E+C							
III		-0,44	0,40		0,51		0,63
IV			-0,65		-0,65		-0,56
VIII					-0,40		
XI	0,43		-0,40	-0,55			-0,59
Эпоха E							
III			0,40				0,57
V		-0,50	0,48		0,57		
VIII		-0,40		0,57			0,53
XI	0,49					-0,52	-0,40

Таблица 5

**Коэффициенты корреляции для связи суммы градусодней мороза в Архангельске (А),
Санкт-Петербурге (СПб) и Ростове на Дону (Р)
со среднемесячной температурой воздуха в пункте наблюдений**

Порт	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
					Эпоха С							
А										0,45		0,74
СПб						0,40	0,48				0,50	0,42
Р	-0,40											0,61
					Эпоха W							
А					0,40				0,65		0,42	0,59
СПб										0,51		
Р												0,60
					Эпоха W+E							
А										0,40	0,58	
СПб										0,40		
Р								0,44				
					Эпоха E+C							
А						0,45						0,59
СПб						0,40	0,52					
Р	-0,40											0,64
					Эпоха E							
А							0,40					0,40
СПб			0,51					0,42				
Р	-0,40				0,50							

Характерно, что для эпох С (самых холодных) наиболее существенны по влиянию на ледовые процессы Сибирский максимум и Исландский минимум, для эпох W+E (наиболее теплых) – Азорский максимум, для эпохи E+C – Сибирский и Азорский максимумы.

При смене эпохи степень зависимости сезонной суммы градусодней мороза (а, следовательно, и суровости зимы) от одного и того же предиктора может меняться не только по величине весового коэффициента, но и по знаку. Таких примеров в табл. 2-4 можно найти несколько. Например, в Белом море и Финском заливе для разности между давлением в районе Сибирского и Азорского максимумов в сентябре значения собственных коэффициентов корреляции в эпоху С отрицательные, а в эпоху E+C положительные.

Кроме того, следует отметить сходные процессы на соседних морях. Например, для Белого и Балтийского морей (табл. 2 и 3) в эпоху С определяющим для будущей зимы является взаимодействие всех ЦДА в апреле. При этом коэффициенты корреляции между комплексным показателем и суммой градусодней мороза (СГДМ) будущей зимы составляют 0,64–0,65. Обращает на себя внимание и связь СГДМ в этом месяце с давлением

в районе Исландского минимума: $K=(-0,55) - (-0,65)$. В эпоху W+E существенна общая для двух морей связь СГДМ с разностью давления в районах Азорского максимума и Исландского минимума в сентябре: $K = 0,40-0,51$. Эта связь сохраняется и для Азовского моря при $K=0,47$.

Аналогии в процессах прослеживаются как для Белого и Балтийского морей, так и для Балтийского и Азовского моря (табл. 3 и 4) в любую из пяти выявленных МЦЭ. Сопоставление степени связи между суровостью грядущей зимы на двух удаленных друг от друга морях с одними и теми же метеорологическими элементами свидетельствует о наличии аналогий в развитии ледовых процессов на этих морях.

Кроме принципа аналогичности прослеживается принцип преемственности процессов во времени. Так, в эпоху С наибольшие коэффициенты корреляции наблюдаются для связи СГДМ с давлением в районе Сибирского максимума в январе на Белом и Балтийском морях, а в феврале – на Балтийском и Азовском морях.

Изменение влияния термической составляющей имеет меридиональный характер. Так, будущую суровость зимы на Азовском море в значительной мере определяет температура воздуха в январе-мае, на Балтике – в июне-ноябре, на Белом море – в октябре-декабре.

Корреляционный анализ позволил выявить два периода, когда формирование барической ситуации, определяемой взаимодействием трех ЦДА, оказывает наибольшее влияние на суровость будущей зимы на акваториях трех морей. Это январь-апрель и август-октябрь.

Из рис. 1 следует, что наибольшее влияние барических тенденций на будущую зиму (январь-апрель и август-октябрь) приходится на периоды наиболее депрессивного состояния Азорского максимума, когда формируются тенденции, определяющие особенности обмена энергией между Сибирским максимумом и Исландским минимумом.

На рис. 2 и 3 можно видеть графики внутрисезонной изменчивости среднего месячного давления в районах ЦДА перед суровой зимой 1939–1940 гг. (эпоха С) и перед мягкой зимой 1999–2000 гг. (эпоха W+E).

Из рис. 2 следует, что для периода с января по март, предшествующего суровой для трех морей (Белого, Балтийского и Азовского) зиме 1939–1940 гг., характерно менее интенсивное падение давления в Сибирском антициклоне по сравнению со средними многолетними, а также слабый рост давления в районе Исландского минимума.

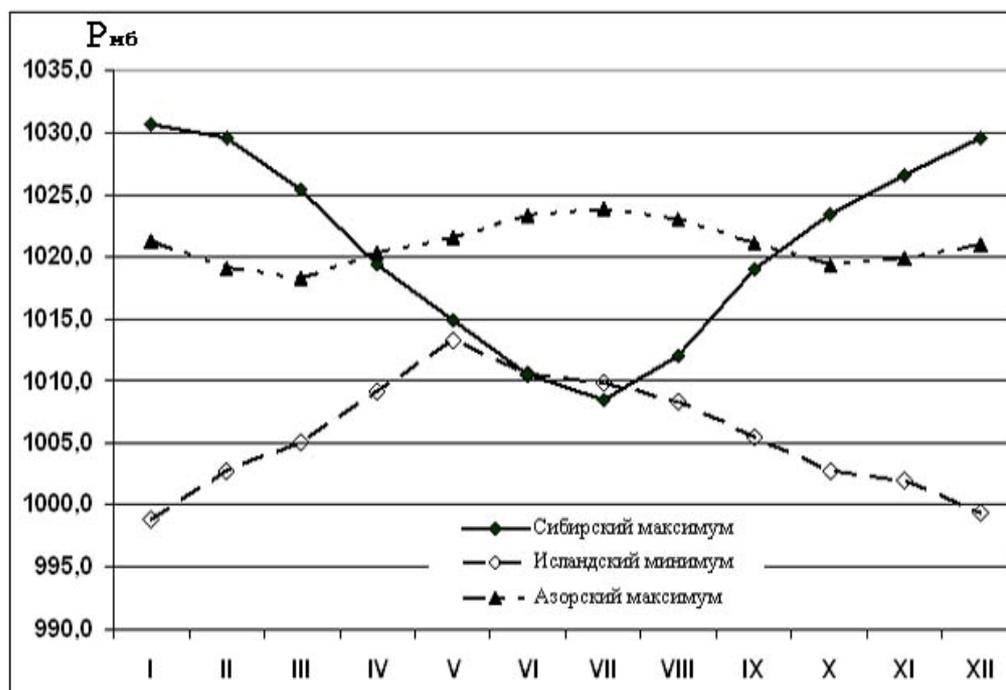


Рис. 1. Среднее месячное давление в районах ЦДА за период с 1895 по 2008 г.

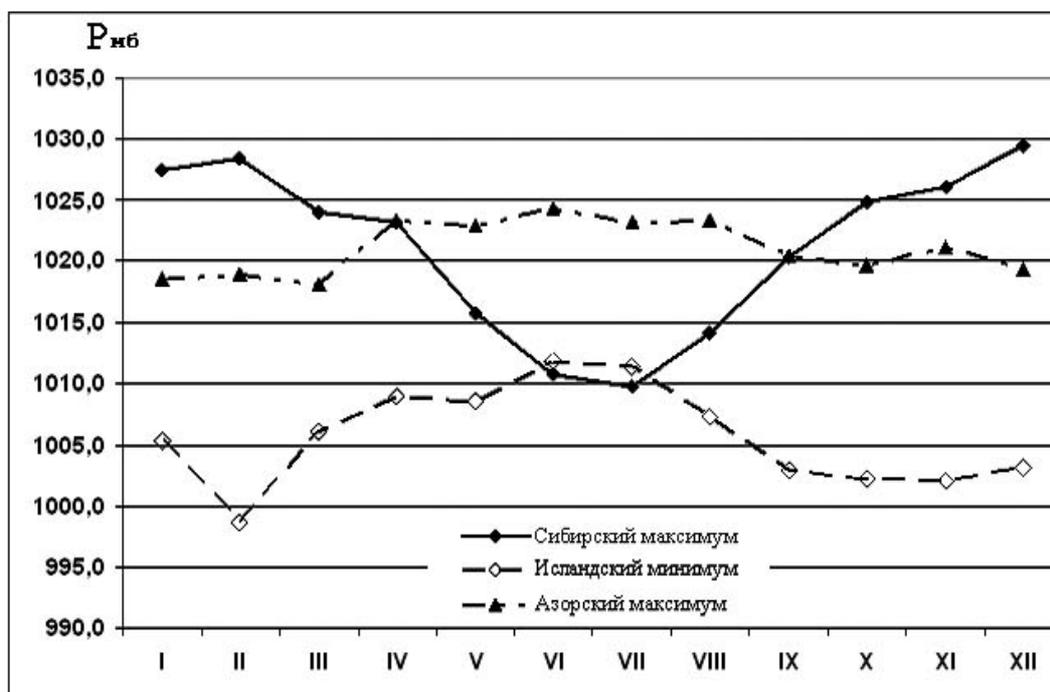


Рис. 2. Среднее месячное давление в районах ЦДА в 1939 г.

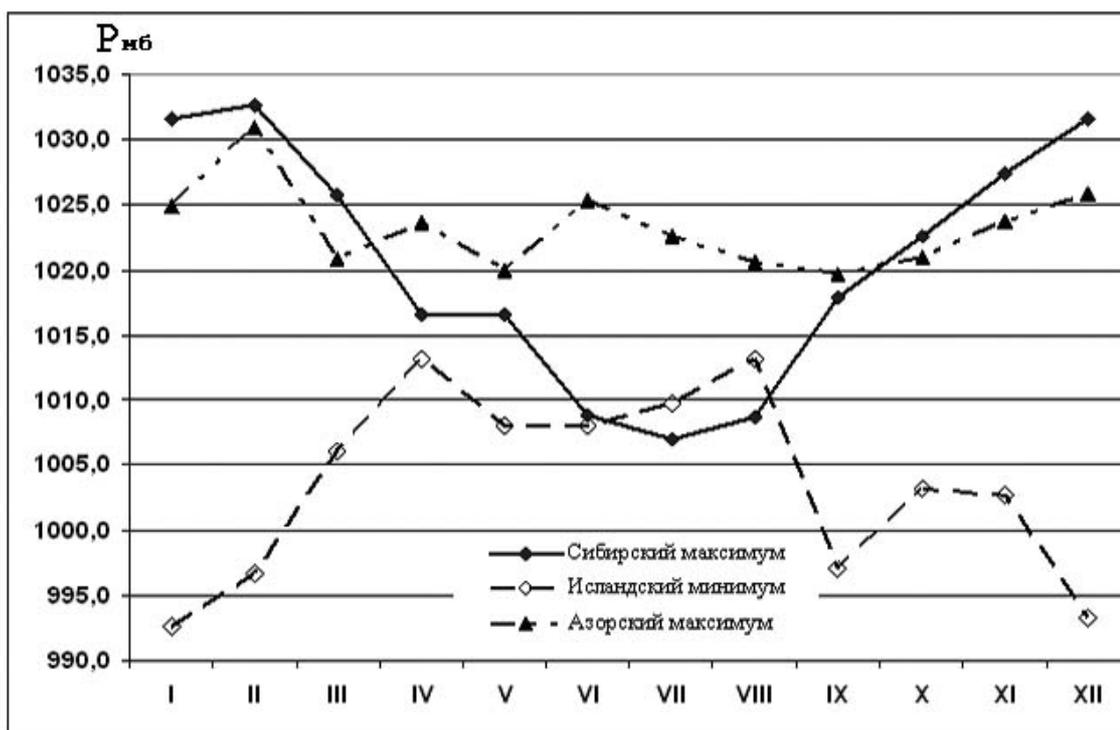


Рис. 3. Среднее месячное давление в районах ЦДА в 1999 г.

Обратная ситуация наблюдалась в 1999 г., предшествующем зиме 2000 г., которая была мягкой на всех трех морях. На рис. 3 явно прослеживается резкое падение давления в Сибирском антициклоне, крутой подъем кривой изменчивости давления в Исландском минимуме и активное состояние Азорского максимума. В августе-октябре ситуация зеркально повторяется, а именно: перед суровой зимой сравнительно медленно поднимается давление в Сибирском антициклоне и медленно опускается в Исландском минимуме на фоне спокойного состояния Азорского максимума, тогда как перед мягкой зимой активно повышается энергетика Азорского и Сибирского максимумов и резко идет вниз кривая давления в Исландском минимуме.

В лаборатории ледовых прогнозов Гидрометцентра России было также проверено, в какой степени связаны с началом и окончанием ледового периода такие часто используемые в прогностической практике предикторы, как переход температуры воздуха через 0°C (осенью к отрицательным значениям и весной к положительным значениям). Кроме того, с целью возможного увеличения заблаговременности прогноза были определены коэффициенты корреляции для связи дат первого появления льда с датами перехода температуры воздуха через $+5^{\circ}\text{C}$ осенью и дат окончательного очищения моря ото льда с датами перехода температуры воздуха через -5°C весной. В табл. 6 приведены данные для трех морей с разбивкой по макроциркуляционным эпохам.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции для связи дат наступления ледовых фаз с датами перехода температуры воздуха через +5 °С, через –5 °С, через 0 °С осенью и весной в Архангельске (А), Санкт-Петербурге (СПб) и Мариуполе (М)

Эпоха	Порт	Первое появление льда		Устойчивое появление льда		Очищение моря ото льда	
		Dt ₅	Dt ₀	Dt ₅	Dt ₀	Dt ₋₅	Dt ₀
С	А	0.88	0.40	0.81	0.46	0.55	0.89
	СПб	0.48	0.68	нд	нд	0.60	0.60
	М	0.80	0.97	нд	нд	0.64	0.68
W	А	0.47	0.92	0.45	0.85	0.28	0.81
	СПб	0.81	0.64	нд	нд	<0.1	0.85
	М	нд	нд	нд	нд	нд	нд
W+E	А	0.42	0.50	0.22	0.72	0.31	0.61
	СПб	0.47	0.47	нд	нд	0.40	0.44
	М	<0.1	0,70	нд	нд	0,40	0.87
E+C	А	0.38	0.56	0.58	0.96	0.30	0.76
	СПб	0.75	0.40	нд	нд	0.28	0.62
	М	0,46	0.42	нд	нд	0.22	0.38
Е	А	0.54	0.86	0.57	0.84	0.40	0.83
	СПб	<0.1	0.32	нд	нд	0.65	0.68
	М	0.18	0.84	нд	нд	0.59	0.71
Весь ряд	А	0.45	0.69	0.42	0.79	0.35	0.75
	СПб	0.44	0.40	нд	нд	0.53	0.64
	М	0.24	0.70	нд	нд	0.46	0.62

Примечание: Dt₅ – даты перехода температуры воздуха через +5 °С;,
Dt₀ – даты перехода температуры воздуха через 0 °С осенью и весной;
Dt₋₅ – даты перехода температуры воздуха через –5 °С;
нд – нет данных.

Для Белого моря, как показывает анализ табл. 6, высокие коэффициенты корреляции дат первого появления льда с датами перехода температуры воздуха через 0°С осенью ($K=0,86-0,92$) наблюдаются только в эпоху W и в эпоху E. Таким образом, уравнения (1)–(3), полученные в Северном УГМС по рядам наблюдений для 60–80-х гг. XX века, как раз и отражают специфику эпохи E. Однако они должны работать значительно хуже в эпоху W+E 1991-2005гг., когда собственный коэффициент корреляции для основного предиктора (даты перехода температуры воздуха через 0 °С осенью), определяющего их эффективность, понизился до значения $K=0,50$.

В табл. 7 приведены данные о средних многолетних значениях разностей между датами первого появления льда и датами устойчивого перехода температуры воздуха через +5 °С ($\Delta D_{пт-15}$) и через 0 °С ($\Delta D_{пт-10}$) к отрицательным значениям осенью в Архангельске, Санкт-Петербурге и Мариуполе. Также приведены данные о средних значениях разностей между датами очищения моря ото льда и датами перехода температуры воздуха через -5 °С

(ΔD_{00-t5}) и через 0 °С (ΔD_{00-t0}) к положительным значениям весной.

Таблица 7

Средние многолетние значения разностей между датами перехода температуры воздуха через фиксированные значения и наступлением ледовых фаз осенью и весной, сут

Порт	$\Delta D_{пт-t5}$	$\Delta D_{пт-t0}$	ΔD_{00-t5}	ΔD_{00-t0}
Архангельск	30	7	47	22
Санкт-Петербург	30	2	53	31
Мариуполь	26	2	42	18

Из табл. 7 следует, что заблаговременность прогноза первого появления льда по датам перехода температуры воздуха осенью через 0 °С к отрицательным значениям очень мала (особенно – для Балтийского и Азовского морей).

Как отмечалось выше, вторым предиктором в уравнениях (1)-(3) с высоким значением коэффициента корреляции, определяющим тесноту связи с датами ледообразования в Архангельске, была названа аномалия среднемесячной температуры воздуха в октябре. На рис. 4 приведен график скользящей величины коэффициента корреляции для 10-летних периодов наблюдений, характеризующий эту связь.

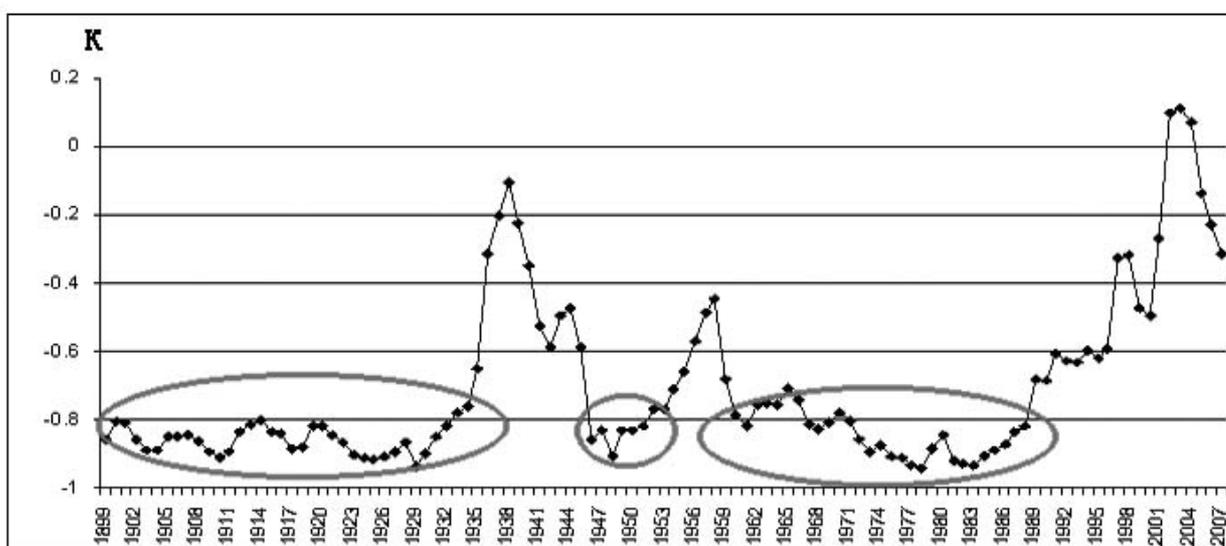


Рис. 4. Скользящая величина коэффициента корреляции (K), определяющего связь аномалии среднемесячной температуры воздуха в октябре с датами первого появления льда в Архангельске

Можно видеть, что коэффициент корреляции имеет абсолютное значение более 0, 8 в следующие периоды: 90-е гг. XIX века -1930 г. – эпоха С и эпоха W; 1945-1950 гг. – эпоха С; 1968-1989 гг. – эпоха Е.

График на рис. 4 в полной мере подтверждает тесноту связи, важную для корректных расчетов по уравнениям (1)-(3) для 60–80-х гг. XX века. Однако он столь же убедительно показывает, что эта связь не работает в эпохи W+E, как в первую (1929–1939 гг.), так и в последнюю (1991–2005 гг.), когда значения коэффициента корреляции стремятся к нулю.

Интересные результаты дает также исследование такой характеристики, как природная обеспеченность дат наступления ледовых фаз и продолжительности ледового периода для различных макроциркуляционных эпох (табл. 8).

Таблица 8

Природная обеспеченность дат наступления ледовых фаз и продолжительности ледового периода для различных макроциркуляционных эпох (МЦЭ) в Архангельске (А), Санкт-Петербурге (СПб) и Мариуполе (М), %

Эпоха	Порт	Первое появление льда	Устойчивое появление льда	Взлом припая	Полное очищение	Число дней со льдом	Среднее для всех характеристик
С	А	88	92	80	80	80	84
	СПб	79	нд	95	89	89	88
	М	67	нд	нд	83	83	78
W	А	73	77	69	73	69	72
	СПб	нд	нд	нд	нд	нд	нд
	М	нд	нд	нд	нд	нд	нд
W+E	А	70	74	74	67	82	73
	СПб	70	нд	67	82	74	73
	М	85	нд	нд	74	89	83
E+C	А	76	82	71	71	82	76
	СПб	76	нд	81	77	82	79
	М	71	нд	нд	88	77	79
Е	А	64	76	76	80	64	72
	СПб	64	нд	нд	76	60	67
	М	76	нд	нд	68	68	71
Средняя обеспеченность за период наблюдений без разбивки на МЦЭ	А	69	64	72	73	67	69
	СПб	69	нд	76	74	72	73
	М	71	нд	нд	76	73	73
Средняя обеспеченность за период наблюдений с разбивкой по МЦЭ	А	74	80	74	74	75	75
	СПб	72	нд	80	80	74	77
	М	77	нд	нд	76	79	77

В сверхдолгосрочных прогнозах (свыше 6 мес) в качестве допустимой ошибки принимается значение среднего квадратического отклонения [1]. В связи с этим в качестве критерия природной обеспеченности принималось среднее квадратическое отклонение по расчетному ряду (δ). В табл. 9 приведены его значения для дат наступления ледовых фаз и продолжительности ледового периода в Архангельске, Санкт-Петербурге и Мариуполе.

**Средние квадратические отклонения для дат наступления ледовых фаз
и продолжительности ледового периода
в Архангельске (А), Санкт-Петербурге (СПб) и Мариуполе (М), сут**

Порт	Первое появление льда	Устойчивое появление льда	Взлом припая	Полное очищение	Число дней со льдом
А	10	11	8	8	13
СПб	12	нд	15	11	18
М	18	нд	нд	17	29

Анализ табл. 9 показывает, что природная обеспеченность дат наступления ледовых фаз и продолжительности ледового периода имеет достаточно высокие значения, причем она повышается, когда расчет осуществляется по МЦЭ. При этом в качестве величины предсказываемой ледовой характеристики берется не среднее значение по всему имеющемуся ряду наблюдений, а среднее по МЦЭ. Такой подход может расцениваться как метод сверхдолгосрочного прогноза с оправдываемостью 70-80 %. Наиболее высокий процент обеспеченности (оправдываемости) для всех портов отмечается в эпохи С и Е+С.

Из вышесказанного следует, что с учетом изменчивости климатической ситуации в целях определения подхода к разработке методик долгосрочного прогноза необходимо следующее.

1. Проверить и переосмыслить все прошлые статистические выводы и связи.
2. Применить единый подход к поиску прогностических связей для всех российских морей.
3. Выявить квазиоднородные периоды, определяющие тот или иной тип развития ледовых условий.
4. Найти не только временные, но и пространственные связи между метеорологическими и ледовыми параметрами в разных морях.
5. Заложить в статистические модели возможности по осуществлению периодического корреляционного анализа предикторов, входящих в уравнения, и быстрой корректировки самих уравнений.

Список литературы

1. Абузяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 320 с.

2. *Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Тр. ААНИИ. - 1952. - Т. 34. - 314 с.

3. *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.

4. *Думанская И.О., Котилевская А.М., Федоренко А.Ф.* Ледовые условия морей европейской части России в условиях климатических изменений (уроки зимы 2007-2008) // Метеоспектр. - 2008. - № 2. - С. 134-144.

5. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. - СПб.: Гидрометеиздат, 1994. - С. 350-432.

6. *Скрипник Е.Н.* Разработка методов прогнозов малой заблаговременности ледовых условий на судоходной трассе Архангельск - Святой Нос и на подходах к основным портам и портопунктам Белого моря в весенний и осенний периоды. Отчет по оперативно-методической теме // Архангельск. Северное УГМС, 1988. - 90 с.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО СЕЗОНА 2007–2008 ГГ. НА АЗОВСКОМ МОРЕ

Зима 2007–2008 гг. в районе Азовского моря относится к типу умеренных зим, однако ее особенностью, как и зимы 2005–2006 гг. [2], были очень контрастные погодные и ледовые условия, вызванные преобладанием меридиональных форм циркуляции на Европейской части России. Для пунктов Таганрог, Геническ и Мариуполь суммы градусодней мороза составили 322, 175 и 280 °С соответственно, что в целом не выходит за температурные критерии умеренной зимы. Вместе с этим, ледообразование было настолько быстрым и интенсивным, что в начале января у кромки льда в Керченском проливе около 150 судов ожидало ледокольной проводки [1].

Кроме того, наблюдавшиеся низкие температуры воздуха для первой декады января являются нехарактерным явлением. Обычно среднедекадные температуры ниже -5 °С наблюдаются в Азово-Черноморском регионе со второй-третьей декады января, а могут и не наблюдаться вообще. Зимы, когда такие отрицательные температуры отмечались в первой декаде января, можно считать аномальными, их повторяемость составляет 10 % из 120-летнего ряда наблюдений.

В Азовском море ледообразование началось 23 и 26 ноября с Таганрогского залива, приостановилось, и устойчивое ледообразование резко началось 1–4 января 2008 г. Так, в Ейске лед появился 1 января, в Бердянске 2 января, в Геническе 1 января, в Тамани 3 января, в Керчи 4 января. При нормальных условиях разница между датами устойчивого появления льда в портах Мариуполя и Керчи в среднем составляет 19 сут, однако в январе 2008 г. эта разница составила около 4 сут. Если 1 января акватория моря была практически свободна ото льда (начальные виды льда отмечались лишь в прибрежной полосе на севере и востоке моря), то к 6-9 января даже в центральной части моря наблюдались поля серого и серо-белого льда сплоченностью 9-10 баллов. Крупнобитый и мелкобитый серый лед сплоченностью 9-10 баллов появился в Керченском проливе. За предыдущие десять лет не наблюдалось столь быстрого ледообразования по всей акватории Азовского моря, когда в

течение четырех суток все море покрылось льдом доминирующей сплоченностью 9–10 баллов.

В течении первой декады января ночные температуры воздуха на прибрежных станциях северного берега Азовского моря уменьшились с $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это понижение было связано с поступлением на акваторию Азовского и Черного морей континентального воздуха с востока и северо-востока при выходе на Европейскую часть России отрога Сибирского антициклона.

Температура воды с третьей декады декабря до первой декады января постепенно уменьшалась от $+4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на севере моря и от $+6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юге. В результате постепенного выхолаживания воды ночью и отсутствия заметного поступления тепла днем были созданы условия появления льда на всей неглубокой акватории моря при первом же затоке холодного воздуха, что и произошло в начале января 2008 г.

Ход максимальной и минимальной суточной температуры воздуха на станциях Керчь и Мариуполь за период декабрь 2007 г. – март 2008 г. представлены на рис. 1 и 2. Пунктиром показан ход максимальной температуры, сплошной - минимальной.

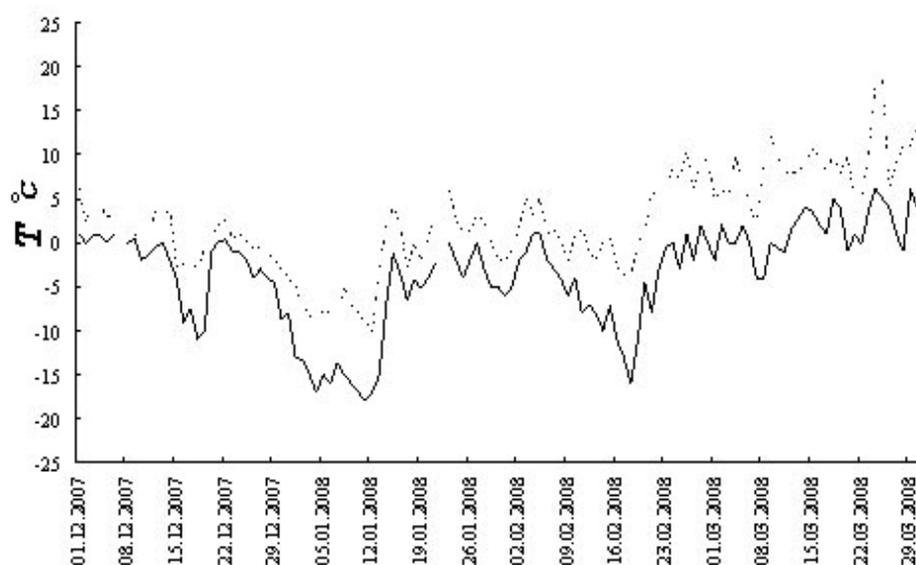


Рис. 1. Ход максимальной и минимальной температуры воздуха на станции Мариуполь за период декабрь 2007 г. – март 2008 г.

Условно ледовый сезон можно разделить на четыре временных этапа, в каждом из которых температурный фон и связанные с ним ледовые условия были разными. На первом этапе, со второй декады декабря 2007 г. по вторую декаду января 2008 г., температура воздуха быстро понижалась. На втором этапе, с конца второй декады января до начала первой декады февраля, наблюдалось кратковременное повышение температуры воздуха,

связанное с ослаблением антициклона и прохождением южных циклонов. На третьем этапе, включающем первую и вторую декады февраля, в тыловой части циклона на Азовское море вновь обрушилась волна холода, продержавшаяся до конца второй декады февраля, после чего на четвертом этапе, со второй декады февраля по первую декаду марта, вновь наблюдалось усиление циклонической активности и выносы на акваторию моря теплого воздуха с запада и юга.

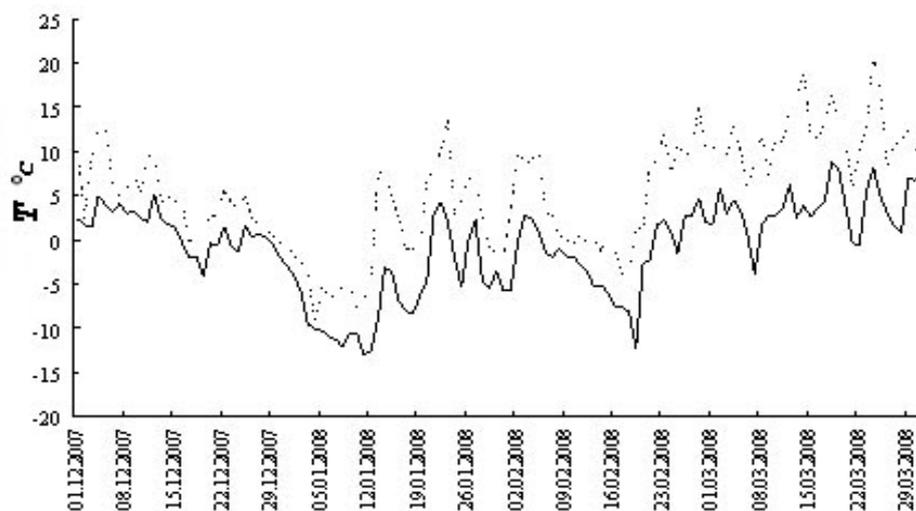


Рис. 2. Ход максимальной и минимальной температуры воздуха на станции Керчь за период декабрь 2007 г. – март 2008 г.

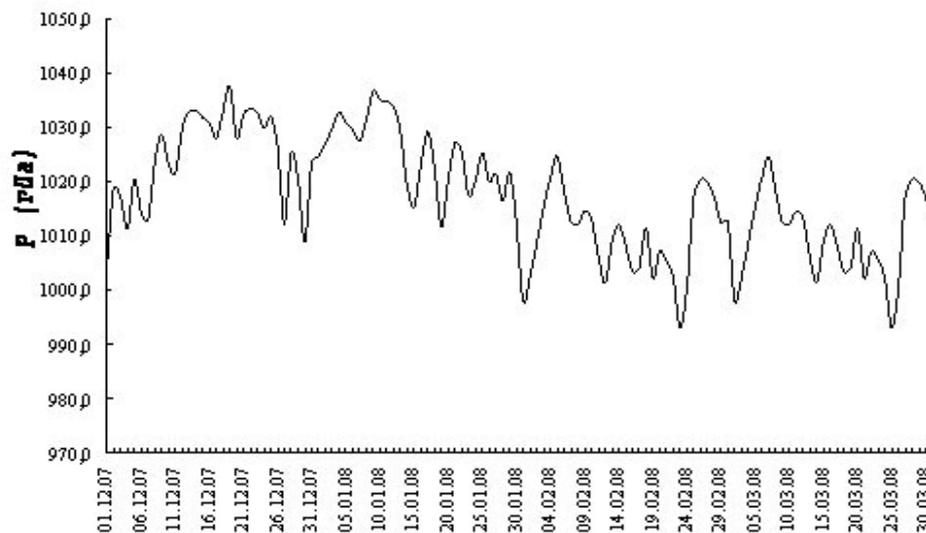


Рис. 3. Ход приземного атмосферного давления на станции Мариуполь за период декабрь 2007 г. – март 2008 г.

На рис. 3 показан ход изменчивости приземного атмосферного давления над Азовским морем за тот же период. Интересно отметить, что наибольшие межсуточные изменения давления, характеризующие смену воздушных масс, совпадают по времени с наибольшими изменениями температуры воздуха, влияющей на ледовую обстановку моря.

Этап первый (вторая декада декабря – вторая декада января)

В этот период над обширной частью Европейской России и Украиной установился обширный и мощный антициклон. На южной периферии антициклона наблюдались ветра восточных румбов и очень низкие для рассматриваемых районов температуры воздуха, особенно ночные, что способствовало быстрому выхолаживанию воздуха и воды.

Синоптическая ситуация над акваторией Азовского моря представлена на рис. 4.

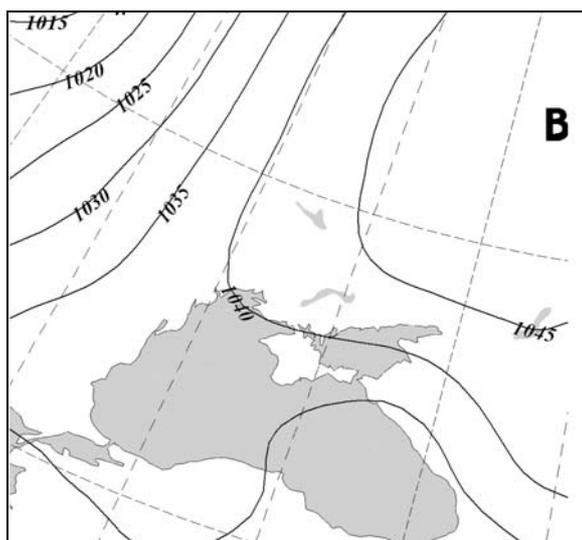


Рис. 4. Синоптическая ситуация над акваториями Азовского и Черного морей на 6 января 2008 г.

Ледовая обстановка, наблюдавшаяся в первой декаде января на Азовском море, представлена на рис. 5.

С 6 января по 25 января по всему морю, включая северную часть Керченского пролива, наблюдался дрейфующий лед преимущественно толщиной от 15 до 30 см сплоченностью 9-10 баллов. Вдоль восточного берега моря наблюдалась заприпайная полынья, вызванная отжимными восточными ветрами. Однако при низкой температуре воздуха полынья быстро заполнилась начальными видами льда.

Максимальная толщина припайного льда во второй декаде января в Таганроге составила 40 см, в Мариуполе – 30 см, в Геническом – 27 см, в Приморско-Ахтарске – 27 см, в Тамани – 34 см, в Керчи – 30 см, при этом наиболее интенсивный рост толщины припая отмечался до второй декады января.

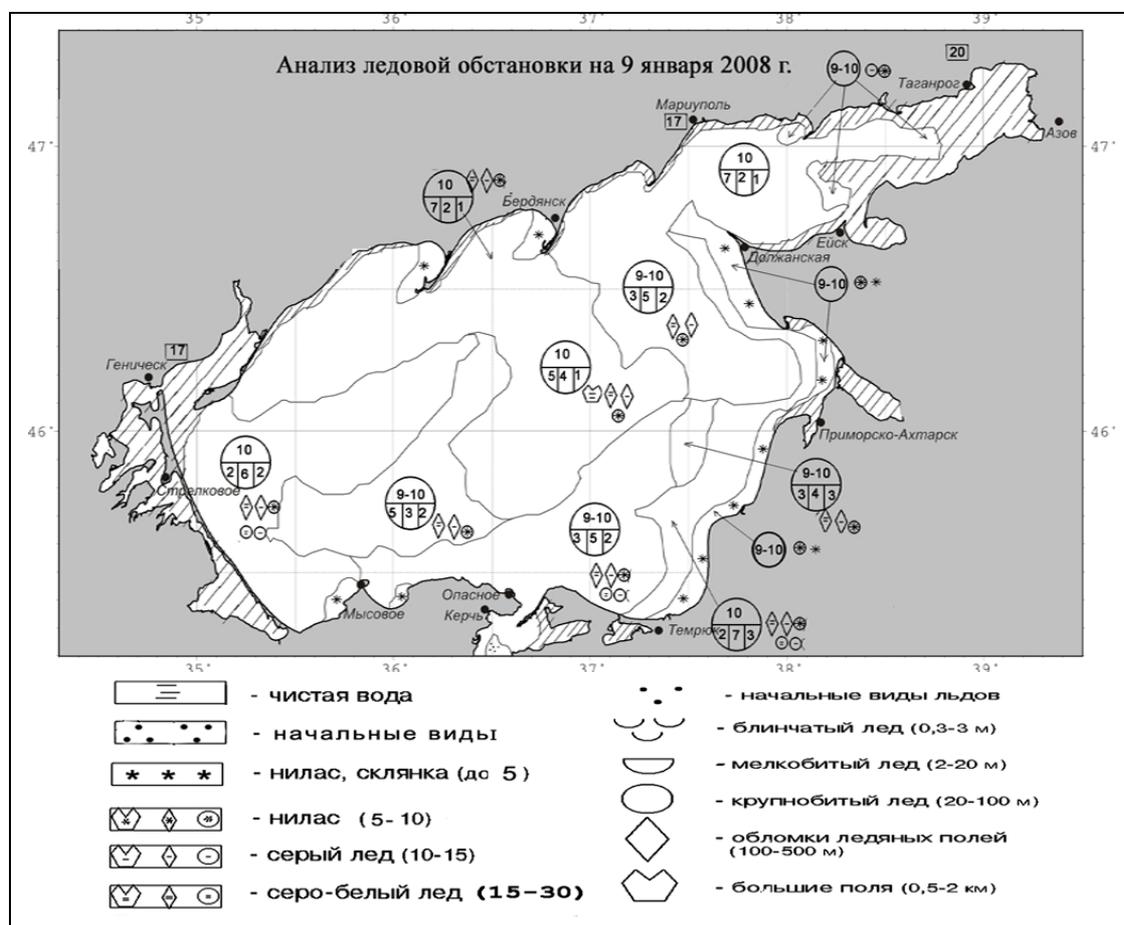


Рис. 5. Анализ ледовой обстановки на 9 января 2008 г.
Примечание: условные обозначения здесь и далее на рис. 7, 9, 11

Этап второй (третья декада января – первая декада февраля)

В этот период погодные условия были неустойчивыми, что связано с ослаблением антициклона и прохождением по его западной периферии серии циклонов со Средиземного моря. Синоптическая ситуация над акваторией Азовского моря показана на рис. 6.

Со второй декады января над югом европейской части России началось кратковременное потепление, которому соответствуют сильные межсуточные колебания атмосферного давления (см. рис. 3), достигающие 15–20 гПа за 2–3 сут, что характерно при прохождении глубоких циклонов, выносящих в своих теплых секторах теплый воздух с

Атлантики и Средиземного моря. Преобладающим ветром западных румбов дрейфующий 9–10 балльный лед был прижат к восточному берегу Азовского моря, при этом вдоль западного берега развивались обширные полыньи. Очистился Керченский пролив, лишь в Таманском заливе остались обломки серо-белого льда и припай. На рис. 7 представлена ледовая обстановка на Азовском море на 28 января 2008 г.

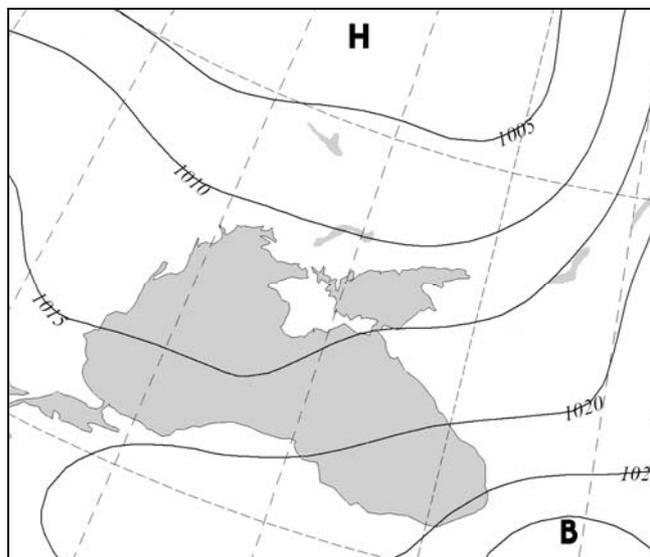


Рис. 6. Синоптическая ситуация над акваториями Азовского и Черного морей на 22 января 2008 г.

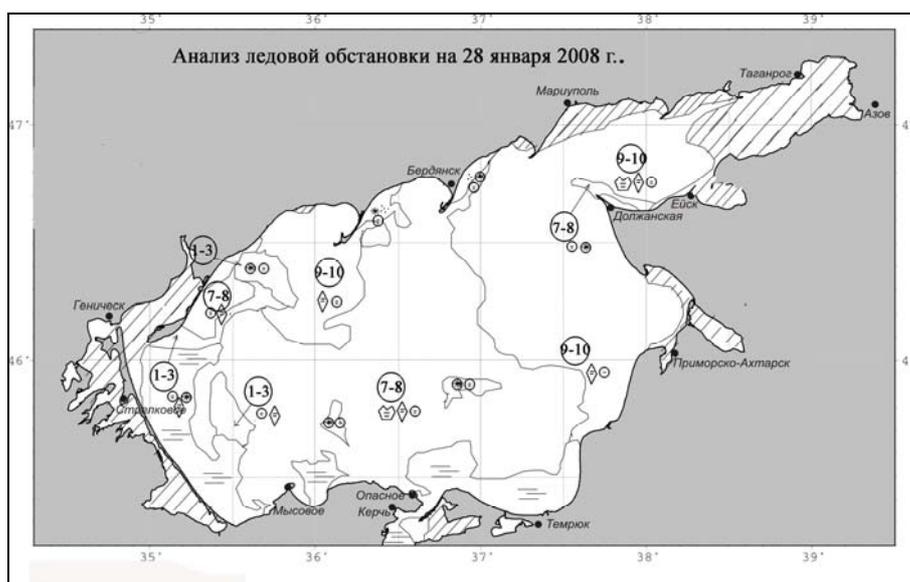


Рис. 7. Анализ ледовой обстановки на 28 января 2008 г.

За время оттепели температура увеличилась до значений близких к 0 °С ночью и до +10 °С днем. Повысилась и температура воды от 0 °С до +1 °С на севере и востоке моря и до +3°С – +4°С в Керченском проливе. В Таманском заливе толщина припайного льда уменьшилась с 34 до 15 см, в районе Приморско-Ахтарска – с 20 до 13 см. При этом судоходная трасса Мариуполь – Керченский пролив была по-прежнему занята дрейфующим серо-белым льдом сплоченностью 8–10 баллов. Такая ледовая ситуация сохранялась до начала февраля.

Этап третий (первая декада февраля – вторая декада февраля)

В первой декаде февраля центр Сибирского антициклона сместился на запад. В это время атмосферное давление в Ростове-на-Дону составило 1042,2 гПа. На акватории Азовского моря установился антициклонический тип погоды. Возобновился заток холодного воздуха с востока. В это время отмечался значительный суточный ход температуры воздуха от –16 °С - –18 °С ночью, до –5 °С – 0 °С в дневное время. Синоптическая ситуация, характерная для данного периода, представлена на рис. 8.

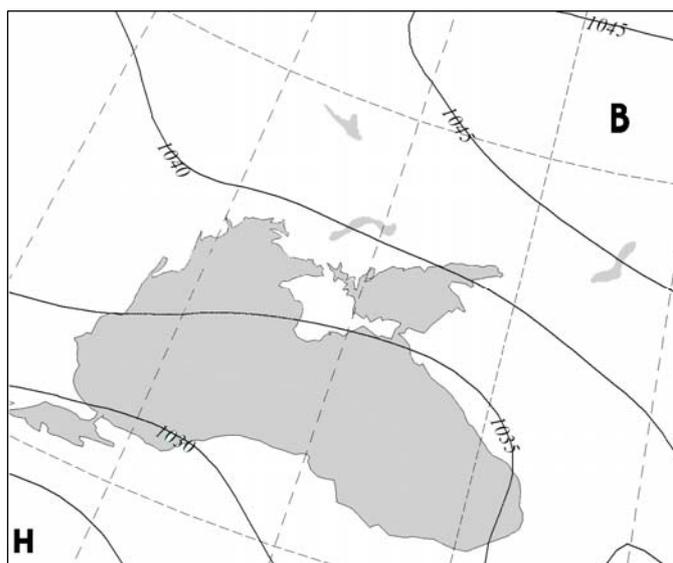


Рис. 8. Синоптическая ситуация над акваториями Азовского и Черного морей на 10 февраля 2008 г.

Заток холода сильно повлиял на температуру воды только в Керченском проливе, здесь она снизилась с +4 °С до 0 °С и ниже. На других станциях сильных изменений температуры воды зафиксировано не было, возможно это было связано с тем, что в местах измерений находился лед, и температура воды была близкой к 0 °С. С 1 по 15 февраля в районе Керчи отмечался дрейфующий лед 9–10 бальной сплоченности, не только серо-

белый, но и льды начальных форм. В районе Приморско-Ахтарска в это время произошел новый прирост припайного льда от 14 см (11 февраля) до 21 см (21 февраля). 12 февраля в районе Тамани вновь образовался припай толщиной 12 см. Ветрами восточных румбов дрейфующий лед был отжат от восточного берега. Сплоченность и торосистость льда увеличились на западе моря, куда дрейфующий лед был вынесен с востока. Рис. 9 показывает распределение льдов по акватории моря на 12 февраля 2008 г.

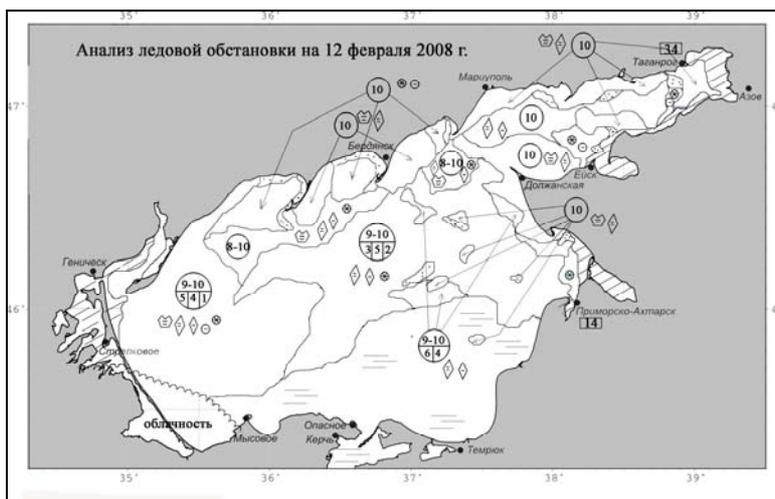


Рис. 9. Анализ ледовой обстановки на 12 февраля 2008 г.

Этап четвертый (вторая декада февраля – первая декада марта)

В этот период наблюдалось активное разрушение ледового покрова. Со второй декады февраля наметилось усиление циклонической активности над Азово-Черноморским регионом (рис. 10).

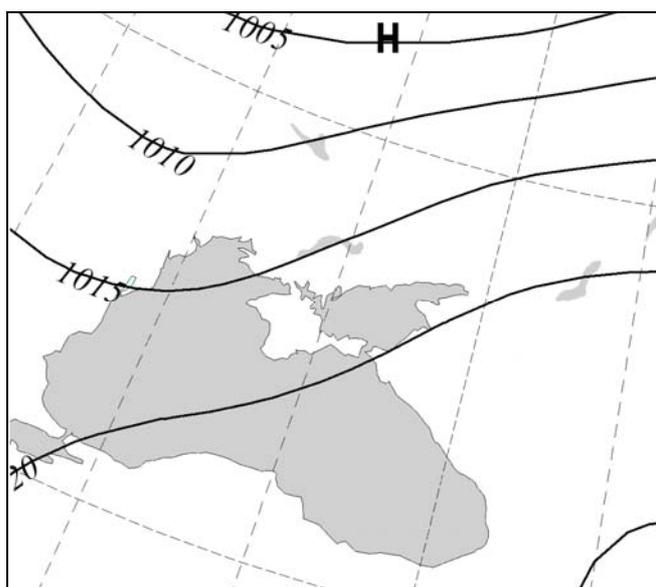


Рис. 10. Синоптическая ситуация над акваториями Азовского и Черного морей на 27 февраля 2008 г.

С 20 февраля по первые числа марта межсуточная изменчивость давления временами достигала 30 гПа в течении 2–3 сут. Результатом циклонической активности стал вынос теплых воздушных масс с запада и юго-запада. Обширный и глубокий циклон, пришедший с Атлантики с центром над Балтийским морем, охватил всю Европейскую часть России и Украину и изменил температурный фон над Азовским морем.

Минимальные ночные температуры колебались около 0 °С; дневные температуры на севере моря к 22 февраля достигли значений +5 °С –7 °С; на юге моря - +13 °С –16 °С, по данным метеостанции Керчь. К 27 февраля на судоходной трассе Мариуполь - Керченский пролив наблюдался разреженный лед, основная масса дрейфующего льда сконцентрировалась в центре моря и у северо-восточного побережья, а также у западных берегов Бердянской и Обиточной кос. Керченский пролив был полностью очищен ото льда. К 3 марта серо-белый лед из обломков ледяных полей сплоченностью 8-10 баллов наблюдался только в районе Должанской и в Таганрогском заливе, местами у северного берега и около Геническа наблюдался серо-белый лед сплоченностью 4-6 баллов, остальная акватория моря освободилась ото льда. Ледовая обстановка на Азовском море за 4 марта 2008 г. показана на рис. 11.

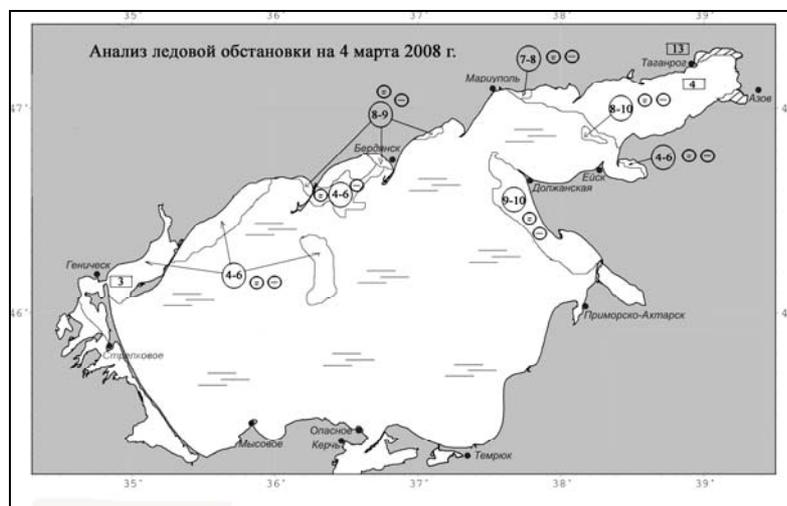


Рис. 11. Анализ ледовой обстановки на 4 марта 2008 г.

К 11 марта сплоченный лед в 7-8 баллов наблюдался только у Должанской и в Таганрогском заливе, а также у северного берега между Мариуполем и Таганрогом.

Окончательное очищение моря ото льда по данным станций: Керчь – 21 января, Приморско-Ахтарск – 29 февраля, Ейск – 4 марта, Мариуполь – 6 марта, Таганрог – 11 марта. Это близко к средним срокам очищения моря ото льда.

Таким образом, зима 2007–2008 гг. для акватории Азовского моря и Керченского пролива была умеренной. Однако она характеризовалась как интенсивным ледообразованием с кратковременными низкими температурами, так и значительными оттепелями. При этом наблюдались очень сильные межсуточные колебания барических и температурных условий над морем. Такая изменчивость гидрометеорологических условий характерна для меридиональных циркуляционных эпох, специфика которых, а именно кратковременная и резкая смена воздушных масс, оказывает сильное влияние на ледовые условия южных замерзающих акваторий.

Список литературы

1. Боровская Р.В., Ломакин П.Д. Особенности ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе в зимний сезон 2005/2006г. // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 7. – С. 67–70.

2. Думанская И.О., Котилевская А.М., Федоренко А.В. Ледовые условия морей европейской части России в условиях климатических изменений (уроки зимы 2007–2008 гг.) // Метеоспектр. – 2008. – №2. – С. 134–144.

А.Н. Демидов¹, С.А. Добролюбов¹, С.А. Мысленков², А.В. Соков³, Р.Ю. Тараканов³

ПЕРЕНОС ВОДНЫХ МАСС ЧЕРЕЗ 60° С.Ш. СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ В 1997–2007 ГГ. ПО ДАННЫМ РОССИЙСКИХ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Введение

Субполярная часть Северной Атлантики играет важнейшую роль в формировании долгопериодных изменений климата. Именно здесь в результате водообмена Атлантики с Северным Ледовитым океаном, адвекции теплых соленых вод из субтропических широт и локальной конвекции образуются глубинные воды, формирующие нижнее звено глобальной термохалинной циркуляции. Изменение условий генерации вертикального потока массы в этом районе определяет значительную межгодовую и долгопериодную изменчивость характеристик промежуточных и глубинных вод, что, в свою очередь, отражается на состоянии всей климатической системы. Важным этапом в изучении этой проблемы стали международные программы WOCE и CLIVAR. Существенным вкладом России в эти программы стал ряд из 7 разрезов, выполненных в летне-осенний сезон в 1997–2007 гг. на судах ИО РАН между шельфом Великобритании и Гренландией. Географическое положение разрезов (рис. 1) обеспечило пересечение ими основных течений этого региона, входящих в субполярный круговорот Северной Атлантики. Кроме того, разрезы проходили вблизи порогов, которые отделяют Лабрадорскую и Северо-Европейскую котловины от Норвежского и Гренландского морей, служащих для Северной части Атлантического океана источниками наиболее плотных вод и несущих климатический сигнал из Арктического бассейна.

Следует отметить, что данные экспедиции 2003 г. еще не прошли процедуру окончательной обработки и приведения, поэтому все результаты по ним носят лишь предварительный характер.

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

² ГУ «Гидрометцентр России»

³ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН



Рис. 1. Основные формы рельефа исследуемого района и расположение станций на разрезе 2004 г.

Ранее по результатам рейсов в этом районе был сделан ряд принципиально важных выводов об изменчивости характеристик глубинных водных масс [5, 12]. Было установлено, что интенсивность меридиональной циркуляции напрямую зависит от потока глубинных вод арктического происхождения и находится в противофазе с интенсивностью конвекции в море Лабрадор [2, 14]. Период интенсификации меридиональной термохалинной циркуляции в Северной Атлантике в начале 1980-х гг. чередовался с периодами ее ослабления в конце 1950-х и начале 1990-х гг. [12]. При этом интенсификация 1980-х гг. происходила на фоне резкого уменьшения образования Лабрадорских вод и увеличения переносов глубинных вод арктического происхождения. В результате в Северной Атлантике формировалась практически двухслойная ячейка меридиональной циркуляции (МЦ), соответствующая «классическому» представлению о структуре «глобального межконтинентального конвейера»: поток на север в верхнем звене и поток на юг в глубинном слое.

Ослабление МЦ в Северной Атлантике в начале 1990-х гг. происходило при резком увеличении объемов образования Лабрадорских вод с одновременным их распреснением, охлаждением и увеличением плотности. При этом происходило уменьшение объемов переноса глубинных вод на юг и интенсивное проникновение сильно трансформированной Антарктической донной воды на север. В результате сформировалась трехслойная меридиональная ячейка циркуляции, в которой промежуточный слой - слой Лабрадорских вод - ослаблял интенсивность меридионального потока массы и тепла (на 30-40 % по сравнению с первым режимом) [12]. Интенсификация меридиональной циркуляции вод в субполярных широтах была вновь зарегистрирована в конце 1990-х гг. Она происходила на

фоне начавшегося формирования менее плотной разновидности Лабрадорских вод и общего увеличения объема обеих разновидностей этой водной массы в Северной Атлантике [4, 5]. В данной работе приводятся количественные оценки этого процесса за последнее десятилетие.

Структура вод на разрезе

Структура вод на 60° с.ш. в рассматриваемой части Лабрадорской котловины, именуемой в зарубежной литературе бассейном Ирмингера, и Исландском бассейне принципиально различная (рис. 2). Под водами поверхностной структурной зоны (ПВ) и Исландскими промежуточными (ИПВ) располагаются две моды Лабрадорских вод с повышенной соленостью и с повышенным содержанием кислорода, именуемые новыми (нЛВ) и старыми (сЛВ) [2], разделенные слоем вод более высокой солености. Ниже располагаются высокосолёные Северо-Восточные, или Исландско-Шетландские глубинные воды (ИШГВ), попадающие сюда через разлом Гиббса на 53° с.ш. И наконец, придонное положение вблизи материкового склона Гренландии занимают низкосолёные и богатые кислородом Северо-Западные глубинные воды, иногда именуемые водами Датского пролива (ДПВ). В Исландском же бассейне отсутствуют слои новых Лабрадорских вод и вод Датского пролива, зато в самой глубинной части присутствуют донные воды Восточного бассейна (ВДВ), выделяемые по максимальным концентрациям биогенных элементов. В котловинах к востоку от хребта Рокколл выделяются малотрансформированные воды из Норвежского моря (НВ), близкие по характеристикам к водам, проникающим на юг через Фарерско-Шетландский желоб.

На основе картирования положения максимальных вертикальных градиентов солености, экстремумы которых однозначно определяют ядра практически всех водных масс, по методике, приведенной в работе [1], были выделены границы водных масс в соответствии с положением изопикнических поверхностей σ_0 . Положение этих поверхностей довольно существенно меняется год от года, но, тем не менее, средние величины σ_0 достаточно точно определяют их положение. Структура водных масс также неоднородна вдоль разреза, поэтому разрез был разделен на 7 участков по долготе (рис. 2) с разной вертикальной структурой водных масс, в которых границы однозначно соответствовали положению определенной изопикнической поверхности σ_0 . Отметим, что положение максимальных градиентов солености для большинства пограничных слоев между выделяемыми водными массами совпадает и не противоречит данным о структуре вод из литературных источников.

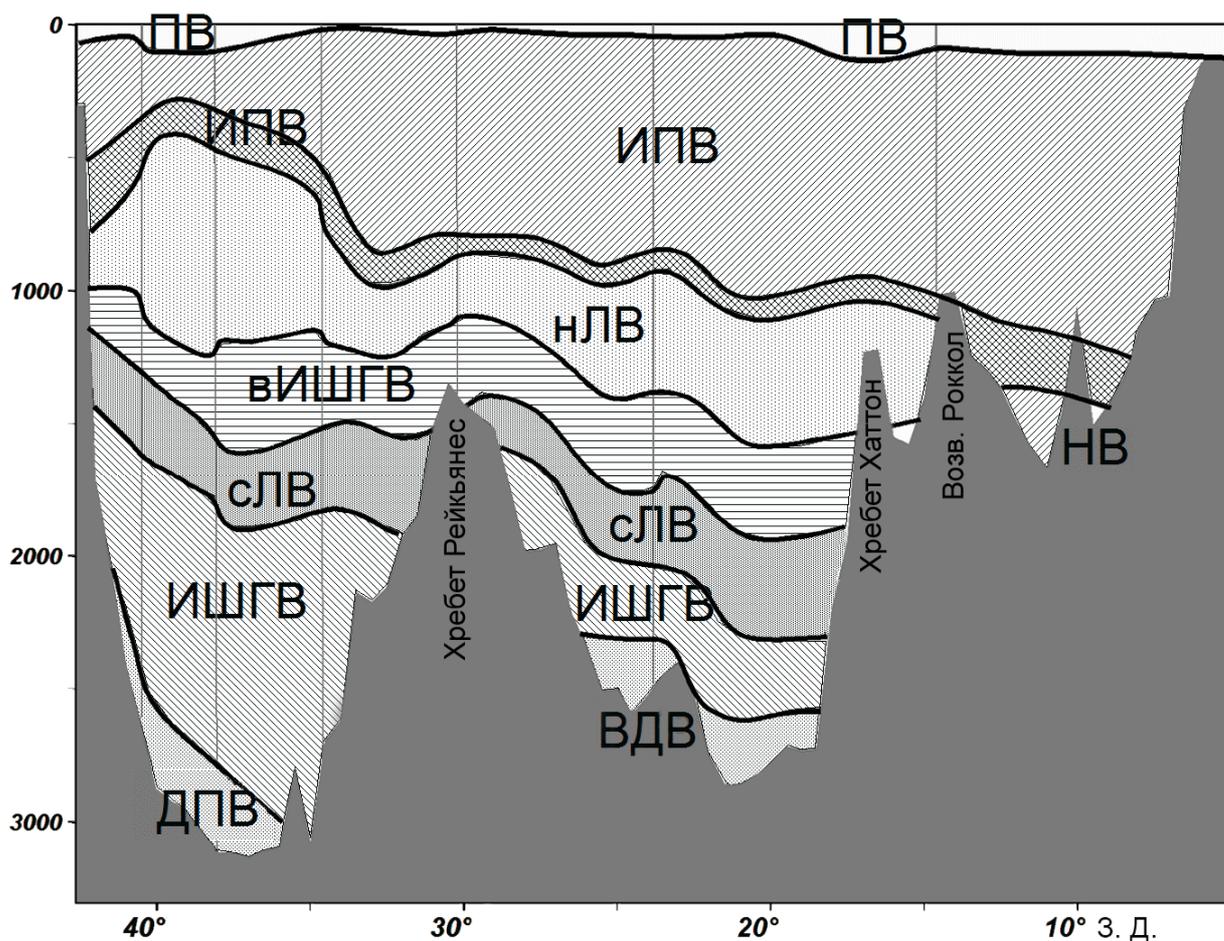


Рис. 2. Структура водных масс на разрезе по 60° с. ш. в 2007 г.

Методика оценки скоростей течений

Для расчета поля скоростей течений была модифицирована методика, описанная в работах [3, 7]. Скорость меридионального течения на некотором горизонте представлялась в виде суммы скорости, рассчитанной динамическим методом от дна, скорости Экмановского дрейфа и баротропной поправки, рассчитываемой по данным спутниковой альтиметрии (проект AVISO).

На решение задачи прямого измерения абсолютной динамической топографии, которое может использоваться и для последующего расчета скорости на поверхности океана, был направлен запуск в начале 1990-х гг. спутников Topex/Poseidon, ERS-1,2, GFO, Envisat, Jason-1, оснащенных альтиметрами. Однако такое измерение подразумевает знание положения поверхности геоида, которое до сих пор известно с недостаточной точностью. На сегодняшний день спутниковые альтиметры позволяют с хорошей точностью измерять отклонение уровня океана от некоторой средней уровенной поверхности, восстановление которой стало ключевой задачей. Хотя существует несколько вариантов ее решения, пожалуй, наилучшим образом это удалось сделать группе французских специалистов путем

последовательного приближения с привлечением самых разнообразных данных – модели геоида EIGEN-2, климатологии Левитуса [13], собственно данных альтиметрии, ХВТ и STD-данных, измерений скорости дрейфующими поплавками и т.д. [15]. Именно эти данные использовались в разработанной методике для расчета упоминавшейся выше баротропной поправки.

Расчет баротропной поправки подразумевает линейную интерполяцию абсолютной динамической топографии в координаты точек станций. Анализ данных спутниковой альтиметрии AVISO показал, что ее величины могут существенно меняться в этих точках за период времени выполнения всего разреза. Поэтому для более корректного восстановления структуры течений интерполяция проводилась на даты, охватывающие весь период выполнения разреза. Затем между полученными для разных дат профилями вдоль разреза выполнялась линейная интерполяция по времени на моменты выполнения измерений на станциях.

Расчет скорости этим способом может быть выполнен только до наибольшей общей для двух станций глубины. Таким образом, в вертикальной плоскости разреза образуется область придонных «треугольников», расходом через которую зачастую пренебрегают. Однако существуют примеры, когда учет такого расхода оказывается принципиально важным (например, [11]). Задача восстановления поля скорости в этой придонной области может решаться двумя путями: во-первых, экстраполяцией самих значений скорости (например, [3]), во-вторых, через восстановление поля плотности *in situ* таким образом, чтобы при последующем расчете скорости охватывалась вся площадь разреза [7].

Дрейфовая составляющая скорости течения может быть рассчитана согласно теориям ветрового воздействия на океан Экмана и Мадсена. Эпюра дрейфовой составляющей скорости течений рассчитывалась для каждой из станций. Главное отличие модели Мадсена от классической модели Экмана заключается в другой форме годографа, ином угле отклонения вектора поверхностного течения от направления ветра ($\sim 10^\circ$ против 45°) и глубине слоя трения (в теории Экмана она приблизительно в два раза больше). Для расчетов использовались данные о касательном напряжении и скорости ветра спутникового скаттерометра QSCAT, осредненные за неделю. Для рейсов, состоявшихся до вывода QSCAT на орбиту, были взяты данные измерений скаттерометра спутника ERS, имеющие худшее разрешение (одно измерение в неделю против двух в день).

Поле ветра на приведенных разрезах способствовало формированию лишь незначительного меридионального дрейфового переноса (величины ветровых составляющих скоростей течения редко превышали 3 см/с), а суммарный Экмановский

перенос составил менее 0,1 Св вне зависимости от модели его расчета). Величинами такого порядка для расчетов можно пренебречь.

Полезной для расчетов, на первый взгляд, может оказаться гипотеза о нулевом суммарном переносе через плоскость разреза, базирующаяся на условии сохранения массы воды к северу от 60° с.ш., то есть в Северном Ледовитом океане. Однако следует учитывать наличие водообмена между Тихим и Северным Ледовитым океаном, через Берингов пролив (0,8±0,3 Св) [16]. В связи с незамкнутостью разреза на Северную Америку и существованием переноса через Дэвисов пролив (-2,6±1,0 Св) [9] и Гудзонов пролив (-0,1±0,3 Св) [10], суммарный перенос еще более отличается от нулевого. Согласно работе [17], также следует учитывать перенос через Ла-Манш (0,1–0,2 Св в восточном направлении). Таким образом, с учетом всех этих величин для сохранения баланса массы, суммарный перенос через разрез по 60° с. ш. должен составлять от 0,5 до 3,8 Св в северном направлении.

Оценки переносов водных масс за все годы наблюдений свидетельствуют о значительных и разнонаправленных геострофической и баротропной составляющих переносов (50–80 Св). Практически за все годы, за исключением измерений 2004 и 2007 гг., они обеспечили суммарный перенос через разрез в пределах от -5 до +1 Св, что говорит о приемлемом качестве расчетов (таблица). Невязки объясняются как наличием вышеупомянутых некомпенсированных переносов и неединовременностью наблюдений, так и недостаточным разрешением измерений вдоль разреза, особенно в области вихревых образований и пограничных течений. Для более корректного сравнения расходов водных масс за разные годы в дальнейшем анализируются только величины, полученные по данным проекта AVISO без дополнительной коррекции или приведения к нулевому суммарному переносу.

Расчетные невязки баротропной составляющей переноса, численно соответствующие суммарным расходам через разрез (Св, положительное направление – на север)

Год	1997	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Невязка AVISO	0,2	2,3	-9,6	-17,4	-4,8	-3,4	-14,5

Анализ результатов

С целью оценки качества полученных результатов проводился расчет поля скорости течений на прореженную сетку станций. Для вычислений использовался разрез с самой высокой частотой станций – разрез 2007 г. Расчеты были выполнены с прореживанием

каждой второй и каждой четвертой станции, за исключением крайних. Естественно, что для каждого такого варианта определялась отдельная кривая баротропных поправок, определяемых по альтиметрическим данным. Разрежение станций, как в западной пограничной области, так и в основной части разреза, не приводит к заметному отличию конечного результата. Переносы различных водных масс и основных течений изменяются в этом случае на максимальную величину, близкую к 1 Св. Интегральный перенос уменьшается примерно на 2 Св. Эти результаты свидетельствуют о достаточно высоком качестве измерений, а также о хорошей применимости для расчетов интегральных величин ранних разрезов (1997 и 2002 гг.) с редкой сеткой станций.

Невязки объясняются как наличием вышеупомянутых нескомпенсированных переносов и неединовременностью наблюдений (разрез проводится в течение 2-х недель), так и недостаточным разрешением измерений вдоль разреза, особенно в области вихревых образований и пограничных течений, а также возможным несоблюдением условия сохранения баланса массы воды. При расчете интегральных переносов, ввиду замкнутости их циркуляции в синоптических вихрях, суммарный перенос массы воды вихрями должен быть нулевым. Проведенные оценки невязок показали, что одной из наиболее вероятных причин их возникновения может являться недостаточное пространственное разрешение сетки станций в области интенсивных синоптических вихрей. Синоптические вихри в Северной Атлантике образуются благодаря неустойчивости, возникающей на периферии Северо-Атлантического течения [6], и имеют горизонтальный масштаб, сравнимый с бароклинным радиусом деформации Россби (~50 км). В районе рассматриваемых разрезов вихревые образования наблюдаются вблизи Срединно-Атлантического хребта. В период гидрологических измерений на 60° с. ш. вихри можно выделить на основе данных абсолютной динамической топографии поверхности моря, которые предоставляет спутниковая альтиметрия.

На рис. 3. представлено распределение меридиональной составляющей скорости на разрезе 2004 г.

В районе 20° з.д. наблюдаются сильные разнонаправленные потоки со скоростями более 30 см/с, что говорит о присутствии здесь вихревого образования. Пунктирная линия показывает распределение скоростей на разрезе с шагом 0,3° долготы (максимальное разрешение спутниковой альтиметрии). Сплошная линия соединяет значения скоростей в точках станций (расстояние между станциями около 1°), которые и использовались при расчетах суммарного переноса. Следует отметить, что при расчетах расхода на разрезе ошибка в определении баротропной составляющей скорости на 5 см/с приводит к невязкам приблизительно соответствующим величине в 5 Св. На рис. 3 можно выделить множество

несоответствий этих двух линий, что говорит о неполном описании вихревых структур измерениями на станциях, и, как следствие, приводит к итоговой невязке, так как недостаточно подробно описанные станциями вихри дают отличный от нуля вклад в итоговый перенос.

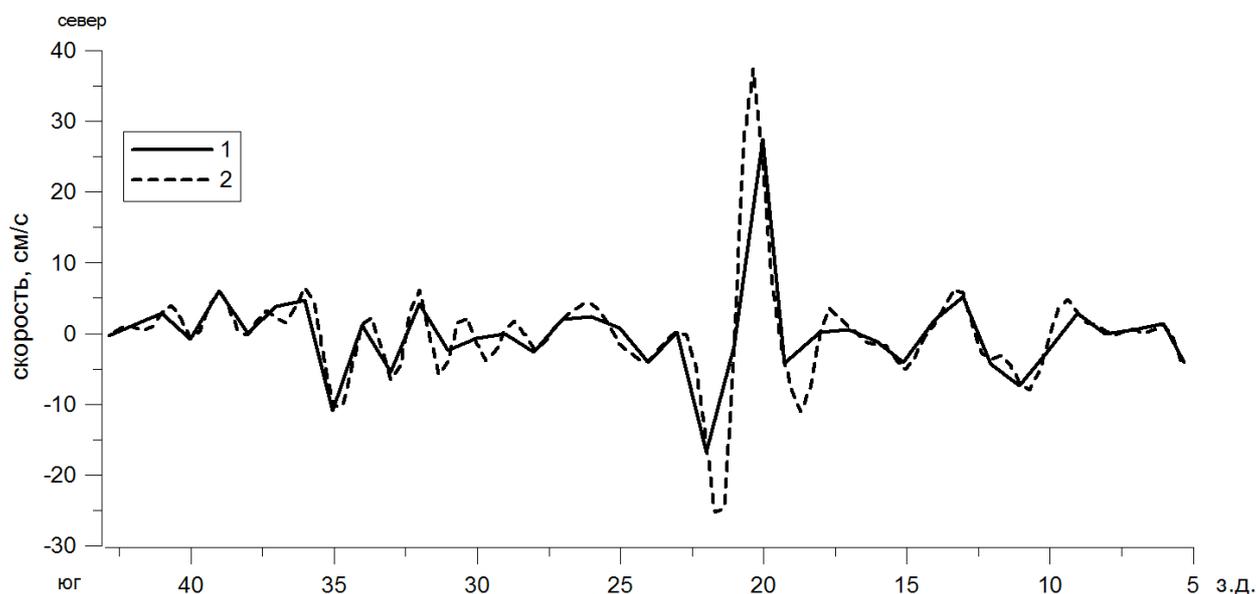


Рис 3. Распределение меридиональной составляющей скорости течений по данным спутниковой альтиметрии в точках станций (1) и с шагом 0,3° (2) в 2004 г. (непрерывное и для точек станций)

Проведенный анализ данных за другие годы показал, что в 2003, 2004 и 2007 гг. наблюдались наиболее ярко выраженные вихревые образования с большим диапазоном скоростей (более 40 см/с), что при низком разрешении станциями и дает наибольшие невязки суммарного переноса на разрезе. В связи с этим при сравнении межгодовой изменчивости переносов по отдельным водным массам данные за 2003, 2004 и 2007 гг. в районах расположения вихрей не принимались в расчет по причине низкой достоверности.

Измерения в разные годы показали, что интегральный перенос в поверхностной структурной зоне (главным образом геострофический) существенно не меняется и составляет 11÷13 Св, наблюдается лишь его перераспределение по участкам разрезов. Перенос ИПВ составляет 3–8 Св.

На рис. 4 приведены расчетные значения переноса глубинных водных масс региона. ЛВ в каждом из бассейнов распространяются на юг у западных склонов Гренландии и хребта Хаттон и в обратном направлении – у восточных. Перенос ИШГВ и ДПВ в южном направлении находится в пределах 9–11 и 2–6 Св соответственно.

Перенос, Св

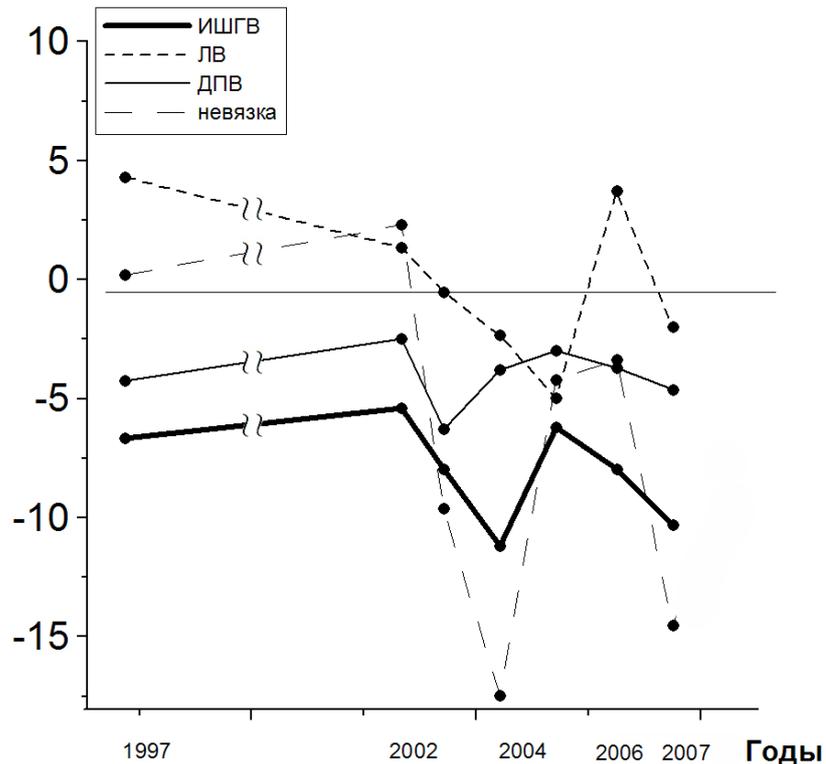


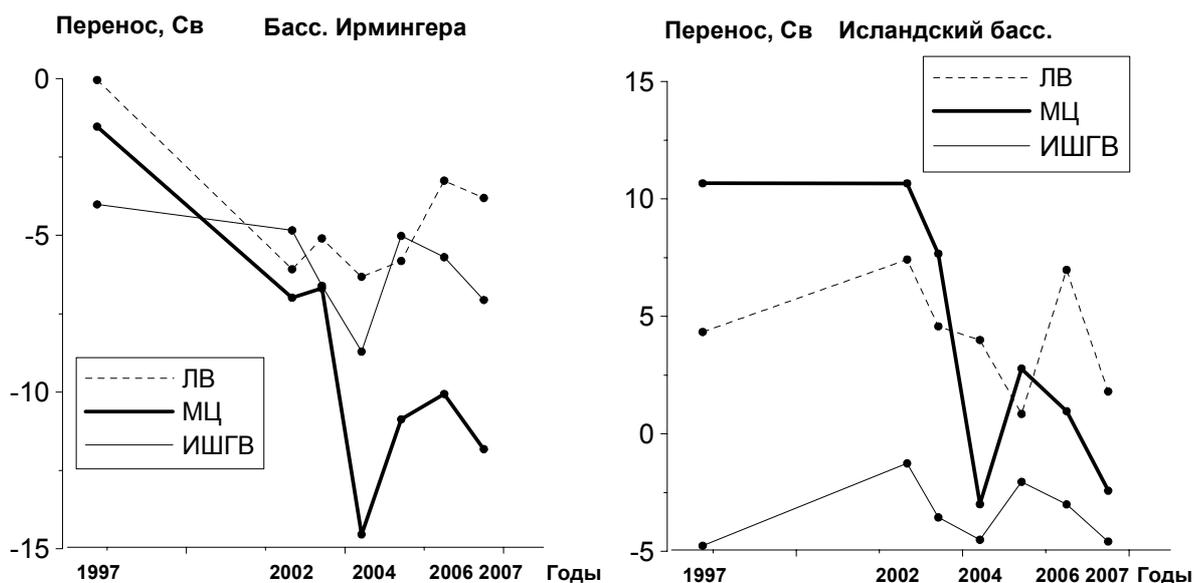
Рис. 4. Суммарные переносы глубинных водных масс на разрезе (Св)

На рис. 4 видно, что общая невязка оказывает существенное значение на изменчивость ИШГВ. Для Лабрадорских вод, вероятно, это влияние сказывается в последние 3 года.

Если же рассмотреть эти переносы по отдельным бассейнам (рис. 5), то отмечается принципиальное различие – перенос глубинных вод сосредоточен главным образом в бассейне Ирмингера, тогда как в Исландском он практически нулевой. Для бассейна Ирмингера можно отметить общее усиление переноса в глубинном слое в последние 2 года, когда суммарный поток достиг значений, характерных для 2003–2004 гг. (около 15 Св).

В Исландском бассейне Лабрадорские воды имеют не только противоположное другим водным массам интегральное направление переноса (северное), но и явно другой характер межгодовой изменчивости. В целом же изменчивость глубинного звена МЦ от года к году в обоих бассейнах сравнима, хотя общее южное направление переноса определяется западным бассейном.

Изменения в слое ЛВ сопровождалось увеличением их переноса в 2002–2005 гг. и его ослаблением к 2006 на 2 Св. Суммарный перенос глубинных вод на юг в бассейне Ирмингера в 2000-е гг. увеличился по сравнению с 1997 г. на 7–10 Св, в то же время интенсивность переноса на север в Северо-Атлантическом течении упала примерно на такую же величину.



**Рис. 5. Суммарные переносы глубинных водных масс и интенсивность меридиональной циркуляции по отдельным бассейнам (Св).
МЦ – общий перенос вод глубинного слоя**

Таким образом, результаты расчетов свидетельствуют о достаточной стабильности переносов в нижнем звене меридиональной циркуляции вод в Северной Атлантике, но следует отметить присутствие значимых межгодовых вариаций переносов по отдельным водным массам. Наличие суммарных невязок интегрального переноса в некоторые годы существенно затрудняет анализ межгодовой изменчивости переносов, в связи с чем необходимо ежегодное повторение разреза по 60° с.ш. в Северной Атлантике и дальнейшее усовершенствование методов расчета переносов.

Экспедиции в исследуемом районе проведены на судах РАН в рамках Межведомственного проекта "Меридиан-плюс". Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00943, 07-05-00657, 08-05-00120, 09-05-00802, 09-05-00788, а также гранта NWO-РФФИ 047.017.2006.003.

Список литературы

1. Демидов А.Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. – 2003. – Т.43. – №2. – С. 165–175.

2. *Добролюбов С.А., Соков А.В.* Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2002. – № 6. – С. 42–48.
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. *Добролюбов С.А.* Меридиональная и межокеанская циркуляция водных масс, тепла и пресной составляющей // В кн.: «География, общество и окружающая среда». Т. 6. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. – М.: Городец, 2004. – С. 176–215.
5. *Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. – Л.: Гидрометиздат, 1982.
6. *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.
7. *Лаппо С.С., Гулев С.К., Добролюбов С.А., и др.* Северная Атлантика и ее влияние на климат Европы. В кн.: «Актуальные проблемы океанологии»/Под ред. Н.П.Лаверова.- М.: Наука, 2003.- С. 8-59.
8. *Arhan M., Naveira Garabato A.C., Heywood K.J. et al.* The Antarctic Circumpolar Current between the Falkland islands and South Georgia // J. Phys. Oceanogr. – 2002. – Vol. 32. – № 6. – P. 1914–1931.
9. *Cuny J., Rhines P.B., Kwok R.* Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes // Deep-Sea Research I. – 2005. – Vol. 52. – P. 519–542.
10. *Drinkwater K.* On the mean and tidal currents Hudson Strait // Atmosphere Ocean 26. – 1988. – 252–266
11. *Franco B.C., Mata M.M., Piola A.R., et al.* Northwestern Weddell Sea deep outflow into the Scotia Sea during the austral summers of 2000 and 2001 estimated by inverse methods // Deep-Sea Research. Part I.– 2007.– Vol. 54.– P. 1815–1840.
12. *Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al.* Decadal changes in the thermohaline circulation of the north Atlantic // Deep-Sea Research. Part II. – 1999. – Vol. 46. – P. 109–138.
13. *Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Stephens C.* // World Ocean Database 1998, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md. – 2001
14. Ocean circulation and climate. Observing and modeling the global ocean / Ed. by G.Siedler, J.Church, J.Gould. – San Diego: Academic Press, 2001. – 715 p.

15. *Rio M.H., Hernandez F.* A mean dynamic topography computed over the World ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model // *J. Geophys. Research.* – 2004. – Vol. 109. – C12032. – doi:10.1029/2003JC002226.

16. *Roach A., Aagaard K., Pease C. et al.* Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // *Journal of Geophysics Research.* – 1995. – Vol. 100. – P. 18443–18457.

17. *Rodhe J.* The Baltic and North Seas: A process-oriented review of the physical oceanography / In A. R. Robinson and K. Brink, editors // *The Sea.* – Vol. 11. –P. 699–732.

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

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИНДЕКСА Wi , ХАРАКТЕРИЗУЮЩЕГО ЗИМНИЕ ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ, В ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАЙОНАХ РОССИИ И БЕЛАРУСИ

Изучение пространственно-временных зимних погодных условий проводилось с использованием расчета индекса Wi по формуле, представленной в работе [1]. Индекс рассчитывался по данным из специализированной базы отдела долгосрочных прогнозов погоды (температуры воздуха, суммы осадков и их σ) для 90 станций, расположенных на территории СНГ за период декабрь-февраль 1949–2005 гг. (57 лет). Строились карты пространственно-временного распределения индекса Wi для создания каталога.

Для статистического анализа погодных условий привлекались данные 23 станций, расположенных на территории России (17 станций) и в Беларуси (6 станций).

В работе использовались термины: зимы считались холодными при средних значениях ($cp.Wi$) $Wi \leq -0,1$; теплыми – при $cp.Wi \geq 0,0$; экстремально холодными – при $cp.Wi \leq -2,0$; экстремально теплыми – при $cp.Wi \geq 2,0$.

В табл. 1 приводятся сводные данные параметра Wi за декабрь-февраль 1949-2005 гг. по 23 станциям. Обзор данных указывает на явное преобладание отмечавшихся теплых зим по сравнению с холодными. Если в декабре $cp.Wi \leq -0,1$ отмечались в 23 случаях, то $cp.Wi \geq 0,0$ - в 33; в январе – в 17 и 39; в феврале – в 16 и 40 соответственно.

Экстремальные случаи встречались очень редко. За 57 рассмотренных лет экстремально холодными ($cp.Wi \leq -2,0$) были: декабрь 2001 г. (-2,7) и 2002 г. (-5,0); январь 1950 г. (-2,3), 1969 г. (-2,5) и 1972 г. (-2,4); февраль 1954 г. (-3,0) и 1956 г. (-2,1).

Абсолютные минимальные значения отмечены в Саратове (-6,6) в декабре 2002 г., в Чердыне и Ростове (по -5,0) в январе 1969 г. и феврале 1954 г. соответственно.

Экстремально теплыми месяцами были: декабрь 1982 г. (2,3), январь 1983 г. (2,6), февраль 1973 г. (2,2), 1990, 1995, 2000, 2002 гг. (по 2,1).

Абсолютные максимальные значения Wi отмечались в Саратове 4,8 (декабрь 2000 г.), в Витебске 5,3 (январь 2004 г.) и 5,9 (февраль 2004 г.).

Таблица 1

**Сводные данные средних и экстремальных значений Wi по 23 станциям России
и Беларуси в зимний период (декабрь-февраль) 1949-2005 гг.**

Месяц	Холодные зимы				Теплые зимы			
	$cp.Wi \leq -2,0$			$cp.Wi \leq -0,1$	$cp.Wi \geq 2,0$			$cp.Wi \geq 0,0$
	$cp.Wi_{min}$	min из $cp.Wi_{min}$	Абс. min		$cp.Wi_{max}$	max из $cp.Wi_{max}$	Абс. max	
Декабрь	- 2,7 (2001 г.)	- 5,0 (2002 г.)	- 6,6 (2002 г.) Саратов		2,3 (1982г.)	2,3 (1982г.)	4,8 (1982 г.) Саратов	
	- 5,0 (2002 г.)							
Всего зим		2		23	1			33
Январь	- 2,3 (1950 г.)	- 2,5 (1969 г.)	- 5,0 (1969 г.) Чердынь		2,6 (1983г.)	2,6 (1983г.)	5,3 (2004 г.) Витебск	
	- 2,5 (1969 г.)							
	- 2,4 (1972 г.)							
Всего зим		3		17	1			39
Февраль	- 3,0 (1954 г.)	- 3,0 (1954 г.)	-5,0 (1954 г.) Ростов		2,2 (1973г.)	2,3 (1973г.)	5,9 (2004 г.) Витебск	
	- 2,1 (1956 г.)				2,1 (1990 г.) 2,1 (1995 г.) 2,1 (2000 г.) 2,1 (2002 г.)			
Всего зим		2		16	5			40

Строились карты пространственно-временного распределения абсолютных минимальных и максимальных значений Wi , ниже дано их краткое описание.

Декабрь 2002 г. показал на всех станциях перекрытие ранее отмечавшихся абсолютных минимумов. В этом месяце Wi колебался от $-3,5$ до $-6,6$ и на большей части изучаемой территории был менее $-5,0$.

В январе величина параметра Wi на западе составляла менее $-3,0$, а на севере и юго-востоке от $-4,0$ до $-5,0$. Холод декабря в январе переместился из центра на восток. Выделяются небольшие по площади очаги холодных январей: 1950 г. (Москва, Курск, Одесса), 1963 г. (Гродно, Брест, Киев), 1969 г. (Чердынь, Казань, Оренбург, Кустанай), 1972 г. (Саратов, Ростов-на-Дону, Армавир).

В феврале на 39 % территории (9 станций из 23) наблюдались абсолютные минимумы $Wi \leq -3,0$; в Одессе $-4,1$, Кустанае $-4,5$, Киеве и Оренбурге по $-4,0$.

Для теплых декабрей больших очагов, объединяющихся по годам, не наблюдалось. Значения параметра Wi колебались от 2,7 (Гродно) до 4,8 (Саратов).

В январе выделяется район от Вологды до Чердыни на севере, через Москву к Курску и Киеву на юге со значениями $Wi \leq 3,0$. На западе (Санкт-Петербург, Вильнюс, Гродно) абсолютный максимум наблюдался в 1983 г., а в 2004 г. на станциях Витебск, Минск, Могилев и Гродно.

В феврале весь центр занимают величины Wi от 4,0 (Астрахань) до 5,9 (Витебск). На остальной территории значения Wi колебались в пределах от 2,5 до 3,9. По годам отмечается большой разброс значений индекса, исключением явился 1955 г., когда значение Wi было в Казани 4,7, в Саратове 5,5, в Ростове-на-Дону 5,2.

Таким образом, можно сказать, что экстремальные значения параметра Wi имеют большой разброс как по территории, так и по годам, и сформировавшихся значимых очагов практически не наблюдается.

Рассмотрим повторяемость экстремально холодных и теплых зимних погодных условий. Для этой цели были построены карты распределения их повторяемости (%) на изучаемой территории, описание которых дано ниже.

В качестве примера на рис. 2 представлена карта распределения повторяемости экстремально холодных, а на рис. 3 – экстремально теплых зимних погодных условий для декабря.

В декабре на большей части территории повторяемость погодных условий с $Wi \leq -2,0$ (рис. 2) составила 11–15 %. На отдельных станциях она равна 7–9 %. В Беларуси она увеличивается до 16 %, а в Витебске даже до 20 %.

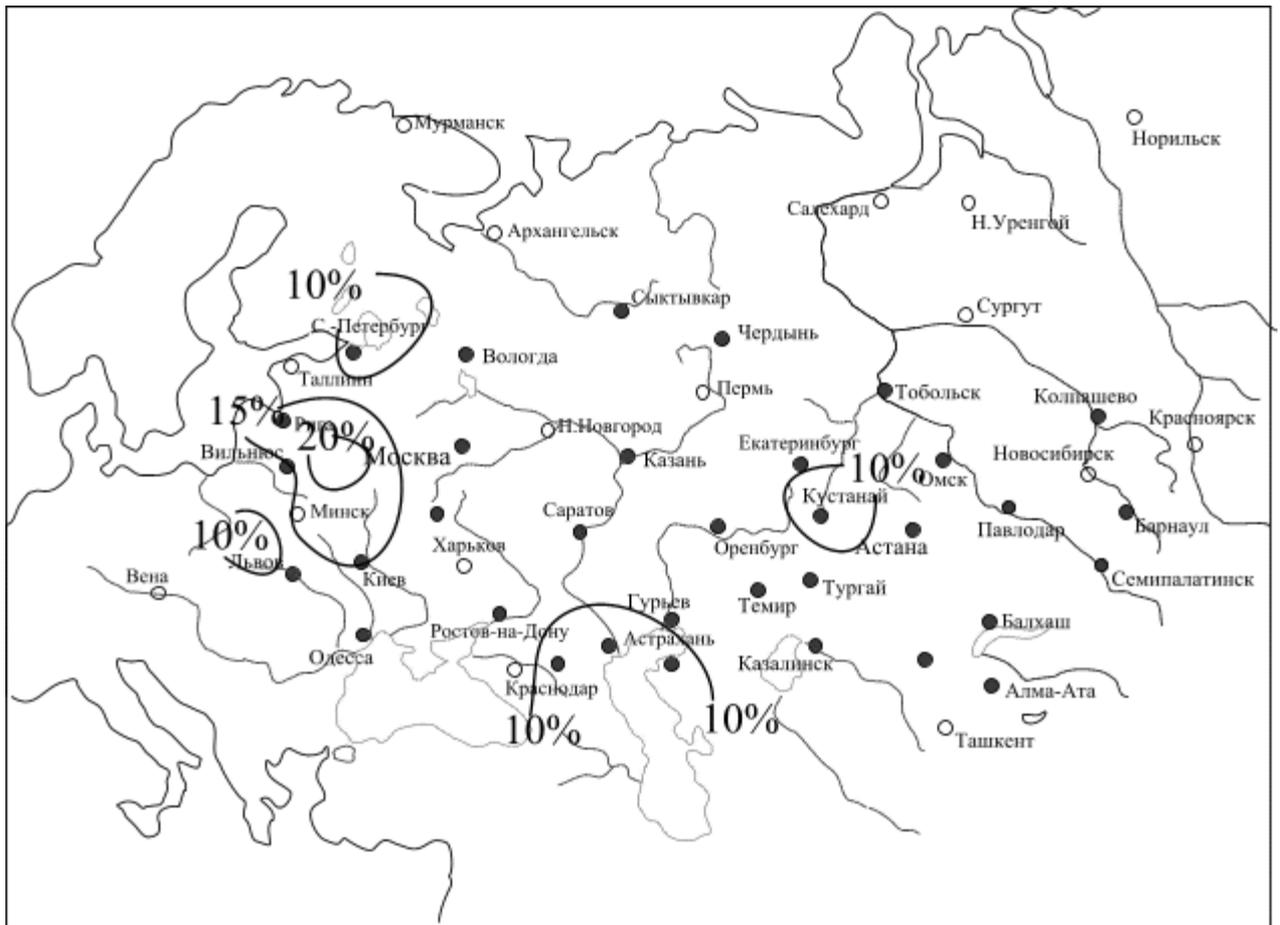


Рис. 2. Распределение повторяемости (%) экстремально холодных погодных условий в декабре

Повторяемость экстремально холодных январей на большинстве станций по сравнению с декабрем уменьшается почти в два раза (7–9 %). Во Львове и Беларуси эти значения составляют лишь 2–5 %. Выделяется район к северу от Минска и к западу от Москвы с повторяемостью 11–12 %, сюда же относятся Саратов и Гурьев.

Февраль по значениям Wi близок к январю. Область наибольшей повторяемости (более 10 %) из западных районов переместилась на северо-восток. В Заволжье она составила 5–7 %.

Экстремально теплые зимние погодные условия ($Wi \geq 2,0$) имеют более частую повторяемость, чем холодные. В декабре (рис. 3) в центральных областях она равна 11–15 %, на западе – 16–18 % и на востоке – 18–23 %.

К январю повторяемость теплых зимних погодных условий увеличивается. На западе региона она находится в пределах от 15 до 25 %, на востоке – от 16 до 20 %. На севере и юге ее величина – менее 10 %.

Наибольшая повторяемость $Wi \geq 2,0$ наблюдается в феврале. В центре она составляет 16–18 %. На западе и востоке находятся очаги с повторяемостью 11–14 %. Наиболее часто теплые февраль бывают в Беларуси (более 20 %).

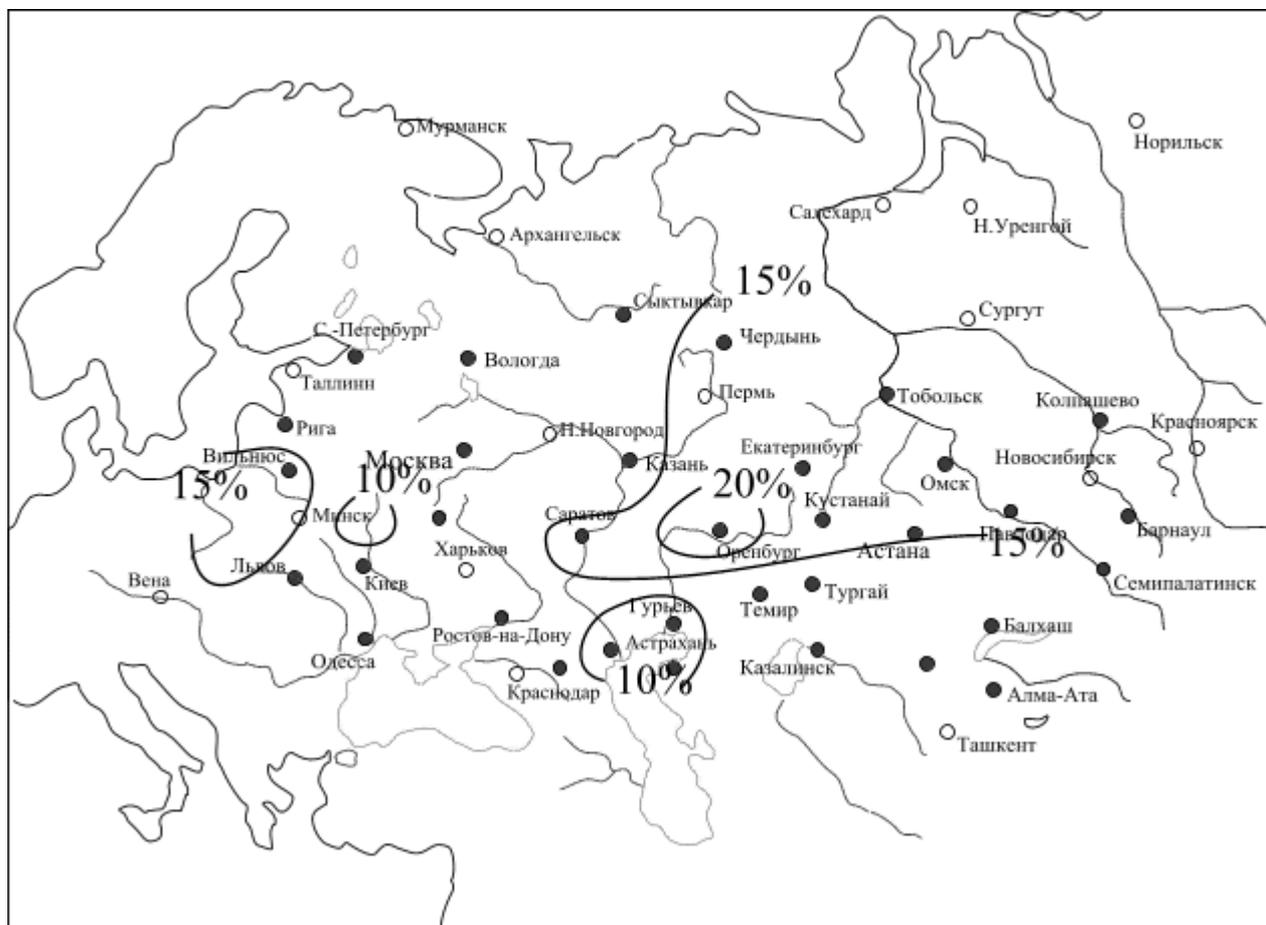


Рис. 3. Распределение повторяемости (%) экстремально теплых погодных условий в декабре

Перейдем к прогнозированию индекса Wi . Основной подход расчета прогностического индекса Wi базируется на использовании прогностических среднемесячных аномалий температуры воздуха и сумм осадков, которые берутся из официального статистического прогноза, в котором ΔT получена методом регрессии, а ΔR - путем применения метода аналогов, подобранных к прогнозируемой аномалии ΔT .

С целью разработки прогноза тепло-влажностных зимних условий погоды рассчитывались коэффициенты регрессии по каждой станции и месяцу в отдельности. На фактическом материале за декабрь-февраль 1949–2000 гг. определялись связи между Wi за месяц и ΔT за первую декаду этого же месяца. Связи оказались достаточно высокими $r > 0,30$.

В качестве предиктора привлекались прогнозы ΔT первой декады, составляемые в оперативном режиме лабораторией статистических среднесрочных прогнозов погоды Гидрометцентра России и имеющие хорошую оправдываемость [2].

Тестирование технологии расчета Wi было проведено по данным 90 станций СНГ за декабрь-февраль 2001–2007 гг. Результаты оценок прогнозов Wi представлены по знаку ρ и величине θ в табл. 2.

Из табл.2 видно, что в среднем за исследуемый период времени лучшую успешность имеют прогнозы на декабрь-январь.

Таблица 2

Оценки прогнозов Wi за декабрь-февраль 2001–2007 гг.

Год	Декабрь		Январь		Февраль		Средняя	
	ρ	θ	ρ	θ	ρ	θ	ρ	θ
2001-2002	-0,16	1,38	0,33	0,61	0,71	0,73	0,29	0,91
2002-2003	0,67	1,14	-0,07	0,90	-0,29	1,50	0,10	1,18
2003-2004	0,19	0,93	0,03	1,05	0,21	0,75	0,14	0,91
2004-2005	0,44	0,76	0,01	0,83	-0,37	2,21	0,03	1,27
2005-2006	-0,08	1,41	0,02	1,90	-0,19	2,30	-0,08	1,87
2006-2007	0,17	1,76	0,68	2,69	0,26	2,17	0,37	2,21
Средняя	0,20	1,23	0,17	1,33	0,06	1,61	0,14	1,39

Таким образом, проведена следующая работа:

1. Создана база данных Wi для 90 станций СНГ за период декабрь-февраль 1949–2005 гг. (57 лет).

2. Проведен статистический анализ зимних погодных условий (декабрь-февраль) для 17 станций в России и 6 в Беларуси, расположенных в основных сельскохозяйственных районах. Повторяемость холодных и малоснежных зим ($Wi \leq -2.0$) за 57 лет составила не более 10 %. Повторяемость теплых и снежных зим ($Wi \geq 2.0$) заметно выше - в пределах 15–20 %.

3. Разработана технология среднемесячного прогноза тепло-влажностных условий в зимний период на базе прогноза индекса Wi .

4. Сделана проверка качества прогнозов Wi для декабря-февраля 2001–2007 гг. (за 7 последних лет). В среднем за исследуемый период лучшую успешность имеют прогнозы на декабрь ($\rho=0,20$) и январь ($\rho=0,17$).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 07-05-00740.

Список литературы

1. *Попов А.В.* О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Труды Гидрометцентра СССР. – 1975. – Вып. 156. – С. 77–84.
2. *Васильев П.П., Васильева Е.Л.* Система статистической интерпретации выходной продукции гидродинамических моделей для среднесрочного прогноза погоды // 70 лет Гидрометцентру России. – 1999. – С. 118–133.

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

ЗИМНИЕ ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ БЕЛАРУСИ С УЧЕТОМ ИНДЕКСА Wi

Исследования зимних погодных условий в Беларуси проводились по шести станциям (Витебск, Гродно, Минск, Могилев, Брест, Гомель) за декабрь–февраль 1949–2005 гг. (57 лет). Индекс Wi рассчитывался по данным из специализированной базы отдела долгосрочных прогнозов погоды (температуры воздуха, сумм осадков и их σ) по формуле из работы [1] по каждой станции, месяцу и году в отдельности.

По рассчитанным Wi определялись средние значения ($ср.Wi$) по месяцам и годам, которые затем использовались при климатическо-статистическом анализе.

В таблице и в тексте применялись общие определения: погодные условия считались холодными при средних значениях $Wi \leq -0,1$, теплыми - при $Wi \geq 0,0$; средние значения $Wi \leq -2,0$ характеризовали экстремальный холод, а $Wi \geq 2,0$ - экстремальное тепло.

В таблице помещены сводные данные параметра Wi за зимний период (декабрь–февраль) 1949–2005 гг.

Если в декабре число холодных и теплых погодных условий было почти одинаковым (27 и 30 соответственно), то в январе и феврале преобладали теплые погодные условия: в январе $ср.Wi \leq -0,1$ отмечалось 17 раз, а $ср.Wi \geq 0,0$ – 40 раз; в феврале – соответственно 14 и 43.

Тенденция к потеплению видна и по экстремальным случаям. Если в декабре средние значения $Wi \leq -2,0$ и $Wi \geq 2,0$ встречались по 7 раз, то в январе – по 2 и 8; в феврале – по 4 и 14 соответственно.

На потепление от декабря к февралю указывают также абсолютные значения $ср.Wi$ по станциям. Минимумы из средних значений изменялись: $-3,9$ в декабре 2002 г., $-2,3$ в январе 1963 г. и $-2,5$ в феврале 1954 г. Абсолютные минимумы по станциям были: $-4,2$ (декабрь 2002 г.) в Могилеве, $-2,9$ (январь 1950 г.) в Витебске и $-3,1$ (февраль 1976 г.) в Гомеле.

Среднее максимальное значение Wi в декабре 1982 г. равнялось 3,2, в январе 2004 г. оно составило 3,5, а в феврале 2004 г. – 4,1. Абсолютный максимум по станциям отмечался в Минске (4,6) в декабре 1974 г., в Витебске - в январе-феврале 2004 г. (5,3 и 5,9 соответственно).

**Сводные данные средних и экстремальных значений Wi по 6 станциям
Беларуси в зимний период (декабрь-февраль) 1949-2005 гг.**

Wi	Декабрь	Январь	Февраль
Холодные зимы			
<i>ср. $Wi \leq -0,1$ (кол-во зим)</i>	27	17	14
<i>ср. $Wi \leq -2,0$ (кол-во зим)</i>	7	2	4
min из <i>ср. Wi</i>	-3,9 (2002 г.)	-2,3 (1963 г.)	-2,5 (1954 г.)
абс. min	-4,2 (2002 г.) Могилев	-2,9 (1950 г.) Витебск	-3,1 (1976 г.) Гомель
Теплые зимы			
<i>ср. $Wi \geq 0,0$ (кол-во зим)</i>	30	40	43
<i>ср. $Wi \geq 2,0$ (кол-во зим)</i>	7	8	14
max из <i>ср. Wi</i>	3,2 (1982 г.)	3,5 (2004 г.)	4,1 (2004 г.)
абс. max	4,6 (1974 г.) Минск	5,5 (2004 г.) Витебск	5,9 (2004 г.) Витебск

Встречались случаи, когда экстремально холодные или теплые зимние погодные условия длились два и даже три года подряд. Так, экстремально холодные зимние условия погоды (*ср. $Wi \leq -2,0$*) наблюдались в декабре 1962 г. (-2,3) и 1963 г. (-3,1); 2001 г. (-2,6) и 2002 г. (-3,9). В январе такие явления отсутствовали. В феврале - в 1985 г. (-2,4) и 1986 г. (-2,3).

Чаще встречались теплые зимние погодные условия (*ср. $Wi \geq 2,0$*). Отметим, что после декабря 1981 г. (2,0) еще более теплым был декабрь 1982 г. (3,2); а после декабря 2004 г. (2,2) – декабрь 2005 г. (2,8). Три случая подобного явления отмечались в январе: 1983 г. (3,0) и 1984 г. (2,0); 1993 г. (2,1) и 1994 г. (2,1); 2004 г. (3,5) и 2005 г. (2,9); в феврале: 1957 г. (2,7) и 1958 г. (2,0); 1989 г. (2,2) и 1990 г. (2,7); 1998 г. (2,1), 1999 г. (2,3) и 2000 г. (2,7).

С целью анализа пространственно-временных изменений параметра Wi для изучаемых месяцев были составлены карты распределения по станциям абсолютно

минимальных (*абс.min*) и абсолютно максимальных (*абс.max*) значений с указанием года, а также повторяемости (%) $cp.Wi \leq -2,0$ и $cp.Wi \geq 2,0$. В качестве примера на рис. 1–4 приведены карты распределения по станциям для декабря, а по остальным месяцам дано описание.

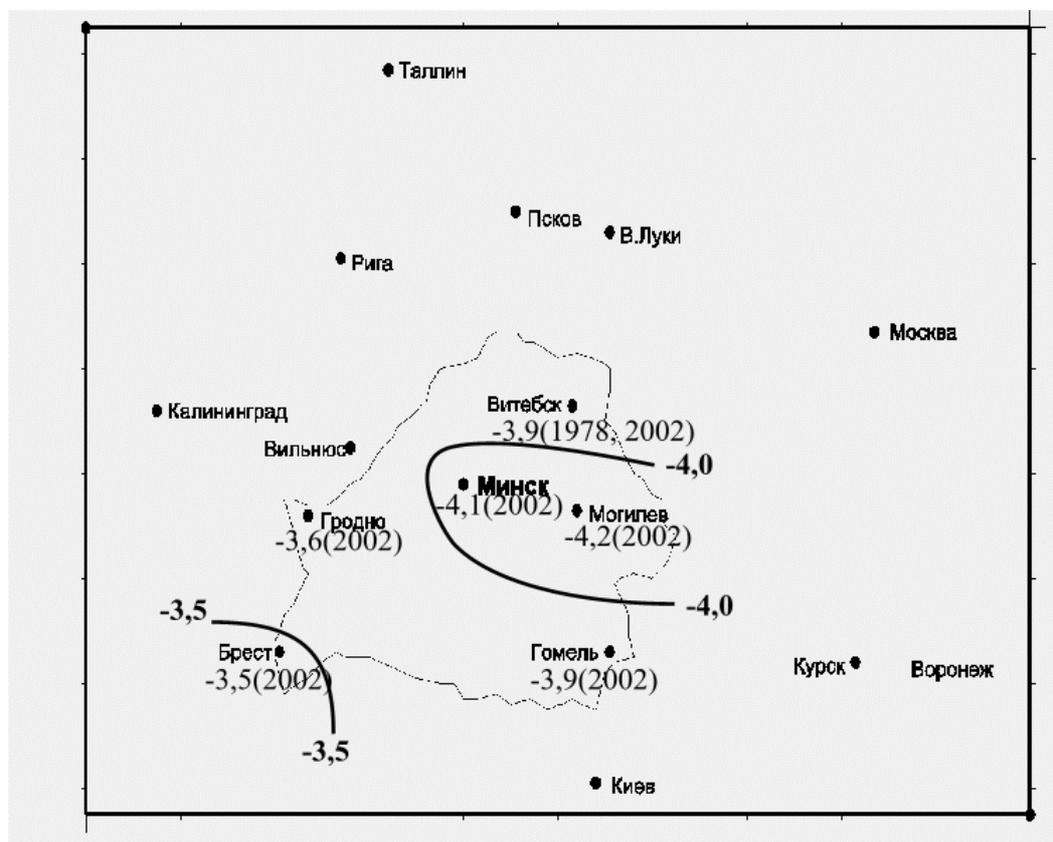


Рис. 1. Распределение абсолютно минимальных значений Wi в декабре 1949–2004 гг.

Из рис.1 видно, что в декабре *абс.min* Wi на всех станциях отмечались в 2002 г. и колебались от $-3,5$ (Брест) до $-4,2$ (Могилев), а в Витебске значение 2002 г. ($-3,9$) было еще и в 1978 г.

В январе *абс.min* Wi $-2,9$ наблюдался в Витебске (1950 г.) и в том же году $-2,5$ в Минске. На остальных станциях значения изменялись от $-2,3$ до $-2,5$. В Гродно, Бресте и Гомеле *абс.min* Wi отмечался в 1963 г., а в Могилеве – в 1972 г.

В феврале *абс.min* Wi был в пределах от $-1,9$ (Брест 1954, 1976 и 1986 гг.) до $-3,1$ (Гомель 1976 г.). На остальных станциях было следующее распределение: Витебск $-3,0$ (1954 и 1986 гг.), Минск $-2,9$ и Гродно $-2,4$ (1986 г.), Могилев $-3,0$ (1985 г.).

На рис. 2 показано распределение *абс.max* Wi по территории Беларуси. В декабре значения Wi даже превышали 4,0. Было отмечено в Минске 4,6 (1974г.), в Бресте 4,3

(1982 г.). *Абс.мах* Wi 4,0 был в Гродно (1974 г.) и в Витебске (2004 г.). На востоке региона значения Wi более низкие: 3,6 в Могилеве (1960г.) и 2,8 в Гомеле (1965 г.).

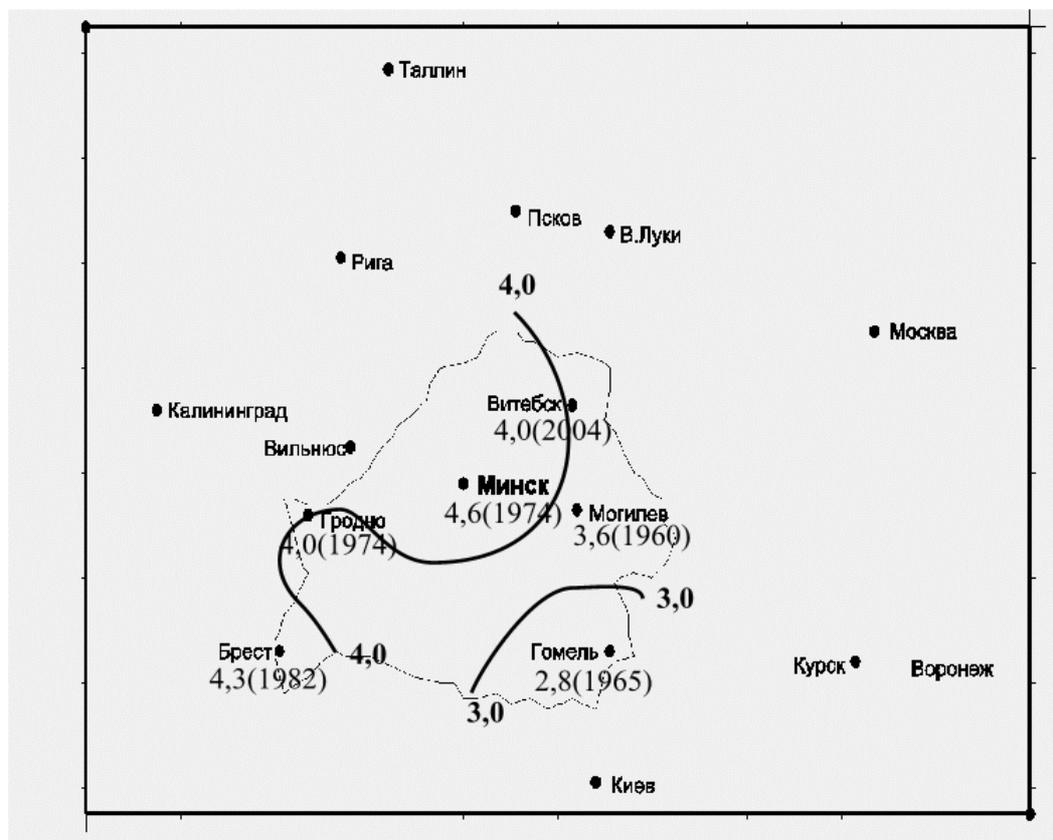


Рис. 2. Распределение абсолютно максимальных значений Wi в декабре 1949–2004 гг.

В январе картина распределения *абс.мах* Wi следующая: в 2004 г. в Витебске 5,3, в Могилеве 4,9 и в Минске 3,9; в 2004 и 2005 гг. в Гомеле 3,9; в 1986 г. в Бресте 3,9; в 1983 г. в Гродно 3,8.

В феврале значения *абс.мах* Wi увеличились и составили от 4,5 до 5,9, за исключением Могилева (3,3) и Гомеля (3,2 в 1995 г.). Если на западе Беларуси – в Гродно (5,1) и Бресте (4,5) – *абс.мах* Wi был в 2002 г., то в северо-восточной части – в Витебске (5,9), Минске (4,8) и в Могилеве (3,3) – как и в январе, в 2004 г.

Рассмотрим повторяемость (%) зимних экстремально холодных погодных условий (*ср.* $Wi \leq -2,0$) по станциям Беларуси.

В декабре (рис. 3) в западной и центральной частях Беларуси повторяемость экстремально холодных условий погоды колеблется от 9 до 15 %; в восточной – повышается до 16 %, а на севере – до 20 %.

Нами отмечено, что повторяемость экстремально холодных зим уменьшается от декабря к февралю. В январе только в Могилеве повторяемость $ср. Wi \leq -2,0$ составляет 11 %, на остальных 5 станциях – менее 10 %, при этом в Гродно и Бресте – 2 %.

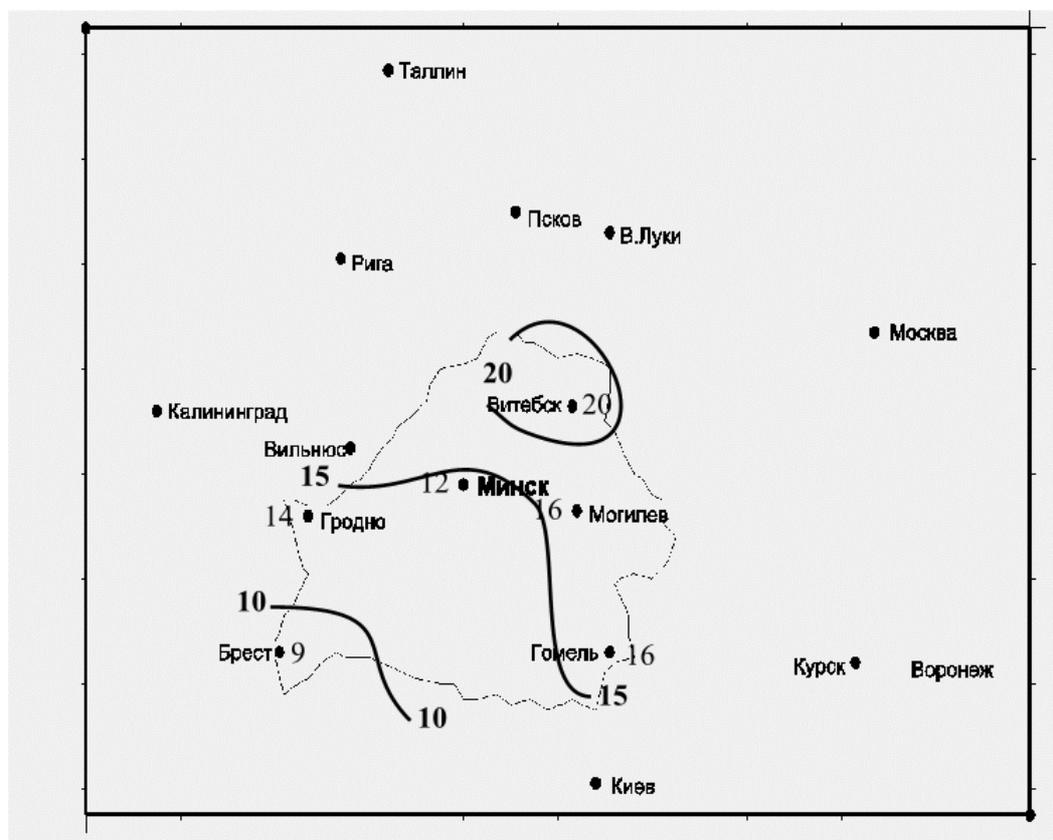


Рис. 3. Повторяемость (%) $ср. Wi \leq -2,0$ в декабре 1949–2004 гг.

В феврале значения $ср. Wi \leq -2,0$ на всей рассматриваемой территории не достигают 10 %. Наибольшая повторяемость экстремально холодных зим наблюдается в Витебске (9 %). На остальных станциях она изменяется в пределах от 1 до 5 %.

Повторяемость максимальных значений $ср. Wi \geq 2,0$ от декабря к февралю, в отличие от минимальных значений, повышается. В декабре (рис. 4) $ср. Wi \geq 2,0$ часто наблюдается на станциях юго-западной части Беларуси (Гродно-16 %, Брест –18 %). На остальных станциях эта величина 11–12 %, за исключением Могилева – 7 %.

В январе повторяемость экстремально теплых зим распределилась по территории Беларуси таким образом: Минск 25 %, Витебск 21 %, Гродно, Брест и Могилев по 16 %, Гомель 9 %.

В феврале экстремальные значения Wi встречались в 21–35 % случаев, за исключением Могилева (16 %).

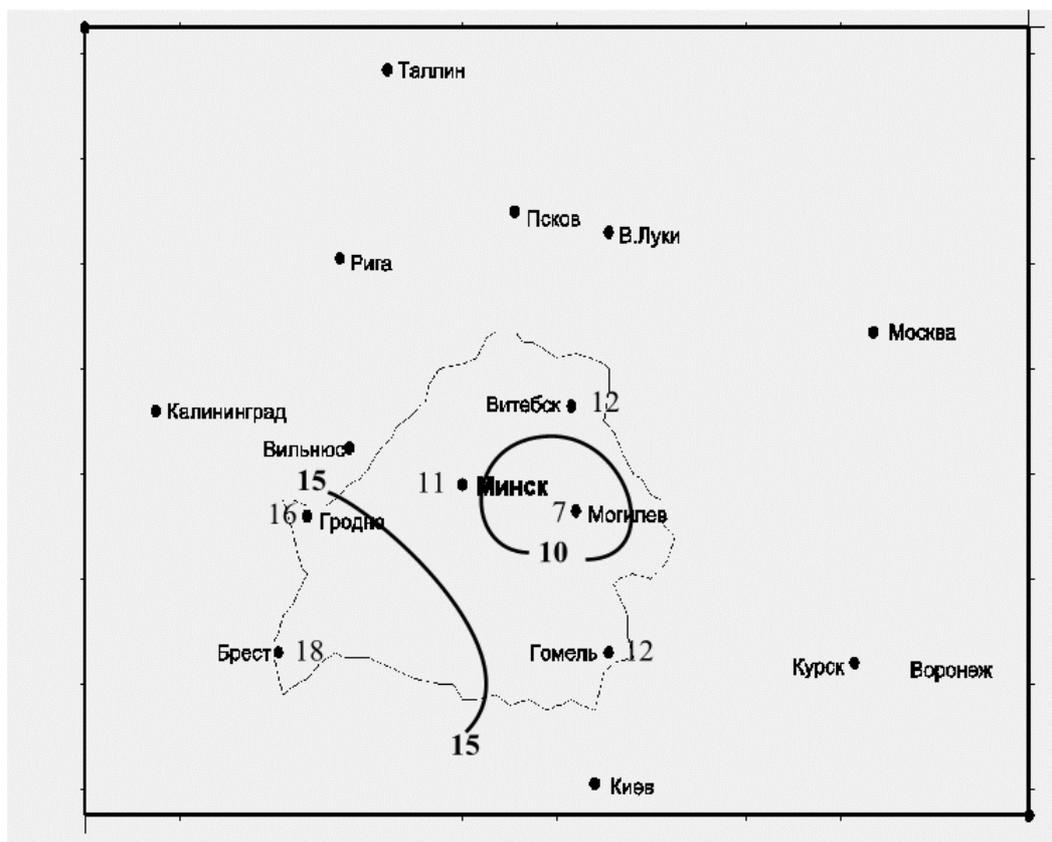


Рис. 4. Повторяемость (%) $ср.Wi \geq 2,0$ в декабре 1949-2004 гг.

Для прогнозирования параметра Wi очень важно знать повторяемость его значений в соседних месяцах. С этой целью был проведен анализ инерционности индекса Wi путем сравнения значений Wi декабря и последующего за ним января, января и последующего за ним февраля по каждой из шести станций Беларуси за весь период исследования.

В этом смысле наибольший интерес представляли экстремальные случаи ($Wi \leq -2,0$ и $Wi \geq 2,0$). Оказалось, что экстремально холодный декабрь переходит в экстремально холодный январь в Гродно, Минске, Гомеле с вероятностью 2 %, а в Могилеве – 4 %. В Витебске и Бресте подобные случаи не отмечались. Сходна повторяемость перехода экстремально холодных декаблей в теплые январь: в Витебске, Могилеве и Бресте по 2 %, в Минске 4 %. В Гродно и Гомеле такого перехода не было.

Экстремально теплый декабрь ($Wi \geq 2,0$) переходил в экстремально холодный январь с вероятностью 2 % только в Гомеле, а в экстремально теплый – в Гомеле (2 %), в Могилеве и Бресте (по 4 %), в Гродно и Минске (по 5 %) и в Витебске (7 %).

Переход январской инерции в февральскую происходил как экстремально холодные январь в экстремально холодные февраль только в Могилеве и Гомеле (по 2 %), а в экстремально теплые февраль – не наблюдался.

Экстремально теплые январь переходили в экстремально холодные февраль только в Витебске (2 %) и Гродно (4 %). Отмечалось некоторое увеличение повторяемости перехода теплых январей в теплые февраль на 5 станциях (за исключением Гродно): Витебск – 12%, Минск –7%, Могилев и Брест – 4 %, Гомель – 5 %.

Сравнение результатов настоящей работы и работы [2] показало, что отмечаются различия в результатах анализа пространственно-временных изменений $ср. Wi$ при осреднении по 23 и 6 станциям.

При исследовании по 23 и 6 станциям отмечаются различия в повторяемости экстремальных случаев. Так, в декабре при осреднении по 23 станциям значения $ср. Wi \leq -2,0$ имели место в 2 случаях, а при осреднении по 6 станциям – в 7. В январе: в 3 и 2 случаях; в феврале – в 2 и 4 случаях соответственно.

Значительные расхождения наблюдались и при анализе случаев со $ср. Wi \geq 2,0$. В декабре по 23 станциям экстремальное значение индекса Wi было только в 1 случае, а по 6 станциям – в 7 случаях. В январе: в 1 и 8 случаях, в феврале: в 5 и 14 случаях соответственно.

Таким образом, при осреднении значений параметра Wi следует проводить анализ различных ситуаций по небольшим районам с близкими климатическими условиями или по отдельно взятым станциям региона. Это особенно необходимо учитывать при разработке способов прогноза.

Список литературы

1. Попов А.В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Труды Гидрометцентра СССР. – 1975. – Вып.156. – С.77–84.

2. 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. – (См. наст. сб. с. 102–108).

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗИМОЙ ТЕПЛЫХ И ХОЛОДНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ ДВА ГОДА ПОДРЯД И БОЛЕЕ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОТСУТСТВИЯ ПО СТАНЦИЯМ БЕЛАРУСИ

В работах [1, 2] привлекался индекс Wi , характеризующий зимние погодные условия, со значениями $Wi \geq 2,0$ (теплые зимние погодные условия) и $Wi \leq -2,0$ (холодные). С целью увеличения числа случаев в данной работе взят диапазон значений $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$. Исследования проводились за декабрь 1949–2007 гг. (59 лет) и январь–февраль 1949–2008 гг. (60 лет) по данным 6 станций Беларуси: Витебск, Минск, Гродно, Могилев, Брест, Гомель.

Для каждого пункта в отдельности составлялись таблицы с выборочными данными.

В табл. 1 помещены данные за декабрь. Теплые погодные условия в декабре ($Wi \geq 1,5$) повторялись: в Витебске – в 9, Гродно – в 10, Минске – в 12, Могилеве – в 5, Бресте – в 18 и Гомеле – в 8 случаях. Число лет с холодными условиями погоды $Wi \leq -1,5$, по сравнению с теплыми, на ряде станций больше. Так, холодных декабррей оказалось в Витебске – 11, в Могилеве – 15, в Гомеле – 14. На остальных станциях холодных погодных условий в декабре меньше: в Гродно и в Минске – по 9, в Бресте – 7.

Январь представлен данными табл. 2. В этом месяце наблюдается увеличение теплых условий погоды с $Wi \geq 1,5$ по отношению к декабрю. Так, в Витебске вместо 9 теплых погодных условий стало 24: в Гродно 10 – 18, в Минске 12 – 17, в Могилеве 5 – 15, Гомеле 8 – 12. Только в Бресте вместо 18 стало 17.

В Витебске отмечается увеличение случаев холодных периодов ($Wi \leq -1,5$) от декабря к январю (11–14). На остальных станциях число значений $Wi \leq -1,5$ уменьшилось: в Гродно 9 – 5, Минске 9 – 6, Могилеве 16 – 9, Бресте 7 – 2, Гомеле 14 – 5.

Из данных табл. 3 за февраль видно дальнейшее увеличение теплых погодных условий и уменьшение холодных. В Витебске теплых периодов было 14, а холодных только 5, в Гродно 21 – 4, в Минске 19 – 5, в Могилеве 18 – 6, в Бресте 32 – 3, в Гомеле 19 – 5 соответственно.

Таблица 1

Повторяемость (число лет) теплых ($Wi \geq 1,5$) и холодных ($Wi \leq -1,5$) условий погоды по 6 станциям Беларуси в декабре 1949-2007 гг.

Число лет	Станции											
	Витебск		Гродно		Минск		Могилев		Брест		Гомель	
	Градации индекса Wi											
	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$
	Годы											
1	1949	1950	1949	1962	1958	1952	1960	1953	1949	1953	1960	1953
2	1962	1955	1954	1963	1960	1953	1964	1959	1954	1962	1964	1961
3	1966	1961	1955	1968	1964	1961	1974	1961	1955	1963	1965	1962
4	1976	1964	1958	1969	1971	1962	1982	1962	1960	1969	1966	1963
5	1984	1965	1976	1978	1974	1963	2000	1963	1964	1996	1971	1969
6	1991	1971	1979	1995	1976	1969		1969	1966	2001	1974	1977
7	1995	1980	1981	1996	1981	1978		1977	1967	2002	1981	1978
8	2001	1997	1982	2001	1982	2001		1978	1970		2000	1984
9	2006	1998	1987	2002	1989	2002		1984	1974			1992
10		2003	1993		1993			1992	1979			1995
11		2004			1999			1994	1981			1996
12					2005			1995	1982			1998
13								1996	1985			2001
14								1997	1987			2002
15								2001	1993			
16								2002	1997			
17									2000			
18									2005			

**Повторяемость (число лет) теплых ($Wi \geq 1,5$) и холодных ($Wi \leq -1,5$) условий погоды
по 6 станциям Беларуси в январе 1949-2008 гг.**

Число лет	Станции											
	Витебск		Гродно		Минск		Могилев		Брест		Гомель	
	Градации индекса Wi											
	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$
	Годы											
1	1950	1949	1949	1963	1958	1950	1952	1950	1965	1963	1952	1950
2	1951	1952	1957	1969	1959	1954	1958	1954	1966	1987	1959	1954
3	1960	1956	1960	1985	1975	1963	1975	1963	1970		1966	1963
4	1961	1965	1975	1987	1979	1969	1979	1967	1975		1970	1969
5	1981	1966	1976	2006	1983	1987	1983	1969	1976		1979	1972
6	1985	1970	1979		1984	2006	1984	1972	1979		1983	
7	1986	1971	1982		1986		1989	1973	1983		1990	
8	1988	1974	1983		1989		1990	1987	1984		1993	
9	1991	1975	1984		1990		1993	1996	1986		2001	
10	1992	1976	1986		1993		1994		1989		2004	
11	1993	1979	1988		1998		1998		1993		2005	
12	1994	1989	1989		2001		2001		1998		2007	
13	1995	1998	1993		2002		2004		2001			
14	1996	2008	1994		2004		2005		2004			
15	1997		2001		2005		2007		2005			
16	1999		2005		2007				2007			
17	2000		2007		2008				2008			
18	2001		2008									
19	2002											
20	2003											
21	2004											
22	2005											
23	2006											
24	2007											

**Повторяемость (число лет) теплых ($Wi \geq 1,5$) и холодных ($Wi \leq -1,5$) условий погоды
по 6 станциям Беларуси в феврале 1949-2008 гг.**

Число лет	Станции											
	Витебск		Гродно		Минск		Могилев		Брест		Гомель	
	Градации индекса Wi											
	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$	$\geq 1,5$	$\leq -1,5$
	Годы											
1	1959	1956	1949	1954	1957	1953	1950	1954	1950	1954	1950	1954
2	1963	1958	1952	1976	1963	1954	1955	1976	1951	1976	1957	1956
3	1975	1978	1953	1985	1966	1956	1957	1979	1952	1986	1958	1976
4	1976	1987	1957	1986	1970	1985	1958	1985	1953		1966	1985
5	1991	1988	1958		1971	1986	1966	1986	1955		1973	1986
6	1992		1967		1973		1973	1994	1957		1974	
7	1994		1971		1977		1977		1958		1977	
8	1995		1973		1988		1989		1962		1981	
9	1997		1974		1989		1990		1964		1983	
10	1999		1977		1990		1992		1966		1989	
11	2000		1988		1992		1995		1967		1990	
12	2002		1989		1995		1998		1968		1995	
13	2004		1990		1997		1999		1971		1998	
14	2006		1992		1998		2000		1973		1999	
15			1995		1999		2001		1974		2000	
16			1997		2000		2002		1977		2001	
17			1998		2002		2004		1978		2002	
18			1999		2004		2008		1983		2004	
19			2000		2008				1988		2008	
20			2002						1989			
21			2004						1990			
22									1991			
23									1995			
24									1996			
25									1998			
26									1999			
27									2000			
28									2002			
29									2004			
30									2005			
31									2007			
32									2008			

Обращает внимание тот факт, что в декабре (табл. 1) случаи с $Wi \geq 1,5$ не отмечались: в Гродно после 1993 г., Могилеве и Гомеле – после 2000 г., в Минске и Бресте – после 2005 г. и только в Витебске такие случаи встречались после 2006 г.. Значения $Wi \leq -1,5$ на пяти станциях (Гродно, Минск, Могилев, Брест, Гомель) не отмечались после 2002 г., а в Витебске – после 2004 г.

В январе (табл. 2) теплые условия погоды продлились в Витебске, Могилеве и Гомеле до 2007 г., в Гродно, Минске, Бресте – до 2008 г. Холодные периоды не наблюдались в Гомеле с 1973 г., Бресте – с 1987 г., в Могилеве – с 1987 г., а вот в Гродно и Минске они были в 2006 г., а в Витебске – даже в 2008 г.

В феврале (табл. 3) теплые погодные условия не отмечались в Гродно после 2004 г., в Витебске – после 2006 г., а на остальных станциях (Минск, Могилев, Брест, Гомель) были в 2008 г. Зато холодные периоды прекратились с 1987 г. в Гродно, Минске, Бресте, Гомеле, с 1989 г. – в Витебске и с 1995 г. – в Могилеве.

Рассмотрим сумму периодов с $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$ по каждой станции в отдельности и продолжительность периодов (два года подряд и более).

Из табл. 4 видно, что сумма периодов с $Wi \geq 1,5$ по 6 станциям составила в декабре 6 случаев, в январе – 26, а в феврале – 29. На станциях Витебск и Могилев в декабре подобные случаи не наблюдались. В Минске и Гомеле было по одному периоду (1981–1982 гг. и 1964–1966 гг. соответственно); в Гродно и Бресте - по два (1954–1955 гг., 1981–1982 гг.) и (1966–1967 гг, 1981–1982 гг.) соответственно. При этом на трех станциях Минск, Гродно, Брест периоды с $Wi \geq 1,5$ отмечались в одно и то же время (1981–1982 гг.).

В январе наибольшая повторяемость случаев с $Wi \geq 1,5$ по два года подряд и более была в Минске – 6 случаев, а в Витебске, Гродно и Бресте - по 5. В Могилеве оказалось 4 случая, а в Гомеле – один. В Витебске период с $Wi \geq 1,5$ длился 7 лет (1991–1997 гг.) и 9 лет подряд (1989–2007 гг.).

Как отмечалось выше, максимум периодов с $Wi \geq 1,5$ (29) наблюдался в феврале. В Бресте таких периодов было 10, из них два периода по три года (1966–1968 гг., 1998–2000 гг.) и два по четыре года (1950–1953 гг., 1988–1991 гг.). В Гродно – 5 периодов, среди них период в три года (1988–1990 гг.) и в четыре года (1997–2000 гг.). По 4 периода было в Витебске и 4 – в Гомеле (среди них период 1998–2002 гг. в пять лет). В Могилеве из 3 периодов один (1988–2002 гг.) продолжался пятнадцать лет.

**Сумма периодов с $Wi \geq 1,5$ на 6 станциях и по каждой станции в отдельности
и продолжительность периодов два года подряд и более**

Станции	Витебск	Гродно	Минск	Могилев	Брест	Гомель
<i>Декабрь 1949-2007 гг. (\sum периодов =6)</i>						
Годы	-	1954 -1955(2)	1981-1982(2)	-	1966 -1967(2)	1964 - 1966(3)
		1981-1982(2)			1981-1982(2)	
\sum случаев	-	2	1	-	2	1
<i>Январь 1949-2008 гг. (\sum периодов =26)</i>						
Годы	1950 -1951(2)	1975 -1976(2)	1958 -1959(2)	1983 -1984(2)	1965 -1966(2)	2004 - 2005(2)
	1960 -1961(2)	1982 -1983(2)	1983 -1984(2)	1989 -1990(2)	1975 -1976(2)	
	1985 -1986(2)	1988 -1989(2)	1989 -1990(2)	1993 -1994(2)	1983 -1984(2)	
	1991-1997(7)	1993 -1994(2)	2001-2002(2)	2004 -2005(2)	2004-2005(2)	
	1999 -2007(9)	2007-2008(2)	2004-2005(2)		2007-2008(2)	
			2007-2008(2)			
\sum случаев	5	5	6	4	5	1
<i>Февраль 1949-2008 гг. (\sum периодов =29)</i>						
Годы	1975 -1976(2)	1952 -1953(2)	1970-1971(2)	1957-1958(2)	1950 -1953(4)	1957- 1958(2)
	1991-1992(2)	1957-1958(2)	1988-1990(3)	1989 -1990(2)	1957-1958(2)	1973 - 1974(2)
	1994 -1995(2)	1973 -1974(2)	1997-2000(3)	1988 - 2002(15)	1966-1968(3)	1989 - 1990(2)
	1999 -2000(2)	1988 -1990(3)			1973-1974(2)	1998- 2002(5)
		1997-2000(4)			1977-1978(2)	
					1988 -1991(4)	
					1995 -1996(2)	
					1998 -2000(3)	
					2004 -2005(2)	
					2007-2008(2)	
\sum случаев	4	5	3	3	10	4

Примечание: Здесь и далее в табл. 5–7 в скобках дано число лет в периоде.

В табл. 5 представлены данные, аналогичные табл. 4, но для холодных периодов зимних условий погоды ($Wi \leq -1,5$).

Здесь наблюдается резкое уменьшение суммы случаев: в декабре – 20, в январе – 4 и в феврале - 6. Распределились они в декабре следующим образом: по два периода по два года подряд в Бресте (1962–1963 гг., 2001–2002 гг.), Минске (1952–1953 гг., 2001–2002 гг.) и в Могилеве (1977–1978 гг., 2001-2002–гг.), три периода в Витебске (1964–1965 гг., 1997-1998 гг., 2003–2004 гг.), четыре в Гродно (1962–1963 гг., 1968–1969 гг., 1995–1996 гг., 2001–2002

гг.). По одному трехлетнему периоду было в Минске (1961–1963 гг.), Могилеве (1961–1963 гг.) и в Гомеле (1961–1963 гг.). В Могилеве наблюдался один четырехлетний период (1994–1997 гг.).

В январе из четырех имевших место периодов три были в Витебске и один в Могилеве.

В феврале оказалось шесть периодов, из которых по одному было в Витебске, Гродно, Могилеве, Гомеле, а в Минске зимние условия погоды с $Wi \leq -1.5$ повторялись в двух периодах (1953–1954 гг. и 1985–1986 гг.)

В декабре после 2002 г. холодные погодные условия отсутствовали на 5 станциях Беларуси, кроме Витебска, где они отмечались еще в 2003–2004 гг. В январе отсутствовали на станциях Гродно, Минск, Брест и Гомель, после 1975 г. отсутствовали в Витебске и после 1973 г. в Могилеве. Холодные февраль отсутствовали в Бресте; с 1987 г. - в Гродно, Минске, Могилеве, Гомеле, а с 1989 г. – в Витебске.

Таблица 5

**Сумма периодов с $Wi \leq -1,5$ на 6 станциях и по каждой станции в отдельности
и продолжительность периодов два года подряд и более**

Станции	Витебск	Гродно	Минск	Могилев	Брест	Гомель
	<i>Декабрь 1949-2007 гг. (\sum периодов =20)</i>					
Годы	1964 -1965(2)	1962 -1963(2)	1952 -1953(2)	1961-1963(3)	1962 -1963(2)	1961-1963(3)
	1997-1998(2)	1968 -1969(2)	1961-1963(3)	1977-1978(2)	2001-2002(2)	1977-1978(2)
	2003 -2004(2)	1995 -1996(2)	2001-2002(2)	1994-1997(4)		1995 -1996(2)
		2001-2002(2)		2001-2002(2)		2001-2002(2)
\sum случаев	3	4	3	4	2	4
	<i>Январь 1949-2008 гг. (\sum периодов =4)</i>					
Годы	1965-1966(2)	-	-	1972 -1973(2)	-	-
	1970 -1971(2)					
	1974 -1975(2)					
\sum случаев	3	-	-	1	-	-
	<i>Февраль 1949-2008 гг. (\sum периодов =6)</i>					
Годы	1987-1988(2)	1985 -1986(2)	1953 -1954(2)	1985 -1986(2)	-	1985 -1986(2)
			1985 -1986(2)			
\sum случаев	1	1	2	1	-	1

Наряду с продолжительностью погодных условий с $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$, наблюдавшихся два года подряд и более, важно знать и о продолжительности их отсутствия. В табл. 6 и 7 выделены периоды с числом лет, когда случаи с $Wi \geq 1,5$ и $Wi \leq -1,5$ отсутствовали.

Как видно из табл. 6, на всех станциях территории Беларуси не отмечалось периодов с $Wi \geq 1,5$ в декабре в 57 случаях, в январе – 65, в феврале – 76. Разброс как числа периодов, так и числа лет очень велик.

Таблица 6

Продолжительность (\sum лет) отсутствия $Wi \geq 1,5$

Станции	Витебск	Гродно	Минск	Могилев	Брест	Гомель	
<i>Декабрь 1949-2007 гг. (\sum периодов =57)</i>							
Годы	1950 -1961(12)	1950 -1953(4)	1949 -1957(9)	1949 -1959(11)	1950 -1953(4)	1949 -1959(11)	
	1963 -1965(3)	1956 -1957(2)	1959(1)	1961-1963(3)	1956 -1959(4)	1961-1963(3)	
	1967-1975(9)	1959 -1975(16)	1961-1963(3)	1965 -1973(9)	1961-1963(3)	1967-1970(4)	
	1977-1983(7)	1977-1978(2)	1965 -1970(6)	1975 -1981(7)	1965(1)	1972 -1973(2)	
	1985 -1990(6)	1980(1)	1972 -1973(2)	1983 -1999(17)	1968 -1969(2)	1975-1980(5)	
	1992 -1994(3)	1983 -1986(4)	1975(1)	2001-2007(7)	1971-1973(3)	1982 -1999(17)	
	1996 -2000(5)	1988 -1992(5)	1977-1980(4)		1975 -1978(4)	2001-2007(7)	
	2002 -2005(4)	1994 -2007(14)	1983 -1988(6)		1980(1)		
	2007(1)		1990 -1992(3)		1983 -1984(2)		
			1994 -1998(5)		1986(1)		
			2000 -2004(5)		1988 -1992(5)		
			2006 -2007(2)		1994 -1996(3)		
					1998 -1999(2)		
					2001-2004(4)		
				2006 -2007(2)			
\sum случаев	9	8	12	6	15	7	
<i>Январь 1949-2008 гг. (\sum периодов =65)</i>							
Годы	1949(1)	1950 -1956(7)	1949 -1957(9)	1949 -1951(3)	1949-1964(16)	1949 -1951(3)	
	1952 -1959(8)	1958 -1959(2)	1960 -1974(15)	1953 -1957(5)	1967-1969(3)	1953 -1958(6)	
	1962 -1981(19)	1961-1974(14)	1976 -1978(3)	1959 -1974(16)	1971-1974(4)	1960 -1965(6)	
	1982 -1984(3)	1977-1978(2)	1980 -1982(3)	1976 -1978(3)	1977-1978(2)	1967-1969(3)	
	1987(1)	1980-1981(2)	1985(1)	1980 -1982(3)	198 0-1982(3)	1971-1978(8)	
	1989 -1990(2)	1985(1)	1987-1988(2)	1985 -1988(4)	1985(1)	1980 -1982(3)	
	1998(1)	1987(1)	1991-1992(2)	1991-1992(2)	1987-1988(2)	1984 -1989(6)	
	2008(1)	1990-1992(3)	1994 -1997(4)	1995 -1997(3)	1990 -1992(3)	1991-1992(2)	
		1995 -2000(5)	199 9-2000(2)	1999 -2000(2)	1994 -1997(4)	1994 -2000(6)	
		2002 -2004(3)	2003(1)	2002 -2003(2)	1999 -2000(2)	2002 -2003(2)	
		2006(1)	2005(1)	2006(1)	2002-2003(2)	2006(1)	
				2008(1)	2006(1)		
	\sum случаев	8	11	11	12	12	11
	<i>Февраль 1949-2008 гг. (\sum периодов =76)</i>						
Годы	1949 -1958(10)	1950 -1951(2)	1949 -1956(8)	1949(1)	1949(1)	1949(1)	
	1960 -1962(3)	1954 -1956(3)	1958 -1962(5)	1951-1954(4)	1954(1)	1951-1956(6)	
	1964 -1974(11)	1959 -1966(8)	1964 -1965(2)	1956(1)	1956(1)	1959 -1965(7)	
	1977-1990(14)	1968 -1970(3)	1967-1969(3)	1959 -1965(7)	1959 -1961(3)	1967-1972(6)	
	1993(1)	1972(1)	1972(1)	1967-1972(6)	1963(1)	1975 -1976(2)	
	1996(1)	1975 -1976(2)	1974 -1976(3)	1974 -1976(3)	1965(1)	1978 -1980(3)	
	1998(1)	1978 -1987(10)	1978 -1987(10)	1978 -988(11)	1969 -1970(2)	1982(1)	
	2001(1)	1991(1)	1991(1)	1991(1)	1972(1)	1984-1988(5)	
	2003(1)	1993 -1994(2)	1993 -1994(2)	1993 -1994(2)	1975 -1976(2)	1991-1994(4)	
	2005(1)	1996(1)	1996(1)	1996 -1997(2)	1979 -1982(4)	1996-1997(2)	
	2007-2008(2)	2001(1)	2001(1)	2003(1)	1984 -1987(4)	2003(1)	
		2005 -2008(4)	2003(1)	2005 -2007(3)	1992 -1994(3)	2005 -2007(3)	
			2005 -2007(3)		1997(1)		
					2001(1)		
					2003(1)		
					2006(1)		
	\sum случаев	11	12	13	12	16	12

В декабре в Могилеве минимальное количество периодов – 6, а число лет в периодах колебалось от 3 до 17; в Гомеле число периодов составило 7, а ряд лет в них был от 2 до 17; в Гродно эти цифры 8, 1, 16 соответственно; в Витебске – 9, 1, 12; в Минске – 12, 1, 9; в Бресте – 15, 1, 5.

В январе минимум периодов (8) пришелся на Витебск, причем максимум составил 19 лет. На станциях Гродно, Минск, Гомель по 11 периодов отсутствия теплых условий погоды максимальной продолжительностью 14, 15 и 8 лет соответственно. Наибольшее число периодов (12) было в Могилеве и Бресте, их максимальная продолжительность 16 лет.

Февраль по числу периодов близок к январю: по 12 периодов в Гродно (при максимальном числе лет в периоде 10), в Могилеве (11) и в Гомеле (7). Самое большое число периодов было в Бресте (16), а число лет в них изменялось от 1 до 4.

В табл. 7 представлены периоды отсутствия холодных условий погоды с $Wi \leq -1,5$. По территории Беларуси таких погодных условий отмечалось в декабре 47 периодов, в январе – 40 и в феврале – 27.

В декабре в Гродно, Минске и Бресте было по 6 периодов, в Витебске – 9, в Могилеве и Гомеле – по 10. Если в Гродно и Витебске максимальное число лет отсутствия отмеченного явления составляло 16 лет (1979–1994 гг. и 1981–1996 гг. соответственно), то в Минске – 23, Бресте – 26, Могилеве и Гомеле – 7 лет. При этом в Могилеве по 7 лет было два периода (1970–1976 гг. и 1985–1991 гг.), а в Гомеле 3 периода (1954–1960 гг., 1970–1976 гг., 1985–1991 гг.). На этих же станциях одновременно отмечены два периода по 6 лет: 1970–1976 гг. и 1985–1991 гг.

В январе в Бресте было 3 периода, когда погодные условия со значениями $Wi \leq -1,5$ отсутствовали 14 лет (1949–1962 гг.), 23 года (1964–1986 гг.) и 21 год (1988–2008 гг.). Как правило, величина параметра Wi была выше: $-1,4$; $-1,3$; $-1,2$ и т.д. По 6 периодов оказалось в Гродно при максимальном числе лет 18 (1988–2005 гг.) и в Гомеле при максимальном числе лет 36 (1973–2008 гг.). В Витебске и Могилеве число периодов равнялось 9, а максимальное число входящих в них лет составило 9 (1980–1988 гг.) и 13 (1974–1986 гг.) соответственно.

В феврале периодов отсутствия погодных условий со значениями $Wi \leq -1,5$ было мало – от 3 до 6. Три периода отмечены в Бресте при максимуме внутри периода 22 года (1987–2008 гг.). По четыре периода было в Гродно и в Минске. В Гродно максимальное число лет в периоде составило 22 года (1987–2008 гг.), а в Минске – 28 лет (1957–1984 гг.). Пять периодов наблюдалось в Витебске при максимуме в периоде 20 лет (1989–2008 гг.). В Могилеве было 6 периодов при максимуме в периоде 21 год (1955–1975 гг.).

Продолжительность (\sum лет) отсутствия $Wi \leq -1,5$

Станции	Витебск	Гродно	Минск	Могилев	Брест	Гомель
<i>Декабрь 1949-2007 гг. (\sum периодов =47)</i>						
Годы	1949(1)	1949 -1961(13)	1949 -1951(3)	1949 -1952(4)	1949 -1952(4)	1949 -1952(4)
	1951-1954(4)	1964 -1967(4)	1954 -1960(7)	1954 -1958(5)	1954 -1961(8)	1954 -1960(7)
	1956-1960(5)	1970 -1977(8)	1964 -1968(5)	1960(1)	1964 -1968(5)	1964 -1968(5)
	1962 -1963(2)	1979 -1994(16)	1970 -1977(8)	1964 -1968(5)	1970 -1995(26)	1970 -1976(7)
	1966 -1970(5)	1997-2000(4)	1979 -2001(23)	1970 -1976(7)	1997 -2000(4)	1979 -1983(5)
	1972 -1979(8)	2003 -2007(5)	2003 -2007(5)	1979 -1983(5)	2003 -2007(5)	1985 -1991(7)
	1981-1996(16)			1985 -1991(7)		1993 -1994(2)
	1999 -2002(4)			1993(1)		1997(1)
	2005 -2007(3)			1998 -2000(3)		1999 -2000(2)
			2003 -2007(5)		2003 -2007(5)	
\sum случаев	9	6	6	10	6	10
<i>Январь 1949-2008 гг. (\sum периодов =40)</i>						
Годы	1950-1951(2)	1949 -1962(14)	1949(1)	1949(1)	1949 -1962(14)	1949(1)
	1953 -1955(3)	1964 -1968(5)	1951-1953(3)	1951-1953(3)	1964 -1986(23)	1951-1953(3)
	1957 -1964(8)	1970 -1984(15)	1955 -1962(8)	1955 -1962(8)	1988 -2008(21)	1955 -1962(8)
	1967 -1969(3)	1986(1)	1964 -1968(5)	1964 -1966(3)		1964 -1968(5)
	1973(1)	1988 -2005(18)	1970 -1986(17)	1968(1)		1970 -1971(2)
	1977-1978(2)	2007 -2008(2)	1988 -2005(18)	1970 -1971(2)		1973 -2008(36)
	1980 -1988(9)		2007-2008(2)	1974 -1986(13)		
	1990 -1997(8)			1988 -1995(7)		
	1999 -2007(9)			1997-2008(12)		
\sum случаев	9	6	7	9	3	6
<i>Февраль 1949-2008 гг. (\sum периодов =27)</i>						
Годы	1949 -1955(7)	1949 -1953(5)	1949 -1952(4)	1949 -1953(5)	1949 -1953(5)	1949 -1953(5)
	1957(1)	1955 -1975(21)	1955(1)	1955 -1975(21)	1955 -1975(21)	1955(1)
	1959 -1977(17)	1977-1984(8)	1957-1984(28)	1977-1978(2)	1987-2008(22)	1957-1975(19)
	1979 -1986(8)	1987-2008(22)	1987-2008(22)	1980 -1984(5)		1977-1984(8)
	1989 -2008(20)			1987-1993(7)		1987-2008(22)
				1995 -2008(14)		
\sum случаев	5	4	4	6	3	5

Подводя итоги, заметим, что вследствие того, что значения $Wi \geq 2.0$ и $Wi \leq -2,0$ на территории Беларуси отмечаются редко, в настоящей работе, с целью увеличения числа случаев, рассмотрены погодные условия с величиной параметров $Wi \geq 1.5$ (тепло) и $Wi \leq -1,5$ (холодно). Проведенный анализ имеющегося материала показал, что число случаев $Wi \geq 1.5$ увеличивается от декабря к февралю, а $Wi \leq -1,5$ – уменьшается. Установленные диапазоны продолжительности периодов наличия либо отсутствия выбранных нами значений велики. По каждой станции и месяцу они различные, поэтому для данной территории не могут быть показательными и использоваться в прогнозах.

Список литературы

1. *Попов А.В.* О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Труды Гидрометцентра РФ. – 1975. – Вып. 156. – С.77–90.

2. *Садоков В.П., Неушкин А.И., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н.* Сопряженность холодных и теплых зим с засушливостью и увлажнением летом по семи регионам ЕТР // Труды Гидрометцентра РФ. – 2008. – Вып. 342. – С. 37–44.

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

**ОБ ИЗМЕНЕНИИ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ВЕГЕТАЦИИ И СРОКОВ СЕВА ОЗИМЫХ КУЛЬТУР ОСЕНЬЮ
В ЦЕНТРАЛЬНОМ ФЕДЕРАЛЬНОМ ОКРУГЕ
В СВЯЗИ С ПОТЕПЛЕНИЕМ КЛИМАТА**

В течение XX столетия, особенно во второй его половине, наблюдались значительные изменения глобального климата, которые оказались особенно существенными на территории России. Так, изменения приземной температуры воздуха на территории нашей страны составили в среднем 1 °С, что на 0,4 °С превышает рост средней глобальной температуры [6]. Происходят изменения и увлажненности территорий. Оценка этих изменений для различных регионов является одним из элементов важнейшей проблемы современности – обеспечения устойчивого развития экономики и, прежде всего, сельскохозяйственного производства, как одной из наиболее климатозависимых отраслей народного хозяйства. Исследование климатических изменений в количественном аспекте необходимо прежде всего для обоснования мер по адаптации сельского хозяйства к таким изменениям.

В работе [8] выполнена детальная агроклиматическая оценка наблюдаемых изменений климата в земледельческих районах Российской Федерации по показателям, применяемым в агроклиматологии для общего районирования территорий. Проведенный анализ динамики этих показателей, в том числе скорости их изменений, позволил автору дать оценку влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства регионов не только в целом, но и, в основном, применительно к урожайности зерновых и зернобобовых культур, так как выводы об улучшении (ухудшении) агроклиматических ресурсов в регионах подтверждались трендами урожайности этих культур.

При оперативном мониторинге складывающихся агрометеорологических условий часто возникает необходимость решения более узкой задачи – получения количественных оценок меняющихся агроклиматических условий применительно не только к какой-либо культуре или группе культур, но и к приемам и технологиям их возделывания [9]. Такие оценки необходимы для выработки агрометеорологических рекомендаций для

сельхозтоваропроизводителей по учету изменившихся условий и адаптации к ним региональных систем земледелия в целях обеспечения высоких и устойчивых урожаев.

Среди агротехнических приемов и применяемых технологий возделывания сельскохозяйственных культур важная роль принадлежит выбору оптимальных сроков сева. Особенно это важно для озимых зерновых культур, сев которых производится осенью, с тем, чтобы растения успели хорошо подготовиться к зимовке [7].

Известно, что наибольший урожай дают озимые таких сроков сева, при которых растения к концу вегетации успевают хорошо раскуститься, достигнуть этапа готовности к формированию зачаточного колоса, чтобы весной выколоситься в наиболее раннюю дату [11]. Растения поздних сроков сева не успевают достигнуть этапа готовности к переходу в генеративную фазу, а так как весной кущение озимых ограничено, то это ведет к уменьшению количества колосоносных стеблей и, следовательно, уменьшению урожая [10]. Растения очень ранних и очень поздних сроков сева менее устойчивы к неблагоприятным условиям зимовки. Их сохранность за зиму, по данным В.А. Моисейчик [7], в среднем на 20 % ниже, чем у растений оптимальных сроков сева. При отклонении сроков сева от оптимальных на 15-20 дней урожайность озимых в зависимости от почвенно-климатических условий района снижается на 15-45 %. В Центральном федеральном округе озимые культуры (пшеница, рожь) в большинстве лет дают высокие урожаи. При значительно меньших площадях этих культур по сравнению с ранними яровыми (яровой ячмень, пшеница и овес) валовой сбор их превосходит валовой сбор яровых на 15-20 %, при этом зерно озимых в южной половине округа, где преобладает озимая пшеница, имеет высокое качество.

В агрономической практике считается, что сроки начала сева озимых в основном совпадают с моментом, когда устанавливается устойчивая среднесуточная температура воздуха на уровне 15 °С. Заканчивается их активная вегетация, как известно, при переходе среднесуточной температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения [3, 5, 11 и др.]. В исследованиях этих авторов были установлены средние оптимальные сроки сева озимых культур для различных регионов, рассчитанные по данным наблюдений гидрометстанций, в основном, за период 1950–1975 гг. Однако в связи с потеплением климата, которое особенно проявилось с середины 70-х годов, необходимо уточнение этих сроков и изучение изменившихся условий вегетации растений осенью. В [6, 8 и др.] указывается на увеличение продолжительности вегетационного периода большинства сельскохозяйственных культур, то есть периода между переходом температуры воздуха через 5 °С весной в сторону повышения и осенью через этот же предел – в сторону понижения. В [1] приведены данные, свидетельствующие об увеличении продолжительности вегетационного периода древесной

растительности на территории Русской равнины (на примере березы повислой). При этом отмечается, что увеличение периода вегетации березы наблюдается в основном за счет более раннего развития весенних процессов. В [2] показано увеличение периода между датами перехода температуры воздуха весной и осенью через 10 °С. Применительно к озимым культурам, вегетация которых осенью продолжается до перехода температуры воздуха через 5 °С, исследований практически не проводилось.

Для установления оптимальных сроков сева озимых культур и исследования изменившихся агроклиматических условий их вегетации осенью на первом этапе необходимо было рассчитать новые (за период 1980-2008 г.) средние многолетние даты перехода температуры воздуха через 15 °С и 5 °С в сторону понижения.

С этой целью первоначально по 17 гидрометстанциям (ГМС) Центрального федерального округа нами были рассчитаны даты устойчивого перехода температуры воздуха через 15 °С по годам за указанный период по методике, изложенной в [4]. По отдельным ГМС в центральных черноземных областях эти данные были любезно предоставлены нам агрометеорологами ГУ «Курский ЦГМС-Р». Наиболее ранние и наиболее поздние даты перехода температуры воздуха через 15 °С в сторону понижения, выбранные за период с 1980 по 2008 г., приведены в табл. 1.

Таблица 1

**Даты перехода температуры воздуха через 15 °С в сторону понижения
по территории Центрального федерального округа**

Гидрометстанция	Область	Даты перехода				Разница (дни)
		Наиболее ранняя		Наиболее поздняя		
		Дата	Год	Дата	Год	
Кострома	Костромская	7.08	1980	10.09	1992, 1995	34
Ростов	Ярославская	9.08	1980	10.09	1992, 1995	32
Владимир	Владимирская	11.08	1980, 1987	10.09	1992, 1995	30
Дмитров	Московская	8.08	1987	12.09	1995	35
Немчиновка	Московская	8.08	1987	13.09	1995	36
Малоярославец	Калужская	9.08	1987	18.09	1994	40
Рославль	Смоленская	11.08	1980	14.09	2005	34
Трубчевск	Брянская	9.08	1987	8.09	1995	30
Узловая	Тульская	9.08	1987	9.09	1995	31
Тума	Рязанская	11.08	1980, 1987	10.09	1992, 1995	30
Мценск	Орловская	10.08	1993	21.09	19983	42
Кирсанов	Тамбовская	24.08	1990, 2001	29.09	1994	36
Конь-Колодезь	Липецкая	18.08	1980	01.10	1998	44
Поныри	Курская	19.08	1992	23.09	1993	35
Обоянь	Курская	18.08	1980	16.09	2005	29
Валуйки	Белгородская	26.08	1982	28.09	1993	33
Богучар	Воронежская	27.08	1989, 1992	30.09	1993	34

Оказалось, что разница между самыми ранними и самыми поздними датами колеблется по территории округа в значительных пределах – от 29 до 44 дней, а рассчитанные средние многолетние даты перехода температуры воздуха через этот предел изменяются от 18–22 августа в северо-западных и северных районах до 7–10 сентября на юге округа (рис. 1). Сдвиг этих дат в сторону более поздних по сравнению с рассчитанными ранее (в основном до 1975–79 гг.) составляет преимущественно 2–4 дня, по отдельным ГМС – 5 дней.

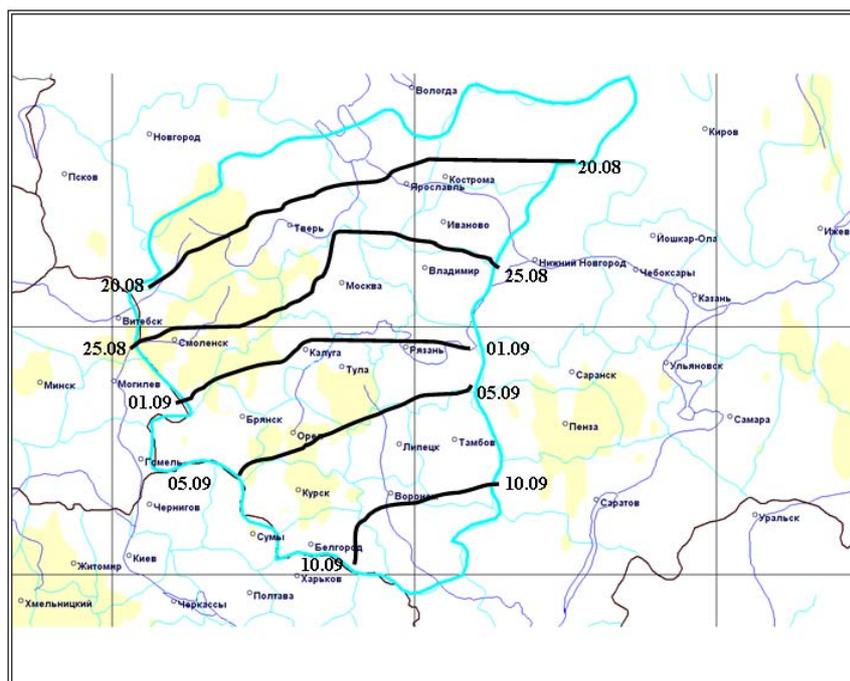


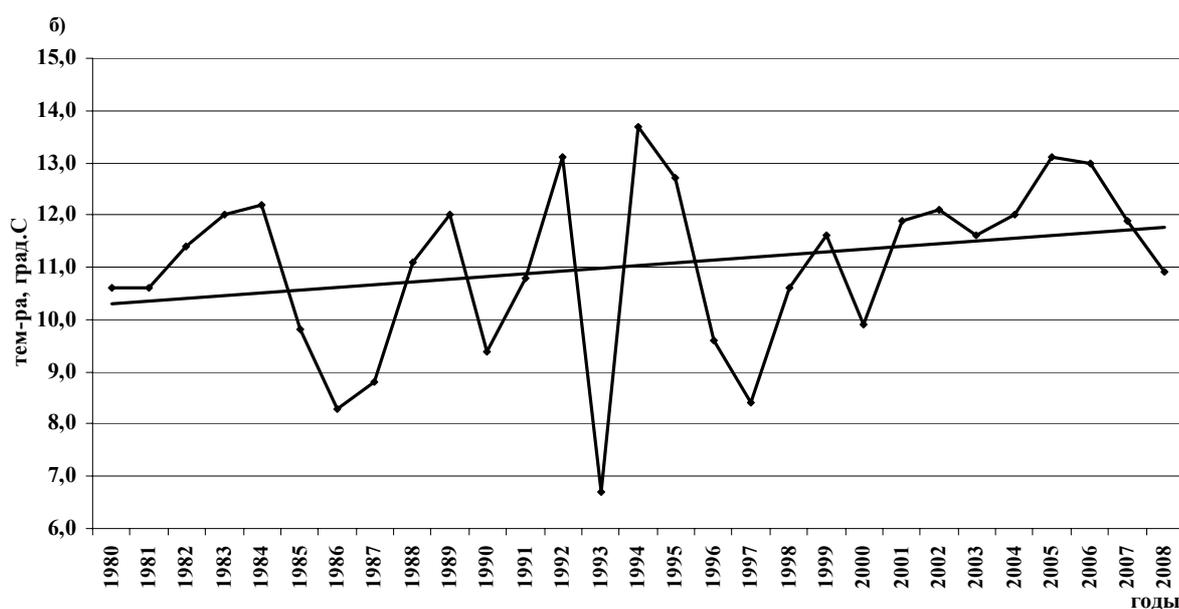
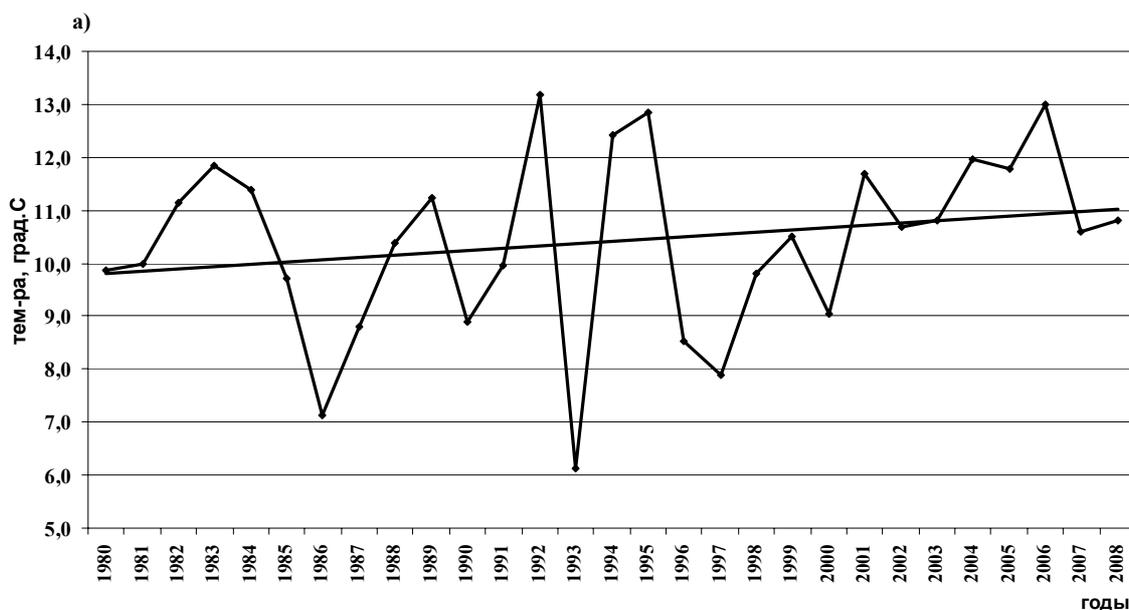
Рис. 1. Средние многолетние (1980-2008 гг.) даты перехода температуры воздуха через 15 °С осенью

Поскольку на большей части территории округа основным фактором для развития озимых культур осенью является температурный режим [11], рассмотрим теплообеспеченность растений в изменившихся условиях в сентябре – октябре за период с 1980 по 2008 г. Количественную оценку изменений термического режима можно дать, проанализировав динамику средних температур воздуха за сентябрь и октябрь по областям округа.

В качестве примера типичная динамика средней температуры за сентябрь представлена на рис. 2. Для ГМС Ростов Ярославской области (север округа) и ГМС Немчиновка Московской области (центральный район округа) хорошо выражена тенденция повышения температуры. Можно видеть, что от начала к концу периода средняя температура за сентябрь повысилась в этих районах на 1,3–1,4 °С за рассмотренные 29 лет. В западных

(ГМС Рославль Смоленской области) и южных (ГМС Богучар Воронежской области) районах округа повышение температуры выражено в меньшей степени: здесь температура повысилась в среднем за период на 0,7–0,8 °С.

Можно отметить, что повышение температуры воздуха в течение рассмотренного периода происходило неравномерно, но практически на всей территории округа оно проявилось в наибольшей степени в последнее десятилетие. Это хорошо отражают данные, приведенные в табл. 2, где весь временной ряд температур разбит по периодам.



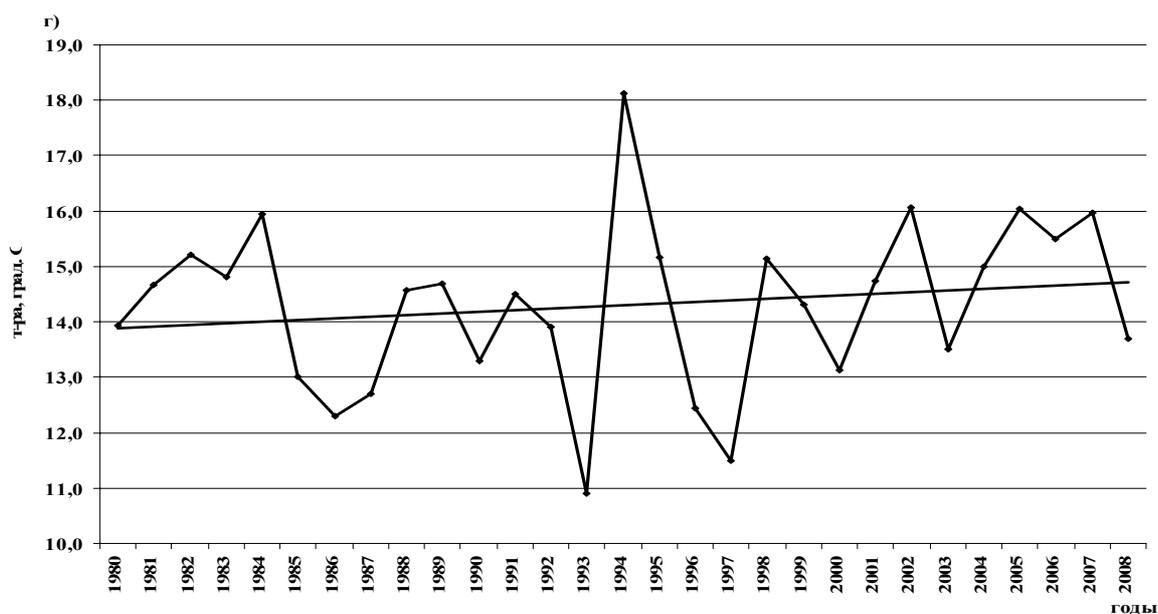
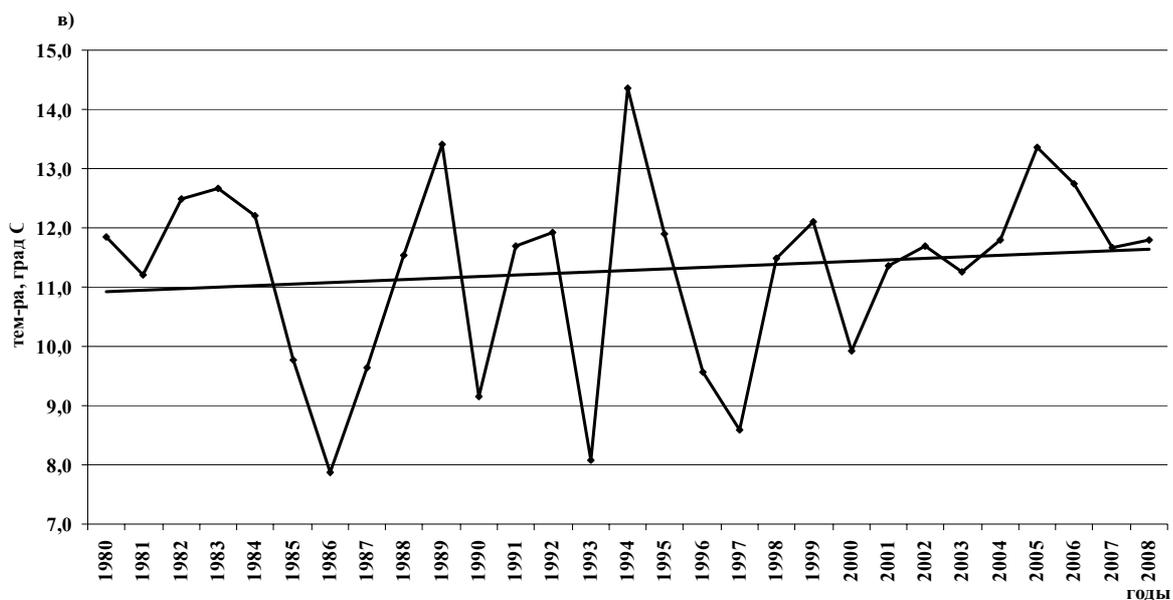


Рис. 2. Динамика средней за сентябрь температуры воздуха (°С) по ГМС Ростов Ярославской области (а), Немчиновка Московской области (б), Рославль Смоленской области (в), Богучар Воронежской области (г) за период 1980–2008 гг.

Как на севере округа (ГМС Ростов), так и на юге (ГМС Богучар) в сентябре в первые два периода средняя температура, при разных ее уровнях на этих ГМС, почти не менялась (изменение 0,1 °С, т.е. в пределах ошибки расчетов), хотя размах колебаний и средние квадратические отклонения во втором периоде на обоих ГМС были значительно большими (7,1; 7,2; 2,3; 2,0 °С), чем в первом периоде (4,7; 3,6; 1,4; 1,2 °С) В третьем периоде средняя температура повысилась по сравнению с первым и вторым периодами на 1,1 и 1,2 °С в ГМС Ростов и на 1,0 и 1,1 °С ГМС Богучар соответственно, а размах колебаний и средние квадратические отклонения (δ) уменьшились. Максимальные и минимальные за месяц температуры воздуха, как на севере округа (13,2 и 6,1 °С), так и на юге (18,1 и 10,9 °С соответственно), отмечались во втором периоде.

Таблица 2

Статистические характеристики временных рядов средней температуры воздуха по периодам по ГМС Центрального федерального округа за 1980-2008 гг.

Периоды	Годы	Средняя температура воздуха, °С	Среднее квадратическое отклонение (δ)	Температура воздуха, °С		
				Max	Min	Разница
С Е Н Т Я Б Р Ь						
Ростов (Ярославская область)						
I	1980–1989	10,1	1,4	11,8	7,1	4,7
II	1990–1999	10,0	2,3	13,2	6,1	7,1
III	2000–2008	11,2	1,2	13,0	9,0	4,0
Богучар (Воронежская область)						
I	1980–1989	14,0	1,2	15,9	12,3	3,6
II	1990–1999	13,9	2,0	18,1	10,9	7,2
III	2000–2008	15,0	1,2	16,1	13,1	3,0
О К Т Я Б Р Ь						
Ростов (Ярославская область)						
I	1980–1989	4,2	1,5	7,3	2,2	5,1
II	1990–1999	4,3	1,8	6,6	2,3	4,3
III	2000–2008	4,9	1,5	6,6	1,5	5,1
Богучар (Воронежская область)						
I	1980–1989	7,5	1,3	9,6	5,7	3,9
II	1990–1999	8,0	1,5	10,9	6,1	4,8
III	2000–2008	8,2	1,2	9,7	6,7	3,0

В октябре превышение средней температуры в третьем периоде по сравнению с первым выражено достаточно четко, температура повысилась в третьем периоде как на севере округа, так и на юге на 0,7 °С. Наибольший размах колебаний температуры, также как и в сентябре, отмечен во втором периоде. Характерно и увеличение средних квадратических

отклонений (δ) температуры для этого периода. В нечерноземных областях динамика средней за октябрь температуры по периодам наблюдалась практически такая же, как в сентябре, однако в южных черноземных областях она несколько отличалась: превышение температуры во втором периоде по сравнению с первым здесь более существенно (0,5 °C). В целом можно отметить, что озимые культуры в третьем периоде (2000–2008 гг.) получали значительно больше тепла, чем в более ранние годы, и, следовательно, вегетация их могла продолжаться дольше.

В условиях повышения средних температур воздуха в сентябре и октябре необходимо проанализировать, как изменился режим увлажнения за рассмотренные годы на территории Центрального федерального округа. Исследования проводились в основном до 1978–80 гг. В [3, 5, 11 и др.] показано, что недостаток влаги осенью в период сева и вегетации озимые могут испытывать крайне редко, лишь в 1–5 % лет, однако в 25–30 % лет в нечерноземных областях «может наблюдаться вредное переувлажнение». В лесостепных районах округа вероятность переувлажнения уменьшается до 5 %, в крайних южных степных районах неблагоприятного для растений избытка влаги не наблюдалось, здесь, напротив, увеличивалась (до 10–15 %) вероятность недостатка влаги. Значительный дефицит влаги наблюдался в 2005 г., когда сев озимых в ряде районов Центрального федерального округа из-за засушливых условий приостанавливался.

Рассмотрим, как изменились условия увлажнения на территории округа за период 1980–2008 гг., используя данные наблюдений гидрометстанций по осадкам и рассчитанные нами гидротермические коэффициенты увлажнения Г.Т. Селянинова (ГТК). Для этой цели строились графики, показывающие динамику сумм осадков по годам и их тенденции (тренд). Оказалось, что тенденции изменений сумм осадков по годам различны для нечерноземных и черноземных областей.

На рис. 3 представлена динамика сумм осадков, типичная для нечерноземных (ГМС Ростов) и для черноземных областей (ГМС Обоянь). Можно отметить, что уровень межгодовых колебаний осадков достаточно высок на обеих ГМС, однако в районе ГМС Ростов наблюдалось значительное уменьшение сумм осадков от начала к концу периода, в то время как в районе ГМС Обоянь суммы осадков увеличивались. В первом случае осадки от начала к концу рассматриваемого периода уменьшились в среднем на 30 мм, во втором – увеличились на 27 мм.

По большинству ГМС нечерноземных областей уменьшение сумм осадков от начала к концу периода составляло в среднем от 11 до 31 мм, а средняя погодичная скорость изменений, рассчитанная по уравнениям трендов – от 0,40 до 1,06 мм, в черноземных областях – соответственно, от 13 до 30 мм и от 0,45 до 1,03 мм. Анализ сумм осадков в

сентябре по периодам (табл. 3) также хорошо показывает уменьшение их в нечерноземных областях и увеличение в черноземных. Наибольший размах колебаний в нечерноземных областях отмечался во втором периоде, в черноземных областях – в третьем периоде. Средние квадратические отклонения (δ) колебались по периодам от 20,0 до 40,1. При почти одинаковой средней за период сумме осадков в сентябре более значительный размах колебаний отмечался в черноземных областях.

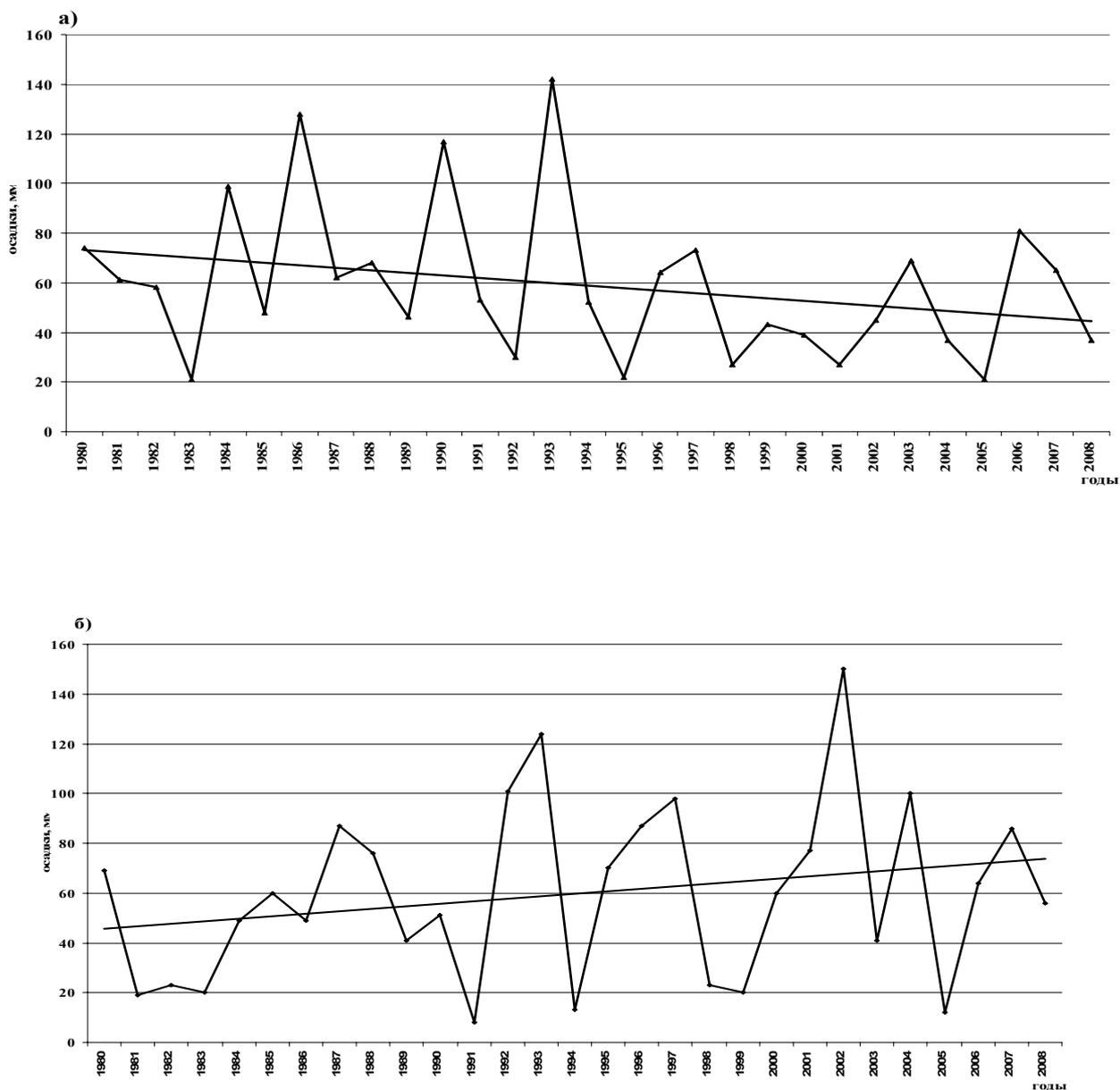


Рис. 3. Динамика суммы осадков (мм) за сентябрь по ГМС Ростов Ярославской области (а) и ГМС Обоянь Курской области (б) за период 1980–2008 гг.

**Статистические характеристики временных рядов суммы осадков по периодам
за 1980–2008 гг. по гидрометстанциям Центрального федерального округа**

Периоды	Годы	Средняя сумма осадков, мм	Среднее квадратическое отклонение (δ)	Сумма осадков, мм			ГТК
				Max	Min	Разница	
С Е Н Т Я Б Р Ъ							
Ростов (Ярославская область)							
I	1980–1989	67	28,3	128	21	107	2,2
II	1990–1999	62	37,3	142	22	120	2,1
III	2000–2008	48	20,0	81	21	60	1,4
1980-2008 гг.		59,7	28,0	142	21	121	1,9
Обоянь (Курская область)							
I	1980–1989	49	22,7	87	19	68	1,3
II	1990–1999	60	40,1	124	8	116	1,6
III	2000–2008	74	38,4	150	12	138	1,9
1980-2008 гг.		59,9	33,5	150	8	142	1,6
О К Т Я Б Р Ъ							
Ростов (Ярославская область)							
I	1980–1989	48	24,7	100	1	99	-
II	1990–1999	63	44,6	154	21	133	-
III	2000–2008	56	18,0	89	29	60	-
1980-2008 гг.		56	29,0	154	1	153	-
Обоянь (Курская область)							
I	1980–1989	48	26,7	93	3	90	-
II	1990–1999	62	32,3	112	24	88	-
III	2000–2008	43	16,8	63	12	51	-
1980-2008 гг.		52	25,0	112	3	109	-

Проведенные расчеты показывают, что в сентябре при хорошо выраженном положительном тренде средней температуры воздуха и отрицательном тренде сумм осадков за этот месяц по большинству ГМС в нечерноземных областях уменьшение ГТК наблюдалось в различной степени (на 0,3–0,9). В черноземных областях при меньшем, чем в нечерноземных областях увеличении средних температур в сентябре, наблюдалось увеличение сумм осадков, в связи с чем отмечалось некоторое улучшение увлажнения (ГТК увеличился от начала к концу периода на 0,2–0,5). В качестве иллюстрации типичная динамика ГТК для этих территорий показана на рис.4 на примере ГМС Ростов и Обоянь.

При выявленных разнонаправленных изменениях условий увлажнения Центрального федерального округа можно отметить, что и в нечерноземных областях, где уровень увлажненности понизился, и в черноземных, где он несколько повысился, потепление климата и изменение агроклиматических условий в целом благоприятно. В нечерноземных

областях улучшилась теплообеспеченность растений осенью, а увлажнение от избыточного в большинстве лет понизилось почти до оптимального. ГТК в нечерноземных областях изменился от 2,4–2,9 в начале периода до 1,3–1,7 в конце его; в черноземных областях увеличение ГТК было небольшим (на 0,3–0,5) и увлажнение в сентябре здесь все же несколько улучшилось.

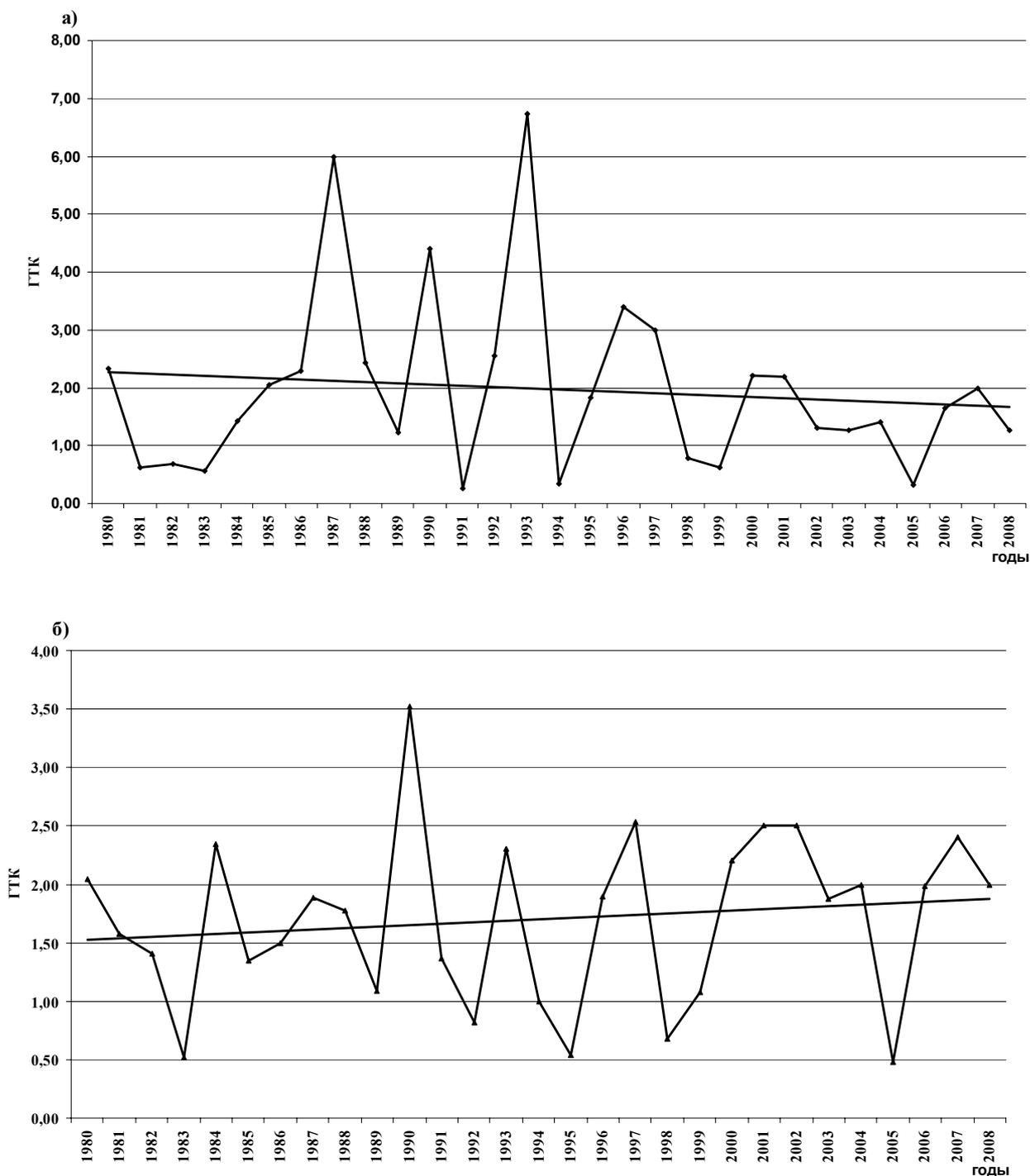


Рис. 4. Динамика ГТК в сентябре по ГМС Ростов Ярославской области (а) и ГМС Обоянь Курской области (б) за период 1980–2008 гг.

В октябре в условиях общего снижения фона температур тенденция изменений сумм осадков на территории округа практически не выражена и в большинстве областей она весьма неустойчива. Однако осадки октября уже менее значимы для озимых культур в Центральном федеральном округе, так как при пониженных температурах потребность растений во влаге уменьшается; увлажнение практически во все годы в октябре бывает достаточным. В большинстве лет в конце второй – начале третьей декад октября вегетация озимых культур прекращается.

За рассматриваемый период нами было показано повышение средней температуры воздуха на территории округа не только в сентябре, но и в октябре, что обуславливает более продолжительную осеннюю вегетацию озимых культур. Для количественной оценки увеличения продолжительности вегетации озимых культур осенью, то есть сдвига дат прекращения вегетации в сторону более поздних, по сравнению с установленными ранее (до 1980 г.) сроками, погодично за период с 1980 по 2008 г. были рассчитаны даты перехода температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения, характеризующие прекращение активной вегетации озимых культур осенью. Как показали расчеты, эти даты менялись в широких пределах. В табл. 4 показаны наиболее ранние и наиболее поздние даты перехода температуры воздуха через 5 °С по ГМС округа.

Таблица 4

**Даты перехода температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения
по территории Центрального федерального округа**

Гидро-метстанция	Область	Даты перехода				Разница (дни)	Ср. кв. откл. (δ)
		Наиболее ранняя		Наиболее поздняя			
		Дата	Год	Дата	Год		
Кострома	Костромская	19.09	1986	31.10	1981	52	10,8
Ростов	Ярославская	21.09	1986	3.11	1981	43	10,1
Владимир	Владимирская	23.09	1986	7.11	2000	45	10,5
Дмитров	Московская	24.09	1985 1986	6.11	2000	43	10,3
Немчиновка	Московская	24.09	1986	6.11	2000	43	9,7
Малоярославец	Калужская	1.10	2002	3.11	1989 2000	32	8,4
Рославль	Смоленская	7.10	2002	5.11	2004	28	7,3
Трубчевск	Брянская	2.10	1986	31.10	1989 2000	29	7,5
Узловая	Тульская	1.10	2002	3.11	2000	33	9,2
Тума	Рязанская	1.10	2002	31.10	1989	30	9,0
Мценск	Орловская	25.09	1986	4.11	1989	40	9,4
Кирсанов	Тамбовская	1.10	1983	7.11	1998	37	9,1
Конь-Колодезь	Липецкая	10.10	2002	7.11	1998	28	8,9
Поньри	Курская	9.10	2002	6.11	2000	28	8,6
Обоянь	Курская	11.10	2002	10.11	1995	30	9,0
Валуйки	Белгородская	11.10	2002	10.11	1995	30	8,4
Богучар	Воронежская	12.10	1991	16.11	2005	35	8,2

Размах колебаний этих дат по территории округа составил от 28 до 45 дней. При этом наиболее поздние даты перехода температуры через этот предел чаще наблюдались в последние 10–15 лет. Значение среднего квадратического отклонения (δ) колеблется от 7,3–7,5 на западе округа до 10,1–10,8 на северо-востоке. Были также рассчитаны средние многолетние (за 1980-2008 гг.) даты устойчивого перехода температуры воздуха через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения (рис. 5). В северных районах Ярославской и Костромской областей они приходятся на 8–10 октября, в то время как в большинстве черноземных областей округа на 23–29 октября.

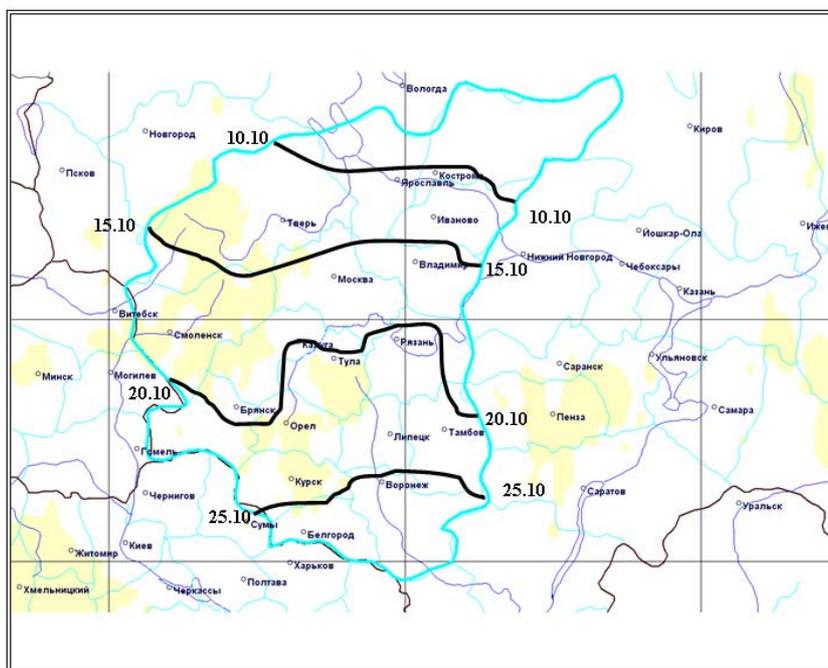


Рис. 5. Средние многолетние (1980-2008 гг.) даты перехода температуры воздуха через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ осенью

В качестве примера типичная для большей части территории динамика дат перехода температуры через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ГМС Немчиновка Московской области) представлена на рис. 6. Можно видеть ярко выраженную тенденцию изменений дат (тренд) от начала к концу периода на более поздние сроки. Средняя многолетняя дата перехода температуры через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ за рассмотренный период приходится на 17 октября, тогда как средняя многолетняя дата за более ранний период (до 1980 г.) приходится на 11 октября, то есть сдвиг средней многолетней даты на более поздний срок в районе деятельности ГМС Немчиновка составил в среднем 6 дней.

На преобладающей территории округа сдвиг средних многолетних дат перехода температуры воздуха через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону более поздних составил 5–7 дней, на западе и крайнем юге округа 3–4 дня.

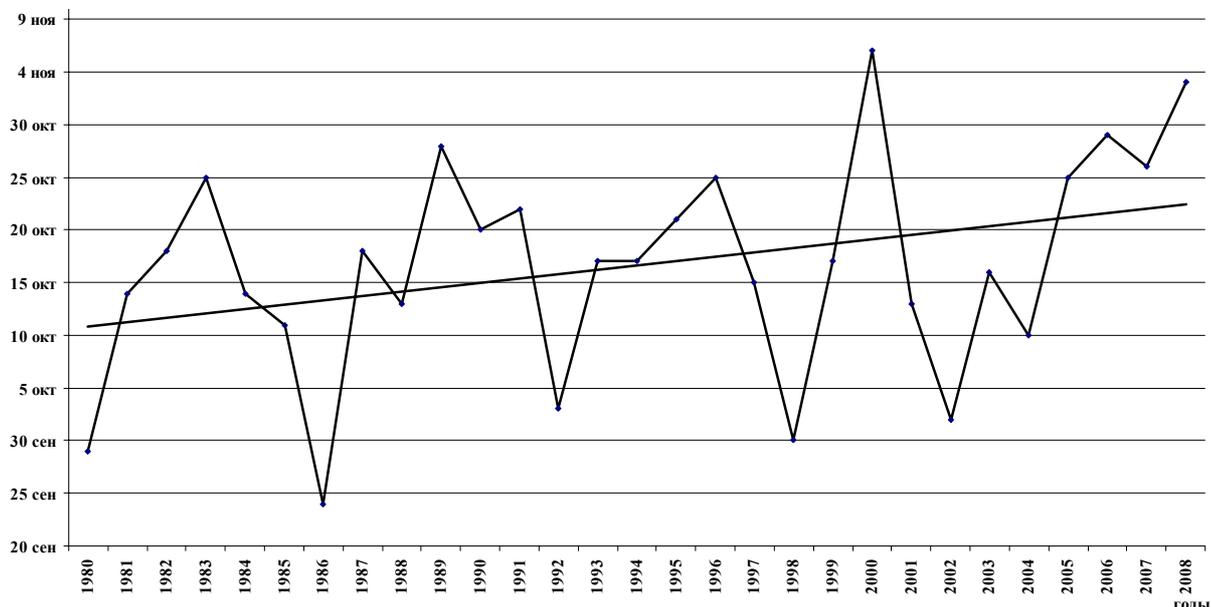


Рис. 6. Даты перехода средней температуры воздуха через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ осенью по ГМС Немчиновка Московской области за период 1980–2008 гг.

Интересно отметить, что средняя продолжительность «вегетационной осени» (термин, предложенный О.Д. Сиротенко), то есть периода, между датами перехода через $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ осенью по территории округа за рассмотренный нами период по сравнению с рассчитанными датами за предшествующий период [5, 11 и др.] практически не изменилась (разница от 1 до 3 дней) и колеблется в небольших пределах – от 47 до 52 дней. Вероятно, в значительной степени это можно объяснить тем, что сдвиг обеих дат переходов (через $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $5\text{ }^{\circ}\text{C}$) был однонаправленным – в сторону более поздних.

Известно, что для хорошей перезимовки озимых зерновых культур большое значение имеет степень развития растений осенью. Более успешно зимуют хорошо раскустившиеся растения, то есть образовавшие ко времени прекращения вегетации три-четыре побега. Для образования такого количества побегов, по данным А.А. Шиголева, А.Я Грудевой, Е.С Улановой и др., от посева до конца вегетации необходима сумма эффективных температур воздуха (выше $5\text{ }^{\circ}\text{C}$), равная $250\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Используя установленные нами средние многолетние сроки перехода температуры воздуха через $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения в изменившихся агроклиматических условиях (повышении средних температур воздуха в сентябре и октябре и улучшении условий

увлажнения), мы рассчитали даты, определяющие средние многолетние оптимальные сроки сева озимых, обеспечивающие кустистость три-четыре побега ко времени прекращения их вегетации осенью (рис. 7).

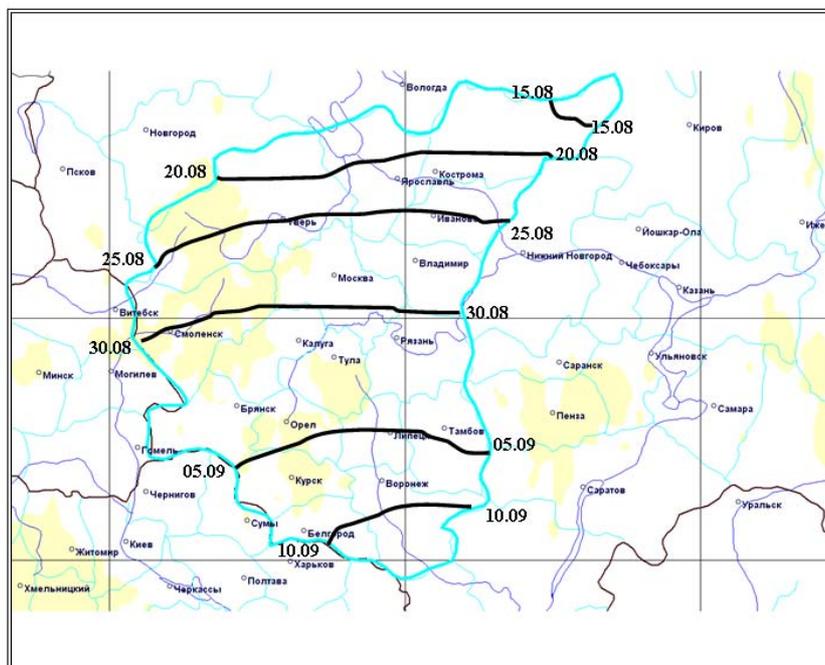


Рис. 7. Средние многолетние оптимальные сроки сева озимых культур.

Понятно, что ежегодно для уточнения оптимальных сроков сева озимых культур необходимо учитывать сложившиеся агрометеорологические условия текущего года и прогноз погоды. Разработка способов этого учета – дальнейшая задача исследований.

Список литературы

1. *Воскова А.В.* Современные фенологические тенденции в природе центральной части Русской равнины: автореф. канд. географ. наук. – М., 2007 – 26 с.
2. *Гельвер Е.С., Семенов С.М.* Влияние климата конца XX века на территории России на теплообеспеченность сельскохозяйственных растений // В кн. «Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем». Том XX. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. –С. 301–310.

3. *Грудева А.Я.* Об оценке агрометеорологических условий осенней вегетации озимых // Метеорология и гидрология. – 1966. – № 5 – С. 42–45.
4. *Кельчевская Л.С.* Методы обработки наблюдений в агроклиматологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 215 с.
5. *Максименкова Т.А.* Методы оценки и прогноза состояния озимых зерновых культур осенью.– Обнинск: ФООП ВНИИГМИ МЦД, 1990. – 51 с.
6. Материалы к стратегическому прогнозу изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России /под ред.А.И. Бедрицкого.- М., 2007. – 88 с
7. *Моисейчик В.А.* Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 294 с.
8. *Сиротенко О.Д.* Методы оценки изменений климата для сельского хозяйства и землепользования. – Н.Новгород: Вектор – Т и С, 2007. – 77 с.
9. *Страшная А.И.* Состояние и проблемы оперативного агрометеорологического обеспечения сельского хозяйства на федеральном уровне в условиях глобального изменения климата. // Труды ВНИИСХМ. – 2007. – Вып.36. – С. 78–91.
10. *Уланова Е.С.* Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 301 с.
11. *Федосеев А.П.* Агротехника и погода. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 240 с.

УДК 551.46.062.1

Сравнительная оценка успешности прогнозов волнения по отечественным волновым моделям AARI-PD2 и PABM / Абузьяров З.К., Нестеров Е.С. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 4–21.

Оценивается качество прогнозов высот волн, составляемых в оперативном режиме в Гидрометцентре России в рамках единой автоматизированной системы оперативной обработки информации (АСОИ) на основе глобальной спектрально-параметрической модели AARI-PD2 и Российской атмосферно-волновой модели (PABM).

Результаты прогнозов сопоставлялись с данными измерений высот волн, выполненных с помощью автоматических заякоренных буюв, расположенных в западной и восточной акваториях Северной Атлантики. Проанализированы результаты статистической оценки качества прогнозов.

Показано, что обе модели дают удовлетворительные результаты, отвечающие требованиям Наставления.

Табл. 6. Ил. 7. Библ. 12.

УДК 551.465

Опасное ветровое волнение в Северной Атлантике зимой 2008-2009 гг. /Лукин А.А. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 22–26.

По данным судовых и буйковых наблюдений проанализированы случаи возникновения опасного ветрового волнения (высота волн более 8 м) в Северной Атлантике в период с декабря 2008 по март 2009 г. Получены характеристики циклонов (траектории, давление в центре, максимальные скорости ветра), вызвавших штормовое волнение. Определены сектора циклонов, где опасное волнение наиболее вероятно.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 551.466.33

Автоматизированный расчет рекомендуемых курсов плавания судов / Абузяров З.К., Чекулаева Т.С. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 27–43.

Изложен метод автоматизированного выбора оптимального курса судна между двумя портами на основе учета текущей и прогнозируемой гидрометеорологической обстановки вдоль маршрута плавания.

Модель протестирована на реальных синоптических условиях плавания условных судов при различных заданиях тактико-технических характеристик судна (техническая скорость хода, водоизмещение судна) и различных заданиях допустимого предела по высоте волны. Представленные результаты относятся к северной части Атлантического океана. Численные эксперименты с моделью показали, что разработанное программное обеспечение позволяет достаточно быстро на ПК рассчитать оптимальный курс судна между портами.

Разработанная система автоматизированного выбора оптимального курса судна с успехом может быть применена для осуществления оперативных проводок судов через океаны. Возможность работы оператора-проводчика в интерактивном режиме на ПК делает эту систему более гибкой и удобной в практическом использовании.

Результаты тестирования чувствительности модели к изменению ее параметров показали, что модель рекомендуемых курсов весьма чувствительна к изменениям высоты волны, которая оказывает наиболее существенное влияние на поведение судна в море, особенно при сильном волнении.

Табл. 2. Ил. 7. Библ. 14.

УДК 551.46.062.1

Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря / Абузяров З.К. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 44–60.

Усовершенствован применяемый в настоящее время в оперативной практике ГУ «Гидрометцентр России» метод прогноза годового хода среднего уровня Каспийского моря. Усовершенствованный метод более прост и удобен в практическом использовании и не уступает старому методу по точности.

В процессе работы уточнены статистические характеристики составляющих водного баланса и уровня моря; уточнены допустимые погрешности прогнозов уровня моря; предложена новая упрощенная схема составления прогноза уровня моря.

Средняя оправдываемость ретроспективных прогнозов уровня моря, составленных по усовершенствованному методу за период с 1992 по 2006 г., оказалась равной 91 %, что на 6 % превышает среднюю оправдываемость старого метода за этот же период.

Табл. 9. Ил. 2. Библ. 19.

УДК 551.326.12

Оценка возможности использования прогностических методик XX века в современной практике ледового обслуживания мореплавания на неарктических морях России / Думанская И.О., Котилевская А.М. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 61–79.

Рассмотрены перспективы использования статистического подхода к проблеме долгосрочного прогнозирования в условиях изменений климата. Рассчитаны интервалы критериев суровости зим для европейских морей по 120-летнему периоду наблюдений за температурой воздуха. Установлены некоторые пространственные связи между метеорологическими и ледовыми параметрами Белого, Балтийского и Азовского морей.

Выявлены различные тенденции в развитии ледовых процессов европейских морей, зависящие от принадлежности периода наблюдений к той или иной макроциркуляционной эпохе. Приведены результаты корреляционного анализа связей между суммами градусодней мороза над акваториями европейских морей и метеорологическими характеристиками центров действия атмосферы.

Табл. 9. Ил. 4. Библ. 6.

УДК 551.326.12

Особенности ледового сезона 2007-2008 гг. на Азовском море / Федоренко А.В. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 80–89.

Рассмотрены особенности развития синоптических процессов и ледовых условий на акватории Азовского моря зимой 2007–2008 гг.

Значения температурных и ледовых параметров не выходили за пределы значений, характеризующих умеренную зиму, но при этом наблюдалось интенсивное замерзание всей акватории моря в течение первой декады января 2008 г., когда за пять суток вся акватория моря покрылась льдом. Следует отметить, что для акватории Азовского моря зимы, когда отрицательные температуры воздуха преобладают в первой декаде января, достаточно редки, и вероятность их не превышает 10 % из 120-летнего ряда наблюдений.

Ил. 11. Библ. 2.

УДК 551.465

Перенос водных масс через 60° с.ш. Северной Атлантики в 1997–2007 гг. по данным российских океанографических разрезов / Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Мысленков С.А., Соков А.В., Тараканов Р.Ю. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 90–101.

По данным повторяющихся российских океанографических разрезов по 60° с.ш. в Северной Атлантике были вычислены переносы водных масс и их межгодовая изменчивость. Для этой цели была создана оригинальная методика вычисления расходов на основе натуральных данных зондирования с привлечением данных спутниковой альтиметрии и скаттерометров.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 17.

УДК 551.509.33

Пространственно-временные изменения индекса Wi , характеризующего зимние погодные условия, в основных сельскохозяйственных районах России и Беларуси / Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып.343. – С. 102–108.

Изучена пространственно-временная изменчивость индекса Wi , характеризующего зимние погодные условия, в основных сельскохозяйственных районах России (17 станций) и Беларуси (6 станций) за зимний период (декабрь–февраль) 1949–2005 гг.

По вычисленным Wi для 23 станций определялись средние значения, их минимумы и максимумы, а также абсолютные минимумы и максимумы по месяцам (декабрь, январь, февраль) и годам с 1949 по 2005 г.

Установлена повторяемость экстремально холодных и теплых зим. Предложен способ прогнозирования индекса Wi и проведена оценка прогнозов за декабрь–февраль 2001–2007 гг.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 2.

УДК 551.509.33

Зимние погодные условия Беларуси с учетом индекса Wi / Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып.343. – С. 109–115.

Определены значения индекса Wi , характеризующего погодные условия, по 6 станциям Беларуси за декабрь-февраль 1949-2005 гг. (57 лет).

Вычислены средние значения Wi по территории, повторяемость (число случаев) $Wi \leq -0,1$, $Wi \leq -2,0$; $Wi \geq 0,0$ и $Wi \geq 2,0$.

Выявлены годы с минимальными и максимальными значениями Wi из средних значений, а также абсолютные минимумы и максимумы с указанием года и станции. Проанализировано и дано описание погодных условий.

Рассмотрены переходы экстремальных холодных зим в теплые и наоборот. Результаты (%) оказались незначительными.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 2.

УДК 551.509.33

Повторяемость зимой теплых и холодных погодных условий два года подряд и более и продолжительность их отсутствия по станциям Беларуси /Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н. Н. // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 116–126.

Установлена повторяемость теплых ($Wi \geq 1,5$) и холодных ($Wi \leq -1,5$) погодных условий зимой по 6 станциям Беларуси за декабрь-февраль 1949-2008 гг. и повторяемость (число случаев) их отсутствия.

Установлена продолжительность периодов (число лет) погодных условий два года подряд и более. Диапазон этих периодов колеблется как по станциям, так и по месяцам. Количество теплых периодов увеличивается от декабря к февралю, а холодных в это время уменьшается.

Вследствие того, что на каждой станции эти явления в разные месяцы имеют свою повторяемость, исследования следует проводить для каждой станции по месяцам в отдельности.

Табл. 7. Библ. 2.

Об изменении агроклиматических условий вегетации и сроков сева озимых культур осенью в Центральном федеральном округе в связи с потеплением климата /Страшная А.И., Максименкова Т.А., Чуб О.В. // Труды Гидрометцентра России.– 2009.–Вып. 343.–С. 127–142.

Получены количественные показатели изменения агроклиматических условий периода сева и осенней вегетации озимых зерновых культур за 1980-2008 гг. на территории Центрального федерального округа. Показано, что сдвиг дат прекращения вегетации озимых осенью (перехода температуры воздуха через 5 °С в сторону понижения) на преобладающей территории округа составляет 5–7 дней, а средняя продолжительность «вегетационной осени» колеблется от 47 до 52 дней. Установлено, что теплообеспеченность озимых культур осенью в большинстве нечерноземных областей округа существенно улучшилась, тренд температуры воздуха в сентябре и октябре оказался положительным, а характер увлажнения от избыточного в большинстве лет изменился до оптимального. В черноземных областях изменения теплообеспеченности и условий увлажнения выражены в меньшей степени. Рассчитаны средние многолетние оптимальные сроки сева, обеспечивающие кустистость 3–4 побега ко времени прекращения вегетации в изменившихся агроклиматических условиях.

Табл. 4. Ил. 7. Библ. 11.

Издатель: «Исследовательская группа "Социальные науки"»

СР 1044004204683 от 07.05.2004 г.

249031, г. Обнинск, а/я 1023,

Тел. (48439) 7-41-26, e-mail: ig_socin@mail.ru

Корректор: Н.А. Иванова

Компьютерная верстка: О.В. Пак, М.Г. Сухова

Подписано в печать 12.08.2009. Формат 60x84/16

Печать офсетная. Печ. л. 10,75. Тираж 250 экз. Заказ № 1181.

Отпечатано на Фабрике офсетной печати

249039, г. Обнинск, ул. Королева, 6