

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

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



ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА И АНАЛИЗА
ПОГОДНЫХ ПРОЦЕССОВ
РАЗЛИЧНОГО ВРЕМЕННОГО МАСШТАБА

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. П. Садокова,
д-ра физ.-мат. наук Л. В. Берковича



Санкт-Петербург
Гидрометеоиздат
2007

УДК 551.509.313.524

Сборник содержит статьи, отражающие широкий спектр вопросов. В него вошли работы по долгосрочным прогнозам погоды, в том числе вопросы исследований формирования засух и избыточного увлажнения, методики по прогнозу смерчей и шквалов. Рассмотрены отдельные вопросы по исследованию метеорологических параметров в приземном слое атмосферы, некоторые аспекты развития гидродинамических моделей кратко- и среднесрочного ансамблевого прогнозирования погоды. Приведены работы, описывающие влияние внешних факторов в гидродинамических моделях циркуляции атмосферы, рассматриваются некоторые вопросы прикладного характера.

Сборник рассчитан на специалистов, занимающихся исследованиями и оперативной работой в области гидрометеорологии, а также на преподавателей, аспирантов и студентов ВУЗов.

М 1805040400
069(02)–2007

© ГУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации»
(ГУ «ГМЦ РФ»), 2007 г.

Р. М. Вильфанд, В. А. Тищенко, В. М. Хан

МУЛЬТИМОДЕЛЬНЫЙ ПОДХОД ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СЕЗОН

Введение

В настоящее время ряд мировых прогностических центров ведет активную работу по выпуску ансамблевых гидродинамических прогнозов сроком на сезон и более [9, 11]. Не взирая на непрерывную деятельность по усовершенствованию гидродинамического прогнозирования на долгие сроки, в процессе интегрирования совместных гидродинамических моделей возникают систематические ошибки, которые неизбежно снижают уровень оправдываемости прогнозов. Это связано со следующим:

- 1) не совсем удовлетворительны необходимые для задания начальных условий моделей качество и разрешение по пространству и времени наблюдательной гидрометеорологической сети в глобальном масштабе;
- 2) недостаточное понимание физических процессов, происходящих в окружающей системе, вынуждает описывать их в моделях весьма в упрощенной форме.

Кроме того, в связи с ограниченными возможностями использования вычислительных ресурсов прогностические поля при долгосрочном прогнозировании имеют недостаточное разрешение.

Статистическая постпроцессинговая процедура — один из способов повышения предсказуемости прогнозов, она позволяет провести необходимую корректировку гидродинамических прогнозов к конкретному региону с учетом его физико-географических особенностей.

Основная цель данной работы — разработать схему прогноза приземной температуры воздуха на сезон на территории СНГ с использованием результатов прогнозирования совместных моделей океан—атмосфера из проекта DEMETER¹.

Проект DEMETER предложен, а затем поддержан в рамках 5-й рамочной программы европейского союза по исследованию окружающей среды [10]. Основная цель проекта — усовершенствовать концепцию

¹ Development of a European Multi-model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction.

мультимодельного ансамблевого прогнозирования. Для реализации поставленной задачи на едином суперкомпьютере был установлен ряд современных глобальных совместных моделей общей циркуляции под руководством Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды. Технологическая линия выпуска набора мультимодельных ансамблевых прогнозов сроком до 6 месяцев, сопровождаемая рутинными процедурами архивации и диагностики, была налажена.

Система DEMETER включает в себя семь совместных моделей океан—атмосфера, разработанных в различных исследовательских организациях Европы:

- 1) CERFACS (Европейский вычислительный и исследовательский центр, Франция);
- 2) ECMWF (Международный Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды);
- 3) INGV (Национальный институт геофизики и вулканологии, Италия);
- 4) LODYS (Лаборатория динамической океанографии и климатологии, Франция);
- 5) Météo-France (Национальный центр метеорологических исследований, Франция);
- 6) Met Office (Метеорологический офис, Объединенное Королевство);
- 7) MPI (Метеорологический институт Макса Планка, Германия).

Для каждой модели, за исключением MPI, неопределенности начального состояния выражены ансамблем из девяти различных начальных состояний океана.

В последние годы появились публикации в зарубежной периодике, посвященные статистической интерпретации выходных данных одновременно нескольких гидродинамических моделей [9, 11]. Результаты этих работ продемонстрировали перспективность использования мультимодельного подхода в дальнейших постпроцессинговых процедурах.

Существуют разные подходы для создания мультиансамблевого прогноза. Так например, автор работы [9] использовал усовершенствованную регрессионную схему для создания суперансамбля. Суперансамблевый прогноз в работе [11] построен на базе техники декомпозиции сингулярного вектора.

В России в этом направлении активную работу ведут два центра:

- 1) ГГО им. А. И. Воейкова (ГГО) [7, 8];
- 2) Гидрометцентр России [5, 6].

Гидродинамико-статистический прогноз сроком до 1 месяца, разработанный в ГГО, основан на статистической интерпретации результатов интегрирования уравнений глобальной спектральной модели об-

щей циркуляции атмосферы (ОЦА) T30L14. Результаты испытаний продемонстрировали, что качество месячных прогнозов выше, чем инерционных. В 75—80 % случаев знак ожидаемой аномалии прогнозируемого параметра предсказан правильно.

В Гидрометцентре России схема динамико-статистического долгосрочного прогноза разработана на базе модели класса T41L15. Результаты проведенных исследований приведены в работе [4].

Используемые данные и методология

В работе задействованы следующие данные:

1) прогностические поля семи совместных моделей из DEMETER за 1981—2000 гг. Ретропрогнозы рассчитываются по девяти наборам начальных условий на два сезона вперед и имеют отсчет с 1 февраля, 1 мая, 1 августа и 1 ноября каждого года. Разрешение сеточных полей составляет $2,5^\circ$ по широте и долготе;

2) фактические данные приземной температуры воздуха по 70 станциям, расположенным на территории СНГ. Ежедневные данные о температуре воздуха переведены в формат месячных средних;

3) данные сеточных полей NCEP/NCAR реанализа за 1952—2002 гг. с шагом $2,5^\circ$.

Работа по созданию прогностической схемы прогноза температуры состоит из двух этапов.

Первый этап связан с отысканием оптимальной статистической комбинации различных гидродинамических моделей, имеющих достаточно большую выборку ансамблевых долгосрочных прогнозов.

Конкретно, мультиансамблевый прогноз в узловой точке для отдельного метеоэлемента определялся формулой вида

$$S = O + \sum_{i=1}^n A_i (F_i - F_{mi}), \quad (1)$$

где S — мультиансамблевый прогноз, A_i — весовые коэффициенты моделей, F_i — прогноз отдельно взятой модели, F_{mi} — осредненный прогноз по отдельно взятой модели.

Весовые коэффициенты в каждой точке регулярной сетки определяются по методу отыскания минимального значения остатка:

$$G = \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2, \quad (2)$$

где O_i — фактическое значение элемента погоды.

Второй этап работы связан с задействованием полученных прогностических значений суперансамбля в аналого-статистической схеме для расчета приземной температуры воздуха по территории СНГ.

При этом применялось два различных подхода.

1. Статистическая интерпретация, когда прогноз температуры давался на основе предвычисленных на архивном материале показателей взаимосвязи между метеорологическими полями в тропосфере и температурой воздуха у земли.

Статистическая интерпретация включает в себя:

- классификацию полей на архиве;
- расчет корреляций температуры в пунктах и сеточных значений геопотенциала (температуры на изобарических поверхностях) для каждого класса, поиск наилучших районов в пространстве (дальних связей) для прогноза в каждом пункте;
- построение уравнений множественной регрессии для прогноза температуры;
- проверку прогноза на результатах мультиансамблевого гидродинамического прогноза.

2. Использование в качестве предиктора «ведущего потока», когда значения температуры в пунктах прогноза вычислялись по классам (типам) средней (для данного месяца и региона) изолинии прогностических полей геопотенциала и температуры на изобарических поверхностях. Метод не является прогностическим в прямом смысле, это один из способов, позволяющих проводить априорную оценку прогнозируемости среднемесячной температуры воздуха в течение сезона.

Прогноз по «ведущему потоку» включает в себя:

- вычисление среднего ведущего потока (или средней изолинии температуры) для каждого прогностического месяца (по данным DEMETER);
- классификацию полученных результатов;
- сравнение термического режима на исследуемой территории и основных потоков по гидродинамическим прогнозам.

В результате статистических экспериментов по исследованию зависимостей между предиктантом и предикторами в качестве информативных параметров выбраны абсолютный геопотенциал H_{500} , H_{1000} и температура на поверхности 850 гПа (T_{850}), которая хорошо коррелирует с приземной температурой воздуха T_0 .

При составлении прогнозов на достаточно пролонгированные сроки ведущая роль уделяется крупномасштабным составляющим метеорологических полей, поскольку они обладают достаточной инерцией по пространству и времени. По этой причине поля H_{500} , H_{1000} , T_{850} пред-

варительно разлагались по естественным ортогональным составляющим (ЕОС)

$$X_{ih} = \sum_{j=1}^k Y_{ij} V_{jh}, \quad (3)$$

где X_{ih} — среднемесячные значения H_{500} , H_{1000} и T_{850} ; V_{ij} — собственные векторы ковариационной матрицы временного хода указанных величин; Y_{jh} — коэффициенты разложения по времени; i — порядковые номера полей; h — узлы географической сетки.

При всех дальнейших расчетах учтены первые три главных компонента, которые в большинстве случаев описывали более 70 % изменчивости полей.

С целью выявить закономерности влияния комбинаций прогностических полей на изменчивость приземной температуры воздуха в интересующем регионе проводилась автоматическая классификация [1, 2] среднемесячных полей H_{500} для каждого сезона года для территории первого естественного синоптического района (ЕСР), сочетающая черты алгоритма Ланда и метода k -средних. Классификация представляет собой один из алгоритмов «самообучения», когда ни число классов (типов), ни сами типы заранее не известны и определяются только свойствами рассматриваемых полей.

К каждой новой реализации первого предиктора (среднедекадному значению или трем коэффициентам при главных компонентах H_{500}) подбирались группа аналогов, составляющая около 50 % исходной выборки. Мерой аналогичности служили евклидовы расстояния между исходным и всеми остальными векторами-предикторами. Остальные предикторы выстраивались в порядке возрастания евклидова расстояния между исключенным и архивным предикторами. Евклидово расстояние $D_{\alpha, \beta}$ вычислялось по формуле

$$D_{\alpha, \beta} = \left\{ \sum_i P_i [X_i(\alpha) - X_i(\beta)]^2 \right\}^{1/2}, \quad (4)$$

где P_i — весовой коэффициент i -го признака; $X_i(\alpha)$ и $X_i(\beta)$ — i -й признак объектов α и β .

Если признаками являлись среднедекадные значения предикторов, то данное выражение вырождалось в сумму по одному индексу, а весовой коэффициент равнялся нулю. Если в качестве признаков рассматривались коэффициенты разложения по ЕОС, то P_i представляли собой величины, обратные собственным числам λ_i .

Далее на аналоговой выборке решалось уравнение множественной линейной регрессии и проводилась проверка на независимом материале.

Анализ взаимосвязей между предиктором и предиктантами

На первом этапе рассчитывались матрицы коэффициентов корреляции между среднемесячной температурой в 70 пунктах СНГ и полями предикторов за тот же месяц, представленными в виде коэффициентов разложения временного хода эмпирических ортогональных функций в узлах регулярной географической сетки на территории 1-го ЕСР (рис. 1).

В работах [3, 4] показано, что наилучшие показатели оправдываемости прогнозов температуры на месяц отмечаются при определенных типах атмосферной циркуляции. Поэтому предварительно были классифицированы архивные поля геопотенциала на территории 1-го ЕСР по методу, изложенному в предыдущем разделе. Классификация проведена для нормированных отклонений H_{500} (для сезонов зима—осень):

$$dH = (H_i - \bar{H}) / [\sigma(H)]. \quad (5)$$

Оптимальным с точки зрения отношения внутриклассовой дисперсии к общей дисперсии и по объему выборки оказалось использование шести классов полей. Классификация проводилась по 1-му ЕСР. На рис. 1 представлены поля эталонов классов dH_{500} для весны (март—май).

Примем следующие названия для периодов, на которые даются прогнозы:

- период 1 — февраль—июль,
- период 2 — май—октябрь,
- период 3 — август—январь,
- период 4 — ноябрь—апрель.

Корреляционный анализ на архивном материале проведен для каждого из этих периодов с учетом классификации по сезонам.

Исследования, проведенные для случаев, попавших в соответствующие классы, показали наличие следующих особенностей взаимосвязей:

- в течение года районы, где отмечаются максимальные коэффициенты корреляции, перемещаются в пространстве;
- в теплое полугодие максимальные коэффициенты корреляции наблюдаются вблизи исследуемых пунктов, зимой они преобладают в районах, близких к климатическим центрам действия или фронтальным зонам. При этом средние коэффициенты корреляции для всех сезонов меньше, чем для каждого класса внутри сезонов, так как в первом случае не учитываются «дальние связи» для каждой формы циркуляции.

В табл. 1 приведена часть расчетной матрицы максимальных коэффициентов корреляции (между среднемесячной температурой и H_{500}) и соответствующих номеров узлов сетки для всех периодов и классов полей геопотенциала H_{500} . Подобным образом рассчитаны коэффици-

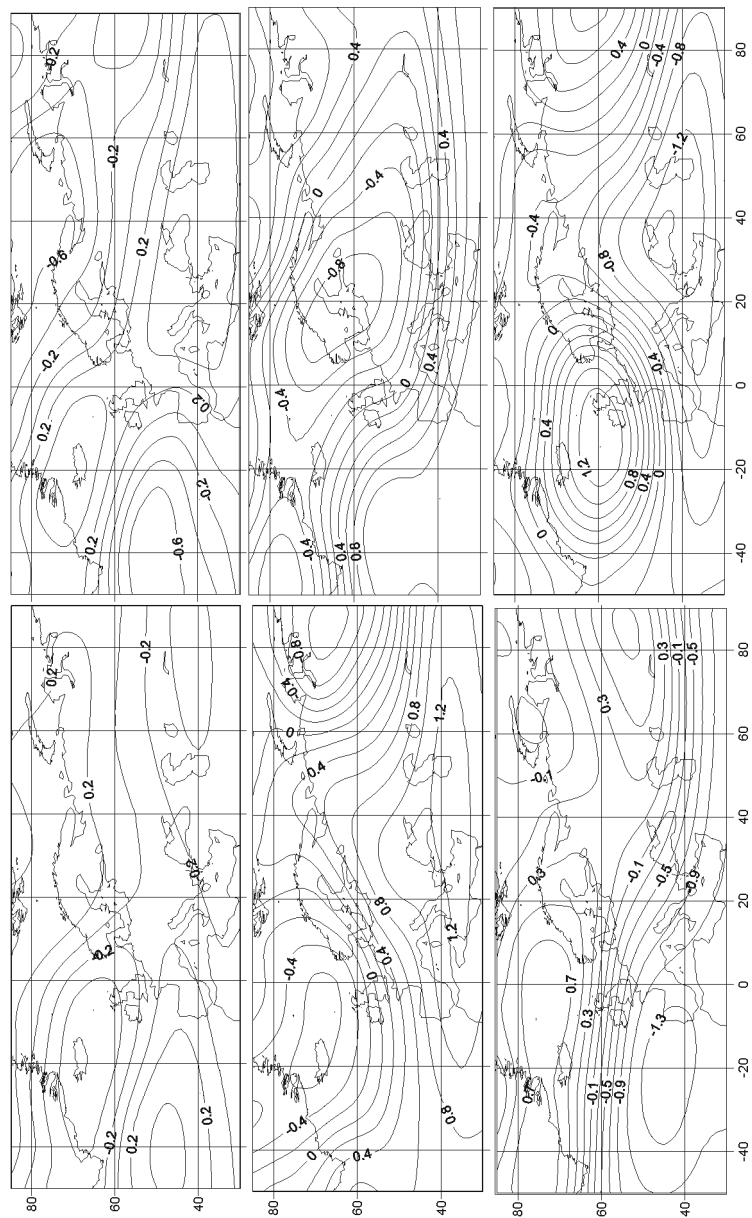


Рис. 1. Классы полей dH_{500} (сезон — весна).

Таблица 1

**Часть расчетной матрицы максимальных коэффициентов корреляций
(между среднемесячной температурой и H_{500})
и соответствующих номеров узлов сетки для нескольких пунктов**

Номер класса	Мурманск	Кандалакша	Кемь	Архангельск
1 - й период				
1	$\frac{0,46}{271}$	$\frac{0,43}{271}$	$\frac{0,49}{125}$	$\frac{0,48}{271}$
2	$\frac{0,52}{72}$	$\frac{0,55}{60}$	$\frac{0,57}{72}$	$\frac{0,57}{72}$
3	$\frac{0,58}{201}$	$\frac{0,40}{201}$	$\frac{0,44}{201}$	$\frac{0,48}{177}$
4	$\frac{0,42}{139}$	$\frac{0,43}{247}$	$\frac{0,46}{259}$	$\frac{0,51}{247}$
5	$\frac{0,40}{6}$	$\frac{0,48}{6}$	$\frac{0,47}{41}$	$\frac{0,49}{42}$
6	$\frac{0,52}{297}$	$\frac{0,51}{297}$	$\frac{0,71}{298}$	$\frac{0,61}{298}$
2 - й период				
1	$\frac{0,49}{123}$	$\frac{0,47}{308}$	$\frac{0,48}{99}$	$\frac{0,49}{99}$
2	$\frac{0,41}{144}$	$\frac{0,46}{23}$	$\frac{0,51}{24}$	$\frac{0,44}{35}$
3	$\frac{0,40}{348}$	$\frac{0,40}{348}$	$\frac{0,49}{348}$	$\frac{0,56}{348}$
4	$\frac{0,49}{331}$	$\frac{0,45}{331}$	$\frac{0,50}{343}$	$\frac{0,51}{343}$
5	$\frac{0,58}{7}$	$\frac{0,55}{7}$	$\frac{0,57}{107}$	$\frac{0,57}{95}$
6	$\frac{0,49}{71}$	$\frac{0,47}{71}$	$\frac{0,55}{111}$	$\frac{0,55}{87}$

Примечание: числитель — коэффициент корреляции, знаменатель — номер узла сетки от крайнего северо-западного узла 1-го ЕСР. Например, узел 271 соответствует 55° с. ш., 60° в. д., узел 72 соответствует 30° с. ш., 25° з. д.

енты корреляции между среднемесячными значениями температуры в 70 пунктах и значениями метеорологических полей в узлах регулярной географической сетки для всех сезонов. На основе полученных взаимосвязей решалось уравнение множественной линейной регрессии и проводилась проверка на независимом материале.

Для метода априорного предсказания качества прогноза «по ведущему потоку» рассчитывались координаты изогипс (изотерм), соответ-

ствующих ведущему потоку для данного месяца. Предварительно проводилась билинейная интерполяция прогностических полей геопотенциала (температуры) с целью минимизировать интервал между узлами регулярной сетки до 0,50. Это позволило проводить поиск нужной изолинии по минимуму разности

$$\Delta x = x_i - \bar{x},$$

где x_i — значение метеорологической величины в i -м узле сетки вдоль меридиана, \bar{x} — значение основной изолинии для данного месяца в исследуемом регионе.

Такой механизм поиска возможен только для очень гладких полей, какими являются среднемесячные поля метеорологических величин в свободной атмосфере.

Получены векторы координат «ведущего потока»:

$$\xi = \lambda\{\varphi[\min(\Delta x)]\},$$

где φ — широта, λ — долгота.

На рис. 2 приведены четыре типа ξ для весенних месяцев. Для расчета использованы только прогностические величины совместных моделей из DEMETER.

Проведено сравнение термического режима на исследуемой территории и основных потоков по гидродинамическим прогнозам.

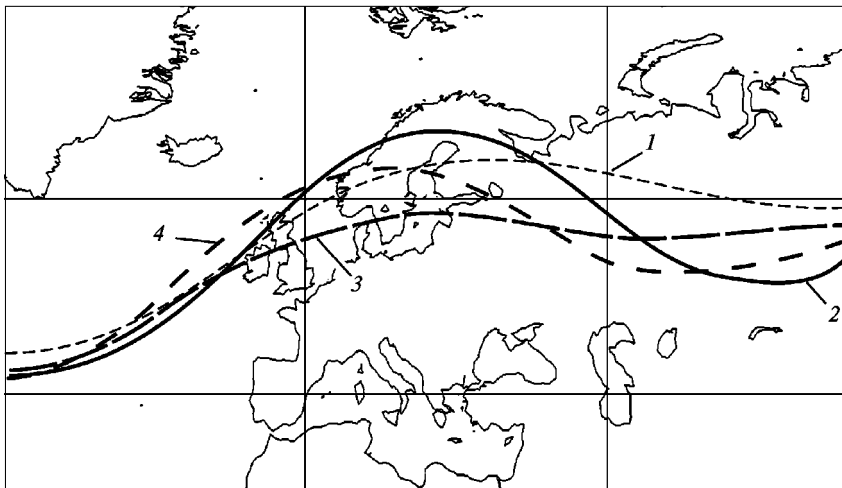


Рис. 2. Типы ξ для весенних месяцев.

Обсуждение полученных результатов

Для оценки качества сезонных прогнозов использованы следующие параметры:

— систематические и абсолютные ошибки, относительные ошибки, вычисляемые как отношение квадрата абсолютных ошибок прогноза к дисперсии фактической температуры относительно климата;

— обеспеченность прогноза H_{500} , T_{850} , T_0 (в процентах) при заданных пределах абсолютных ошибок, оценки ρ и коэффициенты корреляции (r) между прогностическими и фактическими значениями температуры.

Предварительно проверено качество выходной продукции моделей DEMETER и мультиансамблевого прогноза. Вычислены абсолютные ошибки (AM) и обеспеченность (Δ) прогнозов полей геопотенциала и температуры воздуха. Обеспеченность в данном случае представляет собой коэффициент, отражающий число случаев, когда значение величины попадает в заданный интервал (для геопотенциала H_{500} — 8 дам, для температуры T_{850} — 5 °С). Вычислены коэффициенты корреляции между фактическими и прогностическими полями. Выявлено, что практически во всех случаях прогностические значения геопотенциала занижены (при хорошей оценке по коэффициенту корреляции — средний коэффициент корреляции 0,94, минимальный 0,86). В табл. 2 приведены средние абсолютные ошибки и обеспеченность прогнозов по четырем прогностическим периодам.

Статистическая интерпретация отдельных ансамблевых прогнозов, а также мультимодельных прогнозов в целом за прогностический период не позволяет сделать вывод об удовлетворительном предсказании среднемесячных значений температуры воздуха у земли на исследуемой территории. Средние значения коэффициентов корреляции ниже статистически значимых, средние абсолютные ошибки и обеспеченность

Таблица 2

Средние абсолютные ошибки и обеспеченность прогнозов полей геопотенциала H_{500} и температуры воздуха T_{850}

Характеристика	Период 1	Период 2	Период 3	Период 4
AM(H_{500}), дам	–9	–4	–11	–8
AM(T_{850}), °С	0	1	3	1
Δ (H_{500})*	0,79	0,79	0,69	0,72
Δ (T_{850})*	0,91	0,93	0,81	0,85

* Обеспеченность вычислена с поправкой на среднюю абсолютную ошибку.

Таблица 3

Среднее качество прогнозов среднемесячной температуры по периодам					
Характеристика	Предиктор	Период 1	Период 2	Период 3	Период 4
AM(T_0)	H_{500}	-0,46	-0,10	-0,27	-0,63
	T_{850}	-0,44	-0,07	-0,28	-0,62
	$H_{500} + T_{850}$	-0,45	-0,08	-0,27	-0,63
$\Delta(T_0)$	H_{500}	0,73	0,74	0,74	0,72
	T_{850}	0,73	0,74	0,74	0,72
	$H_{500} + T_{850}$	0,76	0,77	0,75	0,73

прогнозов приведены в табл. 3. При этом в отдельные месяцы (в начале прогностического периода) качество прогнозов удовлетворительное. Это связано в первую очередь с выходными данными моделей, близкими к фактическим полям метеорологических величин.

Наилучшие показатели оправдываемости прогнозов температуры в пунктах получились для 1—3-го месяцев прогностических периодов. При этом для 1-го и 2-го периодов максимальные коэффициенты корреляции и обеспеченность получены в 1—2-м месяцах, для 3-го и 4-го периодов — в 3-м месяце. В оставшиеся 3 месяца периодов прогноз температуры хуже, что сказывается на средних оценках.

Абсолютные ошибки, обеспеченность (Δ_1 °C) и коэффициенты корреляции $r(T_0)$ прогнозов среднемесячной температуры на первые 3 месяца прогностических периодов приведены в табл. 4. Абсолютные ошибки могут различаться, при этом $\Delta(T_0)$ и $r(T_0)$ заметно больше, чем для других месяцев.

Таблица 4

Характеристики качества прогнозов среднемесячной температуры за 1—3-й месяцы прогностических периодов					
Характеристика	Месяц	1-й период	2-й период	3-й период	4-й период
AM(T_0)	1-й	-1,4	0,3	-0,4	-1,7
	2-й	0,6	0,9	0,9	0,6
	3-й	-1,4	0,3	-0,4	-1,7
$\Delta(T_0)$	1-й	0,78	0,77	0,65	0,67
	2-й	0,80	0,81	0,62	0,70
	3-й	0,70	0,66	0,82	0,80
$r(T_0)$	1-й	0,24	0,23	0,08	0,15
	2-й	0,19	0,16	0,12	0,09
	3-й	0,12	0,09	0,23	0,27

Примечание: выделены максимальные значения характеристик.

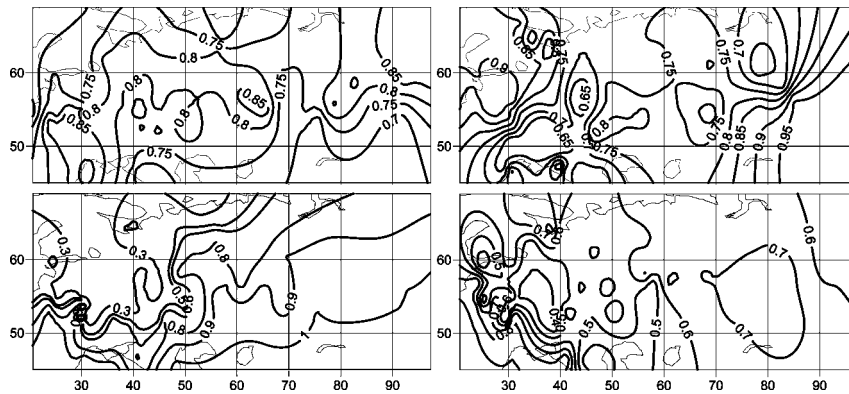


Рис. 3. Распределение обеспеченности (Δ_1 °C) прогнозов среднемесячной температуры на первый месяц прогностических периодов.

Обеспеченность прогнозов среднемесячной температурой в пунктах в 1-й месяц прогноза (1—4-й периоды) приведена на рис. 3.

На рис. 4 приведены варианты прогнозов с хорошими оценками. В обоих случаях все гидродинамические модели адекватно воспроизвели поля H_{500} и T_{850} .

При использовании «ведущего потока» для априорного предсказания прогнозируемости температуры воздуха использованы выходные данные ансамблевых гидродинамических прогнозов. Выявлено, что при

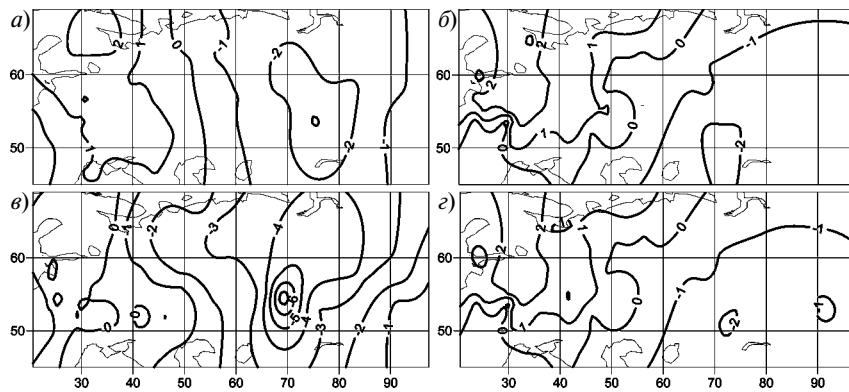
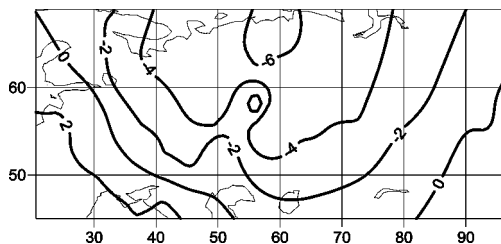


Рис. 4. Карты фактической (а, в) и прогностической (б, г) температуры.
а и б — июнь 1986 г., в и г — июнь 1992 г.

Рис. 5. Среднее поле температуры воздуха при циркуляции, которая соответствует классу 3 «ведущего потока».



определенных типах циркуляции (обычно меридиональном положении изолиний) предсказуемость приземной температуры заметно выше, чем при других типах «ведущего потока». В частности, при циркуляции, соответствующей классу 2 (см. рис. 2), поля среднемесячной температуры мало отличаются от среднего поля, приведенного на рис. 5.

Выводы

На основе проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Анализ среднемесячных метеорологических полей в свободной тропосфере (с учетом их типизации) и приземной температуры воздуха показал возможность использования полей H_{500} и T_{850} в качестве предикторов при статистической интерпретации гидродинамических долгосрочных прогнозов.

2. Качество выходной продукции отдельных ансамблевых прогнозов, а также мультиансамблевого прогноза (DEMETER) на 6 месяцев при аналого-статистической интерпретации не позволяет на данном этапе улучшить прогнозируемость термического режима на 1–3-й месяц. В то же время отдельные прогнозы полей среднемесячной температуры с нулевой и 1–2-месячной заблаговременностью соответствуют реальным полям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батырева О. В., Васильев А. А., Вильфанд Р. М., Волобуев Н. М. и др. Автоматическая классификация ежедневных полей геопотенциала // Тр. ГМЦ РФ. — 1999. — Вып. 330. — С. 84–89.
2. Боннер Р. Е. Некоторые виды классификации. // Автоматический анализ сложных изображений. — М.: 1969. — С. 205–235.

3. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Результаты исследований по прогнозированию сглаженного хода температуры в течение месяца // Тр. ГМЦ РФ. — 2002. — Вып. 337. — С. 16—32.
4. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Статистический прогноз температуры воздуха на месяц с использованием выходных данных гидродинамических моделей // Метеорология и гидрология. — 2007. — №3. — С.5—13.
5. Муравьев А. В., Куликова И. А., Круглова Е. Н., Казначеева В. Д. Использование ансамблей в прогнозе метеорологических полей // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 3. — С. 5—23.
6. Муравьев А. В., Куликова И. А. Ансамбли прогнозов: методы, проблемы и перспективы // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 7. — С. 5—17.
7. Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А. и др. Прогноз метеорологических величин на предстоящий месяц гидродинамико-статистическим методом ГГО. I. Категорические прогнозы — результаты 26-летних серий испытаний // Метеорология и гидрология. — 2006. — № 1. — С. 5—18.
8. Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А. и др. Прогноз метеорологических величин на предстоящий месяц гидродинамико-статистическим методом ГГО. II. Вероятностный прогноз: анализ и интерпретация распределения ансамбля, методика и качество прогнозов // Метеорология и гидрология. — 2006. — № 2. — С. 5—16.
9. Krishnamurti T. N., Kishtawal C. M., Shin D. W., Williford C. E. Multimodel superensemble forecasts for weather and seasonal climate // J. Climate. — 2000b. — 13. — P. 4196—4216.
10. Palmer T. N., Alessandri A., Andersen U., Cantelaube P. et al. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual prediction (DEMETER) // Bull/ of the American Meteorol. Soc. — 2004. — 85. — P. 853—872.
11. Yun W. -T., Krishnamurti T. N. Improvement of the superensemble technique for seasonal forecasts // J. Climate. — 2003. — 16. — P. 3834—3840.

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

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ S_a ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ УВЛАЖНЕННОСТИ И ЗАСУШЛИВОСТИ ПО ОСНОВНЫМ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫМ РАЙОНАМ РОССИИ И БЕЛАРУСИ

В данной работе оценены условия атмосферной увлажненности и засушливости при помощи показателя засух и избыточного увлажнения (S_a), предложенного Д. А. Педем [1].

Для рассмотрения указанных условий привлекались данные 23 станций (рис. 1), расположенных в основных сельскохозяйственных районах (17 станций на территории России и 6 — в Беларуси), за апрель—август 1949—2005 гг. (57 лет). Здесь высеивают различные культуры, раз-

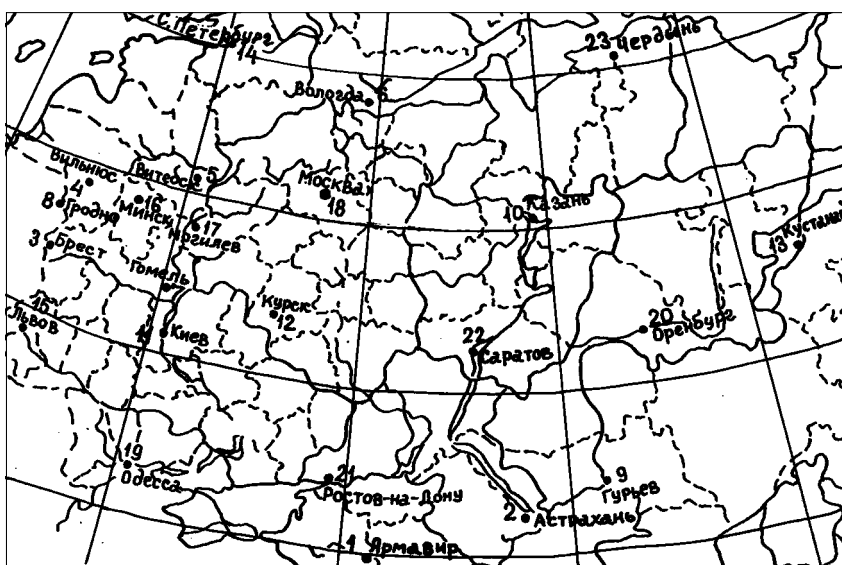


Рис. 1. Станции, привлеченные к исследованиям режима увлажнения.

1 — Армавир, 2 — Астрахань, 3 — Брест, 4 — Вильнюс, 5 — Витебск, 6 — Вологда, 7 — Гомель, 8 — Гродно, 9 — Гурьев, 10 — Казань, 11 — Киев, 12 — Курск, 13 — Кустанай, 14 — Санкт-Петербург, 15 — Львов, 16 — Минск, 17 — Могилев, 18 — Москва, 19 — Одесса, 20 — Оренбург, 21 — Ростов-на-Дону, 22 — Саратов, 23 — Чердынь.

вите и созревание которых зависят от условий увлажнения и засушливости.

Значения средних S_a распределены нами следующим образом:

- в группу увлажненных случаев включены $S_a \leq -0,1$;
- в группу засушливых случаев включены $S_a \geq 0$;
- к избыточному увлажнению отнесены $S_a \leq -2,0$;
- к засухам отнесены $S_a \geq 2,0$.

Привлекая фактические данные S_a [2] по выбранным станциям для каждого месяца в отдельности за май—август 1949—2005 гг., мы определяли:

- средние и экстремальные значения по изучаемой территории,
- распределение по градациям,
- случаи с избыточным увлажнением ($S_a \leq -2,0$) и засухой ($S_a \geq 2,0$).

Эти сводные данные приведены в таблице.

Анализ данных таблицы за апрель показал, что за 57 лет к увлажненным ($S_a \leq -0,1$) относятся 20 случаев, а к засушливым ($S_a \geq 0$) — 37 случаев. При этом лет с избыточным увлажнением (среднее $S_a \leq -2,0$) не отмечено, а засуха (среднее $S_a \geq 2,0$) была в 1951 и 2000 гг. Минимальное среднее значение ($S_a = -1,5$) отмечено в 1958 и 1987 гг., а максимальное среднее ($S_a = 2,5$) — в 2000 г. Абсолютный минимум ($S_a = -5,5$) отмечен в 1958 г. в Оренбурге, абсолютный максимум ($S_a = 6,1$) — в 2000 г. в Гомеле.

В мае по сравнению с апрелем увеличивается число случаев увлажнения (вместо 20 их стало 26) и уменьшается число случаев засух (с 37 до 31).

Средние значения $S_a \leq -2,0$, соответствующие увлажнению, в апреле и мае не отмечаются, а средние $S_a = 2,0$, соответствующие засухе, были в мае 1979 г. Минимальное среднее значение $S_a = -1,5$ отмечено в 1965 г., а максимальное ($S_a > 2,0$) — в 1979 г. Абсолютный минимум ($S_a = -5,1$) наблюдался в 1956 г. в Кустанае и в 2000 г. в Гурьеве, а абсолютный максимум ($S_a = 5,1$) — в 1959 г. в Кустанае.

Условия в июне по распределению рассматриваемых данных близки к апрельским и майским. Увлажненные условия ($S_a \leq -0,1$) отмечены в 23 годах, а засушливые ($S_a \geq 0,0$) — в 34 годах. Избыточное увлажнение ($S_a \leq -2,0$) не отмечалось, а засуха ($S_a \geq 2,0$) была 3 раза (в 1964, 1998 и 1999 гг.). Минимум средних ($S_a = -1,5$) отмечен в 1993 г., а максимум ($S_a = 2,4$) — в 1998 г. Экстремальными по условиям оказались 1979 г. ($S_a = -5,1$ — переувлажнение) и 1981 г. ($S_a = 5,0$ — засуха), оба случая наблюдались в Кустанае.

Увлажненные условия ($S_a \leq -0,1$) в июле отмечены для 16 лет, в августе — для 18 лет. Избыточное увлажнение ($S_a \leq -2,0$) для этих месяцев

Средние и экстремальные значения S_a по 23 станциям России и Беларуси за 57 лет (апрель—август 1949—2005 гг.)

Характеристика	Число случаев (или значение S_a)	Год	Станция	Характеристика	Число случаев (или значение S_a)	Год	Станция
Увлажненность							
<i>Апрель</i>							
Среднее $S_a \leq -0,1$	20	—	—	Среднее $S_a \geq 0$	37	—	—
Среднее $S_a \leq -2,0$	—	—	—	Среднее $S_a \geq 2,0$	2	1951, 2000	—
Минимум из средних значений	-1,5	1958, 1987	—	Максимум из средних значений	2,5	2000	—
Абсолютный минимум по станциям	-5,5	1958	Оренбург	Абсолютный максимум по станциям	6,1	2000	Гомель
<i>Май</i>							
Среднее $S_a \leq -0,1$	26	—	—	Среднее $S_a \geq 0$	31	—	—
Среднее $S_a \leq -2,0$	—	—	—	Среднее $S_a \geq 2,0$	1	1979	—
Минимум из средних значений	-1,5	1965	—	Максимум из средних значений	2,0	1979	—
Абсолютный минимум по станциям	-5,1	1956, 2000	Кустанай, Гурьев	Абсолютный максимум по станциям	5,1	1979	Кустанай
<i>Июнь</i>							
Среднее $S_a \leq -0,1$	23	—	—	Среднее $S_a \geq 0$	34	—	—
Среднее $S_a \leq -2,0$	—	—	—	Среднее $S_a \geq 2$	3	1964, 1998, 1999	—
Минимум из средних значений	-1,5	1993	—	Максимум из средних значений	2,4	1998	—
Абсолютный минимум по станциям	-5,1	1979	Кустанай	Абсолютный максимум по станциям	5,0	1981	Вильнос

Окончание таблицы

Характеристика	Число случаев (или значение SiУ)	Год	Станция	Характеристика	Число случаев (или значение SiУ)	Год	Станция
Увлажненность							
<i>Июль</i>							
Среднее SiУ ≤ -0,1 Среднее SiУ ≤ -2,0	16 —	— —	— —	Среднее SiУ ≥ 0 Среднее SiУ ≥ 2,0	41 6	1959,1972, 1999,2001, 2002,2005 2002	— —
Минимум из средних значений Абсолютный минимум по станциям	-1,5 -4,6	1993 1986	— Курск	Максимум из средних значений Абсолютный максимум по станциям	3,5 6,1	2002 2002	— Гомель
<i>Август</i>							
Среднее SiУ ≤ -0,1 Среднее SiУ ≤ -2,0	18 —	— —	— —	Среднее SiУ ≥ 0 Среднее SiУ ≥ 2,0	39 4	— 1951,1972, 2001,2002 1951	— —
Минимум из средних значений Абсолютный минимум по станциям	-1,5 -5,4	1987 1987	— Брест	Максимум из средних значений Абсолютный максимум по станциям	2,6 5,1	1951 1951	— Брест

не отмечено. Минимум средних ($S_a = -1,5$) отмечен в июле 1993 и августе 1987 гг. Однако на отдельных станциях абсолютный минимум понижался в июле до $-4,6$ (Курск, 1986 г.), а в августе — до $-5,4$ (Брест, 1987 г.).

Засушливость (средние значения $S_a \geq 0,0$) отмечалась в июле для 41 года, в августе — для 39 лет. Засухи ($S_a \geq 2,0$) были в июле для 6 лет (1959, 1972, 1999, 2001, 2002 и 2005 гг.), а в августе — только для 4 лет (1951, 1972, 2001 и 2002 гг.). Максимум средних отмечен в июле 2002 г. ($S_a = 3,5$) и в августе 1951 г. ($S_a = 2,6$). Абсолютный максимум увеличился в июле до $6,1$ (Гомель, 2002 г.), а в августе — до $5,1$ (Брест, 1951 г.).

С целью установить свойства временных рядов S_a определялись положение тренда и 95 %-й доверительный интервал. Построены графики трендов распределения S_a за апрель—август по трем периодам:

- 1) 1949—2005 гг. (57 лет),
- 2) 1949—1976 гг. (29 лет),
- 3) 1977—2005 гг. (28 лет).

В большинстве случаев тренды оказались незначимыми. К значимым относятся тренды для июня в 1949—1976 гг.; а для апреля, июня, июля и августа — в 1977—2005 гг.

В качестве примера приведены графики трендов S_a за июнь 1949—1976 гг. и 1977—2005 гг. (рис. 2). Из рис. 2 а видно, что с 1949 по 1976 г. засушливость уменьшается, так в 1949 г. значение тренда равно $0,6$, а в 1976 г. — $0,1$. Доверительный интервал колебался в 1949 г. от 0 до $1,3$, а в 1977 г. от $-0,7$ до $0,7$.

Для периода 1977—2005 гг. (см. рис. 2 б) в июне отмечена тенденция увеличения засушливости. В 1977 г. значение тренда составило $-0,2$,

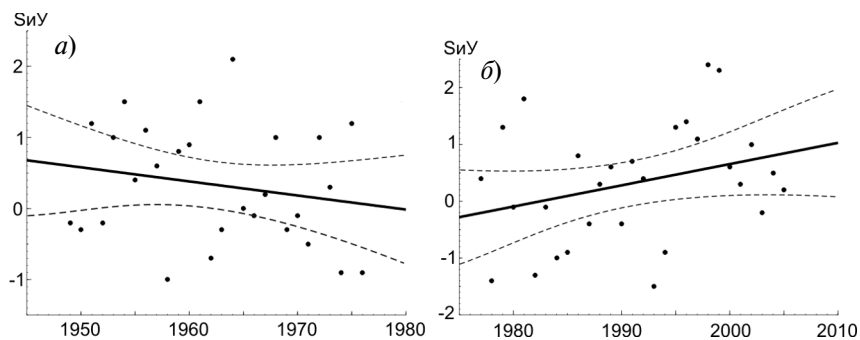


Рис.2. Тренд июньских значений SiУ (сплошная линия) и 95 %-й доверительный интервал (пунктир) для 1949—1976 гг. (а) и 1977—2005 гг. (б).

а в 2005 г. оно увеличилось до 0,8. Доверительный интервал 1977 г. изменялся от $-1,0$ до $0,6$, а в 2005 г. — от $0,1$ до $1,5$.

Таким образом, из данных таблицы следует, что избыточное увлажнение ($S_a \leq -2,0$) не имело места, а засуха ($S_a \geq 2,0$) относится к редкому явлению: от 1 раза (в мае) до 6 (в июле). Тренд и 95 %-й доверительный интервал оказались незначимыми.

В заключение отметим, что в данной работе проведен анализ данных для сравнительно большой территории, на которой установить хорошую связь средних значений S_a с наличием зоны засух или избыточного увлажнения не всегда удается. Для меньших районов такая связь прослеживается более четко.

Обратим внимание на различие числа станций, на которых отмечены значения $S_a \geq 2,0$ и с $S_a \leq -2,0$. В первом случае речь идет об условиях формирования засух, которые связаны, как правило, с возникновением блокирующих ситуаций в нижней тропосфере и у земной поверхности. Такие ситуации обычно наиболее стационарны (охватывают значительный период времени и большую территорию) и поэтому, если засуха возникает, то она регистрируется на 20—30 % станций. Что касается избыточного увлажнения в теплый период года, то оно связано в основном с циклонической деятельностью, динамические характеристики которой неустойчивы и редко охватывают большие районы и длительный период времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. ГМЦ СССР. — 1975. — Вып. 156. — С. 19—38.
2. Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. Летняя засуха (май—август 1949—1999 г.) на территории бывшего СССР// Тр. ГМЦ РФ. — 2001. — Вып. 336. — С. 3—33.

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

АНАЛИЗ ЛЕТНИХ ЗАСУХ 1972, 1975, 1984 И 2002 гг.

Цель данных исследований — выявить характерные особенности обширных атмосферных засух на семи станциях и более, образующих единое пространство, когда значения принятого Д. А. Педем для атмосферы индекса засушливости и избыточного увлажнения $S_a \geq 2,0$.

К изучению привлечены данные 40 станций, расположенных в западной части России (до р. Енисей) и Северном Казахстане.

Анализ, сопоставление и определение общих и различных факторов, влияющих на возникновение обширных засух, проведен на материале за апрель—август 1972—2002 гг. Из этого периода выбраны засухи 1972, 1975 и 1984 гг., каждая из которых ранее изучалась в отдельности авторами работ [1—4] и отнесена к ряду жесточких, обширных и продолжительных. Нами рассмотрен также 2002 г., который ранее не исследовался.

Новизной в нашей работе является привлечение однородного материала с учетом расположения полей атмосферного давления на уровне H_{500} , аномалий температуры воздуха (ΔT), количества осадков в процентах месячной нормы (ΔR) и индекса атмосферной засушливости (S_a). Это позволило выявить влияние указанных параметров на возникновение засух, площадь занятой ими территории и их продолжительность, на экстремальные значения H_{500} , ΔT , ΔR и S_a .

Засуха 1972 г. Лето 1972 г. запомнилось необычайной засушливостью. Засуха началась в конце мая и продолжалась до середины августа. Это явление обстоятельно рассмотрено в работе А. Л. Каца [2]. Автор отмечает, что после холодной зимы, неустойчивой весны с конца мая на юге европейской территории России (ЕТР) установилась погода с первыми признаками засухи. Этому способствовало расположение планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) на уровне 560 гПа и ядро повышенного давления на уровне 568 гПа, которое охватило районы от Волго-Донского канала до Каспийского моря. Здесь же (в районе Гурьева и Оренбурга) отмечались значения $\Delta T = 2,0$ °С и более, осадки $\Delta R \leq 80$ % и $S_a \geq 2,0$.

Июнь в целом был жарким и сухим. Наметившийся гребень высокого давления в мае охватил большую часть изучаемой территории. Четко выраженная ось гребня, направленная со Скандинавии на Каспий, указывала на меридиональность атмосферных процессов. Изолиния ПВФЗ, соответствующая 568 гПа, приподнялась от Москвы к Ленинграду (ныне Санкт-Петербургу) (рис. 1 а). На территории, охвачен-

ной гребнем высокого давления, наблюдались $\Delta T \geq 2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ и $\Delta R \leq 80 \%$, значения $S_a \geq 2,0$ отмечались в Киеве, Курске, Саратове, Ростове-на-Дону, Астрахани, Гурьеве и Казалинске (рис. 1 *в—г*).

Июль почти повсеместно был знойным. ПВФЗ поднялась до 572 гПа. В центре ЕТР (от Вологды на севере до Волгограда на юге и от Великих Лук на западе до Казани на востоке) расположилось ядро высокого давления на уровне 578 гПа (рис. 2 *а*). На этой территории усилились меридиональные процессы, с чем связаны высокие значения ΔT (от 2,0 до 4,5 $^\circ\text{C}$), $\Delta R \leq 80 \%$ и ареал засух, охвативший регионы восьми городов (Мурманска, Кемь, Ленинграда, Вологды, Москвы, Казани, Саратова и Оренбурга), со значениями S_a до 4,5 (рис. 2 *в—г*).

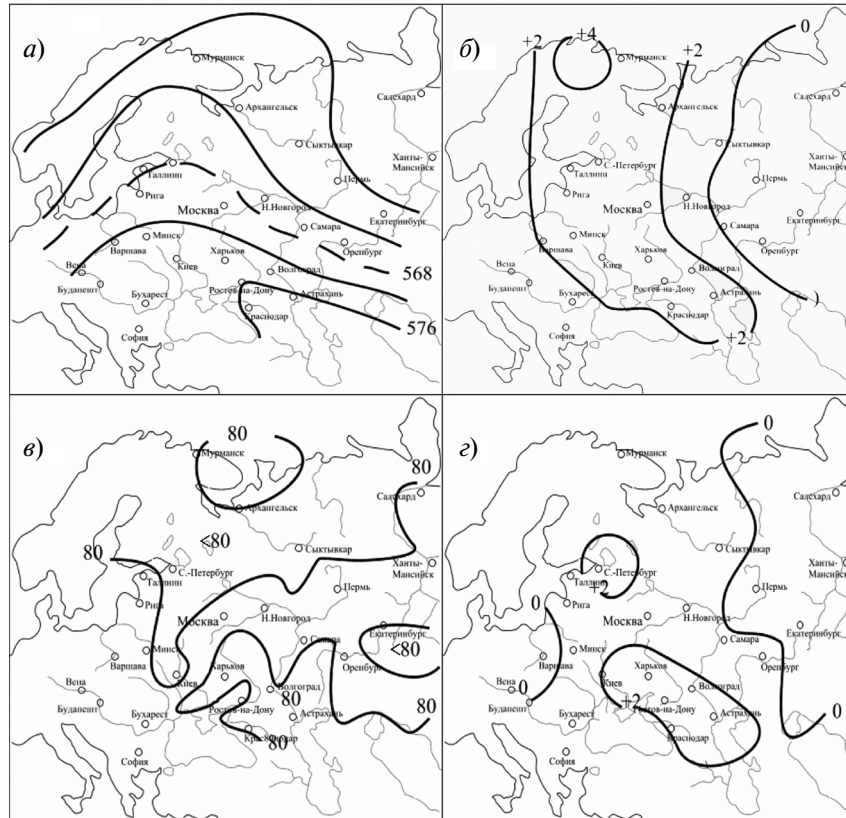


Рис. 1. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в июне 1972 г.

Кац отмечает, что температура воздуха была настолько высока, что даже ночью не опускалась ниже 20 °С. В Мурманске в течение 7 сут она превышала 30 °С. Вода в реках Кольского полуострова нагрелась до 20—24 °С, воды Белого моря не уступали по температуре водам Черного. В Москве за весь период регулярных метеорологических наблюдений средняя температура воздуха во второй декаде июля оказалась рекордной (24 °С), 9 сут подряд она была выше 30 °С при норме 2—3 сут. В этот период отмечено малое различие температур воздуха и почвы, что, несомненно, связано с высокой температурой воздуха и малым количеством осадков.

В августе положение центральной части ПВФЗ (568 гПа) сохранилось. Зато изобары на востоке приподнялись к северу. Ядро высокого давления усилилось до 582 гПа, опустилось на юг и охватило неболь-

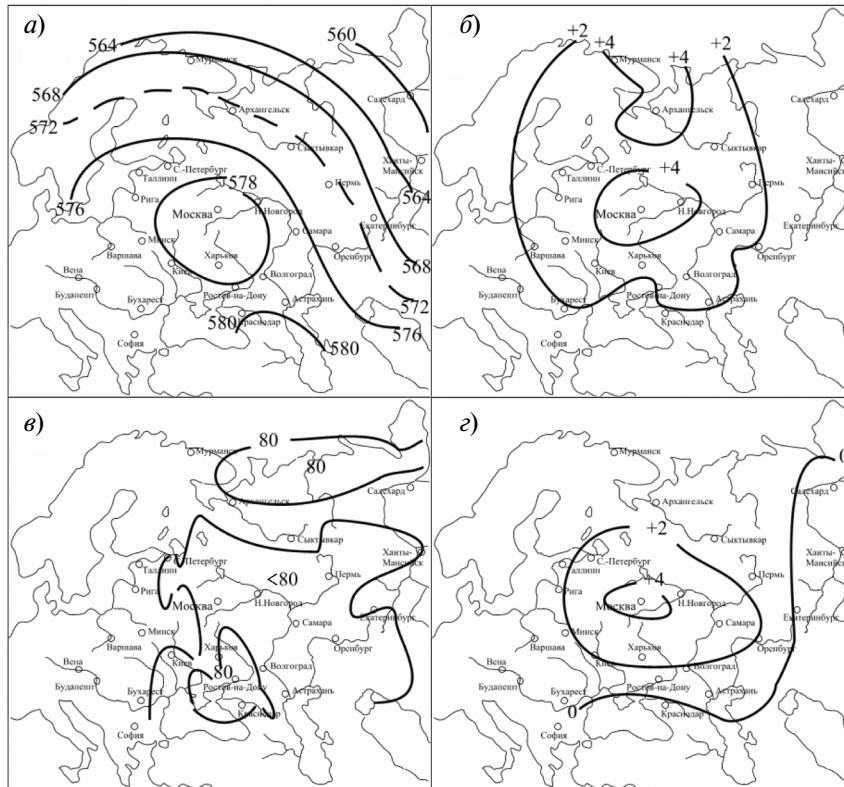


Рис. 2. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в июле 1972 г.

шой район Волго-Донского канала (рис. 3 а). На 16 станциях ЕТР отмечены следующие значения элементов погоды, характеризующие засуху: ΔT от 2,0 до 6,0 °С, $\Delta R \leq 80$ %, S_a от 2,0 до 4,8 (рис. 3 в—г).

Жара, начавшись в июле, не спадала и в августе [2]. В Москве температура воздуха 30—35 °С отмечена в течение 12 сут. В Егорьевском, Павлово-Посадском и Ногинском районах Московской области высохли обширные торфяники, что привело к пожарам. «Дымная мгла» дошла до Москвы и Подмосковья. Значения S_a более 4,0 наблюдались почти на всей территории ЕТР.

Образование обширных засух Кац объясняет необычно устойчивым меридиональным переносом с антициклолизмом в тропосфере и нижней стратосфере. Жара и отсутствие осадков привели к недостатку увлажнения почвы и засухе.

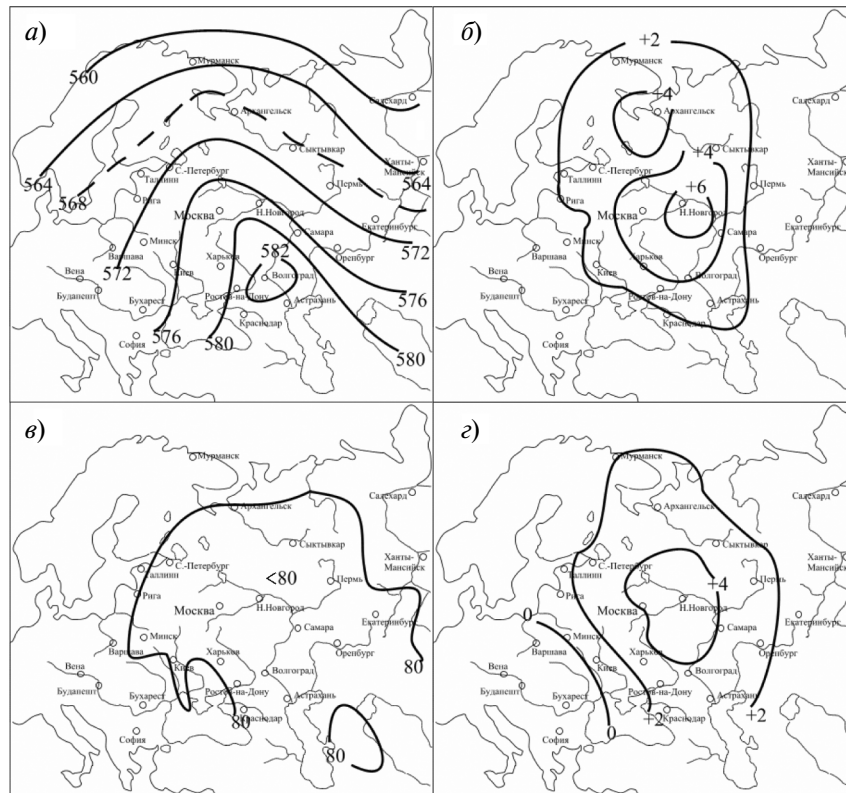


Рис. 3. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в августе 1972 г.

Засуха 1975 г. Засуха 1975 г. относится к одной из жесточайших, так как охватила основные зерновые районы ЕТР, Западной Сибири и Северного Казахстана [3]. В сравнении с засухой 1972 г. она имела свои циркуляционные и термические особенности. Засуха 1975 г., подобно засухе 1972 г., возникла при ранней весенней смене циркуляции в атмосфере: в 1972 г. она началась 25 марта, а в 1975 г. — 18 марта [3]. Однако у этих засух есть и различия. В 1972 г. засуха длилась с мая по август, а в 1975 г. — с апреля по июнь. Ранняя засуха пагубно повлияла на вегетацию и рост растений, которые в это время сильно нуждаются во влаге.

Обратимся к рис. 4 *a*, где приведено поле геопотенциала в апреле 1975 г. Ось гребня была направлена с севера на юг от о. Новая Земля

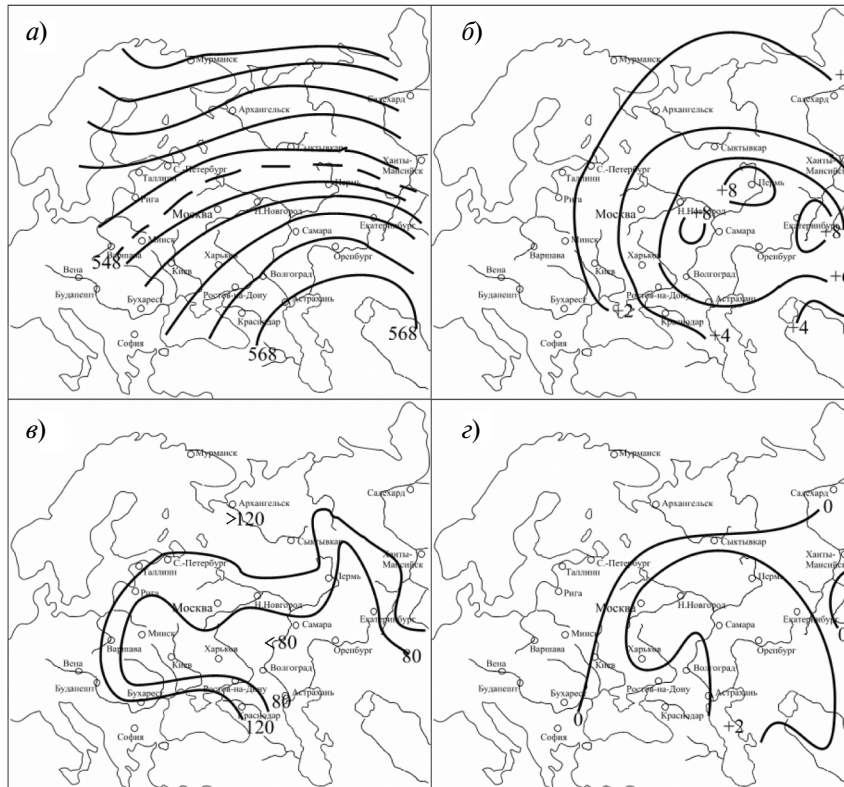


Рис. 4. Распределение H_{500} (*a*), ΔT (*б*), R (*в*) и S_a (*г*) в апреле 1975 г.

к Аральскому морю. ПВФЗ с изогипсой 548 гПа расположена в ее центральной части, к югу от 60° с. ш. Аномалия температуры воздуха в области гребня превышала 2,0 °С, а в центре — 6,0 и 8,0 °С (рис. 4 б). Осадки к югу от 60° с. ш. были около нормы и меньше ее (рис. 4 в). Приблизительно здесь же наблюдался очаг засух — $S_a \geq 2,0$ (рис. 4 з).

В мае гребень смещался на запад, его ось была направлена со Скандинавии на Каспийское море. В центральной части гребня ПВФЗ (556 гПа) приподнялась приблизительно до 65° с. ш. На юго-востоке эпизодически возникали самостоятельные ядра высокого атмосферного давления (рис. 5 а). В это время отмечены аномальные показатели элементов погоды: ΔT от 2,0 до 6,0 °С, $\Delta R \leq 80$ %, а значения S_a на 11 станциях составили 2,1—3,7 (рис. 5 в—з).

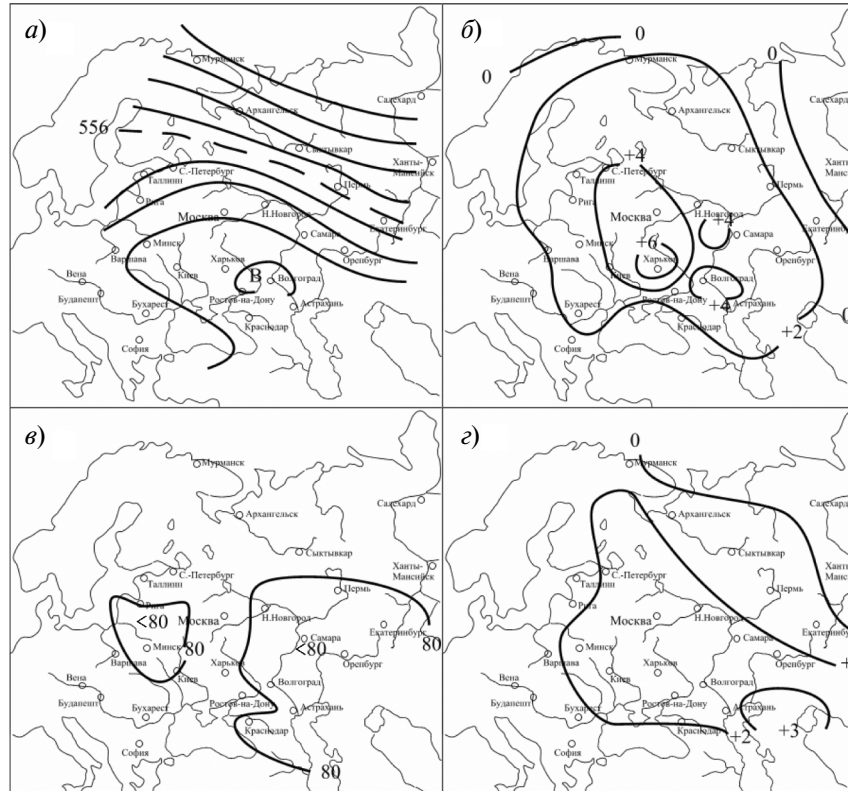


Рис. 5. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (з) в мае 1975 г.

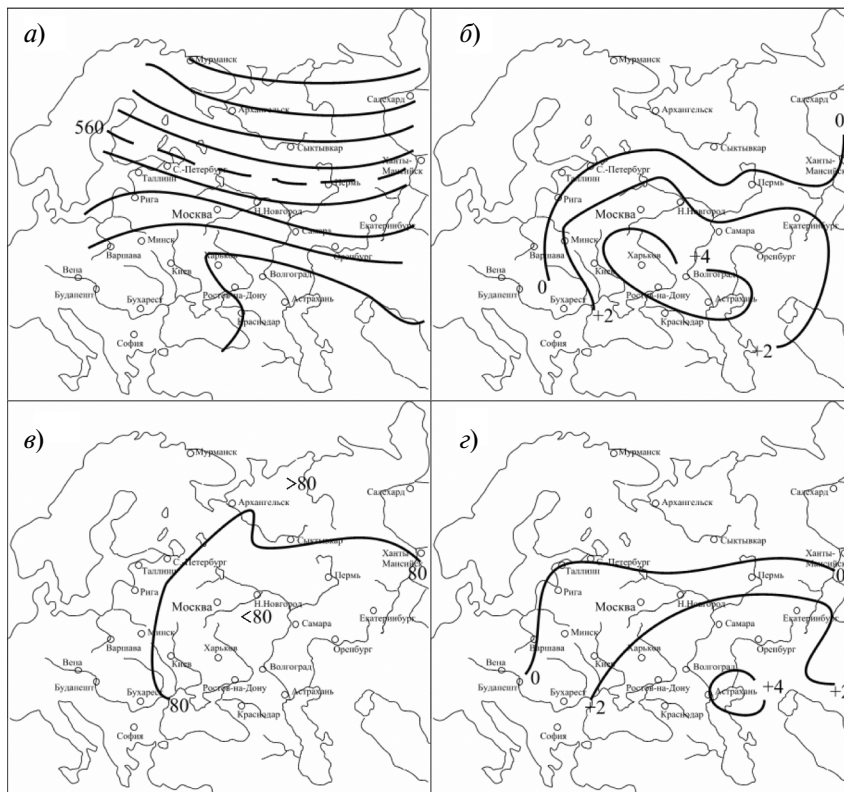


Рис. 6. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в июне 1975 г.

В июне 1975 г. атмосферные процессы на севере распространялись в широтном направлении, а к югу от ПВФЗ (560 гПа) сохраняли некоторую меридиональность (рис. 6 а). Здесь было тепло и сухо ($\Delta T \geq 2,0$ °С, $\Delta R \leq 80$ %), а засухи отмечались на 10 станциях (значения S_a составили от 2,1 до 4,0) (рис. 6 в—г).

В июле и августе засуха наблюдалась в отдельных районах, поэтому останавливаться на них не будем.

Засуха 1984 г. Засуха 1984 г. началась в апреле [1]. На западе ЕТР располагался центр антициклона, южнее Москвы — ядро высокого давления (на уровне 556 гПа). ПВФЗ (на уровне 544 гПа) проходила через Ботнический залив, а в восточной части опустилась к югу, образуя в районе Кургана и Омска ложбину (рис. 7 а). На западе ЕТР аномалия тем-

пературы воздуха составляла $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более, осадки были менее 80% (рис. 7 б и в), что способствовало образованию засух ($S_a \geq 2,0$) в Прибалтике, Белоруссии, Ленинградской, Вологодской и Московской областях (рис. 7 з).

В мае антициклон усилился и продвигался на восток. Ядро высокого давления (568 гПа) занимало территорию от Казани на севере до Ростова-на-Дону и Астрахани на юге; от Воронежа на западе до Самары на востоке. Центральная часть ПВФЗ (560 гПа) проходила на севере через Петрозаводск и плавно опускалась к югу, охватывая почти всю ЕТР (рис. 8 а). Очаги аномалии температуры воздуха повсеместно превышали $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в центре были более $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 8 б). Осадков выпало

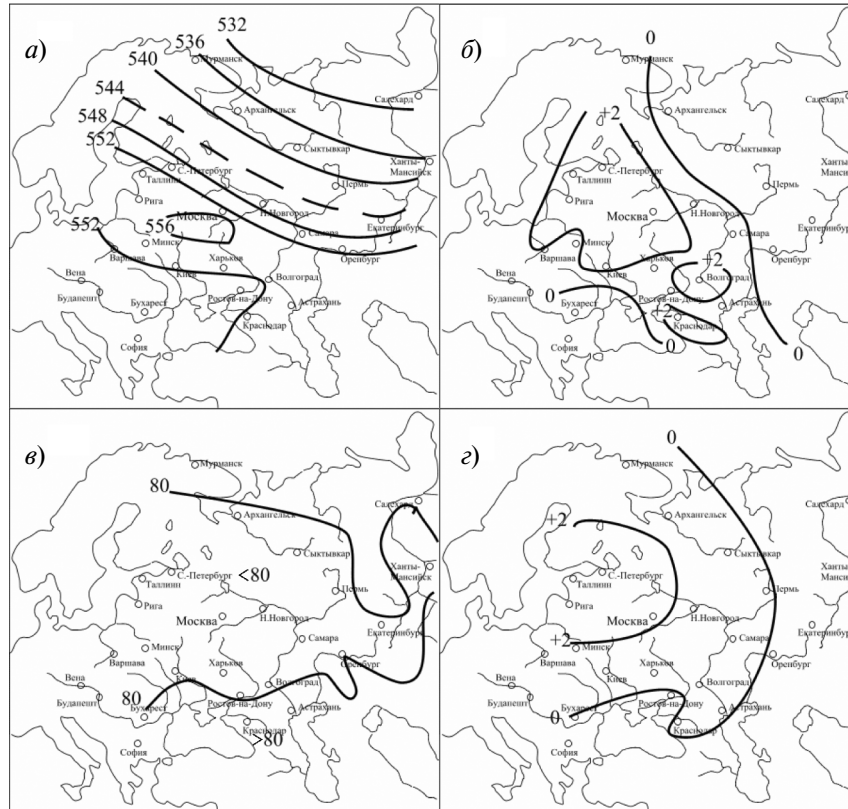


Рис. 7. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (з) в апреле 1984 г.

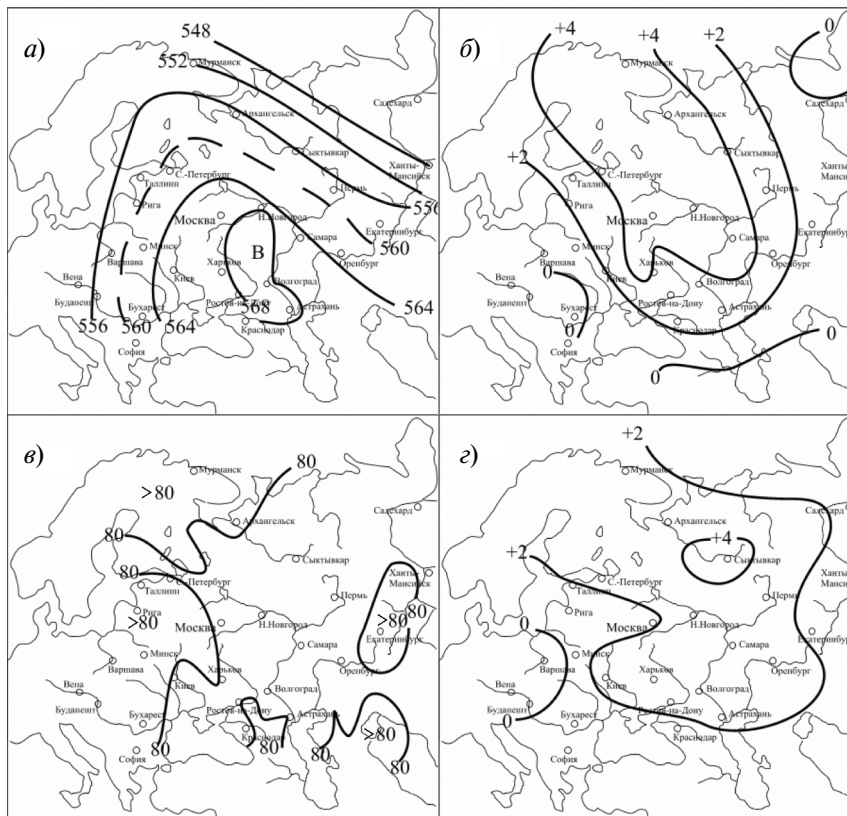


Рис. 8. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в мае 1984 г.

меньше нормы (рис. 8в). Засуха ($S_a \geq 2,0$) совпадала с районами, где отмечалась высокая температура воздуха и отсутствовали осадки или их количество было мало (рис. 8 г).

Засуха 2002 г. Метеорологические условия 2002 г. подробно описаны по месяцам Б. А. Бирманом и Е. В. Балашовой [2]. Авторы указывают, что весна началась с преобладания циклонической деятельности и очень низкого атмосферного давления на всей изучаемой территории (ниже 8–10 гПа). Относительно теплые воздушные массы Атлантики в это время непрерывно поступали в северные районы Европы и как бы предохраняли материк от проникновения холодных арктических масс воздуха. В южные районы России в это время поступал прогретый воз-

дух с континента. Предпосылки к засухе начались уже в марте. Средняя температура воздуха была на 2,0–6,0 °С, местами на 7,0–8,0 °С выше нормы. Осадков выпало около нормы. Из-за теплой погоды в Московской области снег сошел 23 марта.

Однако сохранение зимнего типа циркуляции привело в начале апреля к похолоданию и установлению временного снежного покрова даже на юге ЕТР. Теплая сухая погода, наступившая со второй декады апреля, в конце первой декады мая сменилась на холодную погоду с заморозками до –3,0 °С в ночное время. Однако на западе ЕТР образовалась засушливая зона. Этому способствовала центральная часть гребня ПВФЗ, которая проходила от Мурманска до Одессы (рис. 9 а). К западу

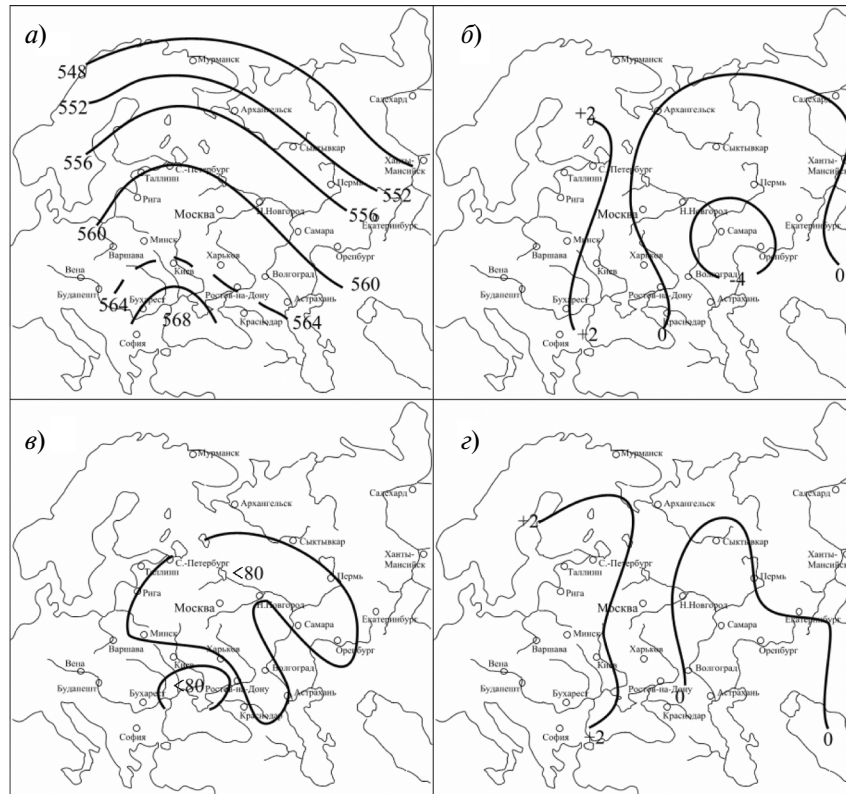


Рис. 9. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в мае 2002 г.

от нее значения ΔT были более $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а осадков — меньше нормы (рис. 9 б и в), а значения $S_a \geq 2,0$ указывали на засуху (рис. 9 з) в рассматриваемом районе.

Ярко выраженный гребень в мае (рис. 9 а) приобрел более широтное распространение в июне (рис. 10 а). Основная ветвь ПВФЗ (на уровне 568 гПа) проходила над умеренными широтами. Среднемесячная температура воздуха на юге Карелии и юго-западе Центрального района превысила норму на $1,0\text{--}1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 10 б). Количество осадков почти повсеместно было меньше или около нормы (рис. 10 в). Очаг засух охватил Республику Беларусь, часть Прибалтики, Московскую, Курскую и Киевскую области (рис. 10 з). Сложившаяся метеорологи-

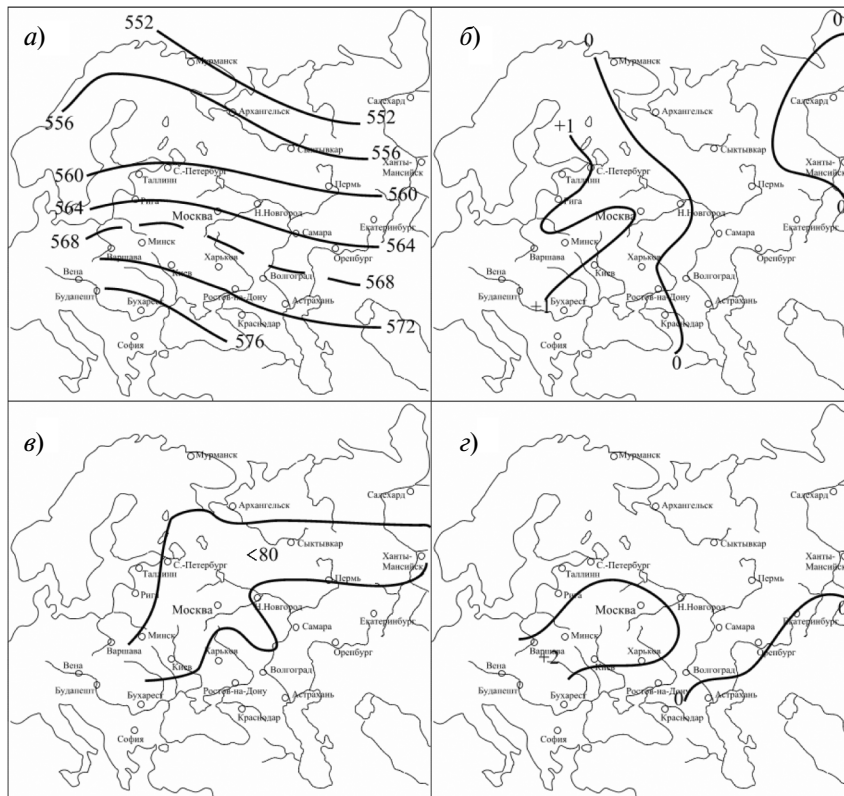


Рис. 10. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (з) в июне 2002 г.

ческая обстановка в первой половине 2002 г. создавала все условия для формирования очень теплой, местами жаркой погоды с преобладанием дефицита осадков на ЕТР в июле. На рис. 11 а виден обширный гребень, осевая часть которого проходила от Баренцева к Каспийскому морю. ПВФЗ (на уровне 568 гПа) приподнялась вдоль оси приблизительно до 64° с. ш. Таким образом вся изучаемая территория оказалась под влиянием этого гребня. Аномалия среднемесячной температуры воздуха была в пределах 2,0–5,0 °С (рис. 11 б). На всей России стояла сухая погода с осадками меньше нормы (рис. 11 в), за исключением Черноморского побережья и Краснодарского края. Значения S_a превышали даже 4,0 (рис. 11 г).

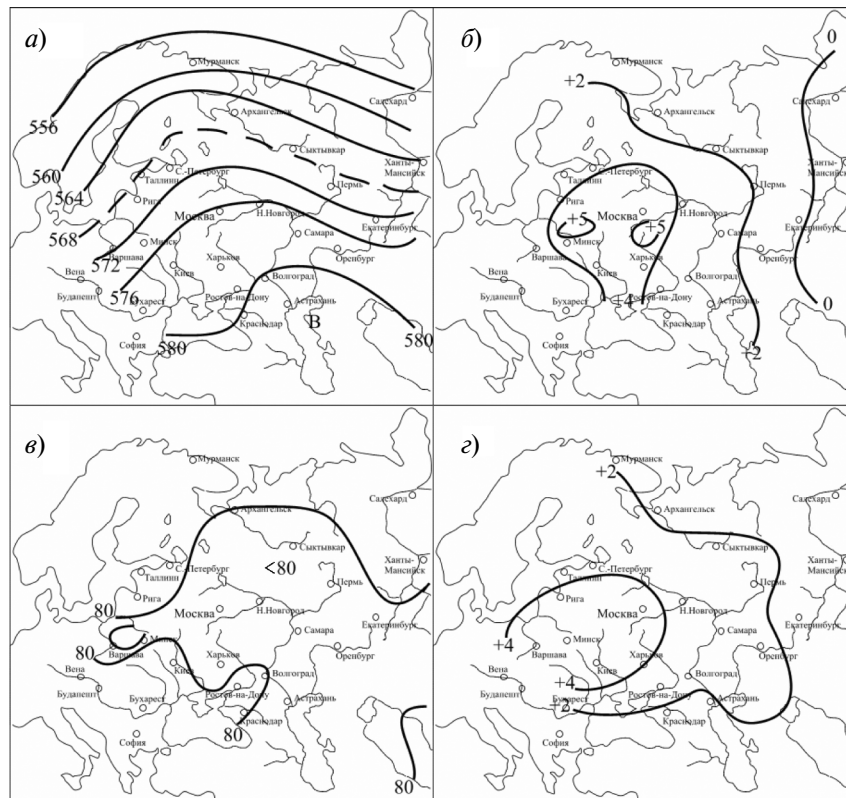


Рис. 9. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в июле 2002 г.

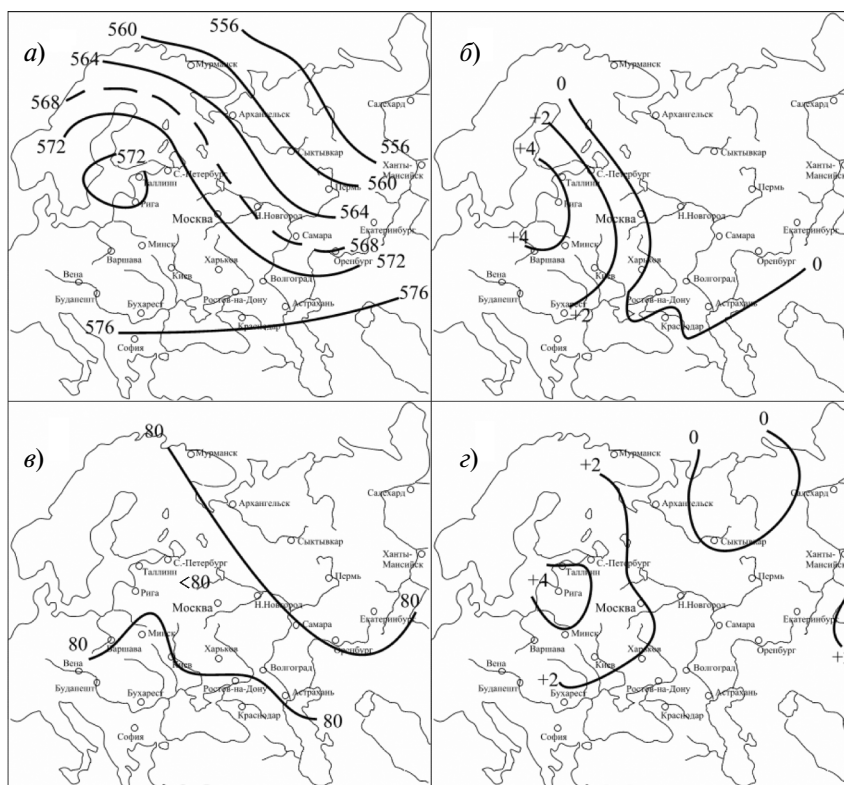


Рис. 12. Распределение H_{500} (а), ΔT (б), R (в) и S_a (г) в августе 2002 г.

В августе очень устойчивые процессы циркуляции способствовали образованию засухи на западе ЕТР (рис. 12 а). Значения ΔT находились в пределах 2,0—4,0 °С, осадков было меньше нормы, а значения S_a (2,0—4,0) соответствовали засухе (рис. 12 в—г).

Заключение

Анализ засух 1972, 1975, 1984, 2002 гг. выявил общие черты их формирования. К ним в первую очередь относятся метеорологические условия, наблюдавшиеся в изучаемом районе. Авторы при рассмотрении засух отмечают в своих работах, что засуха связана с нарушением

зональной циркуляции атмосферы и появлением гребня высокого атмосферного давления над ЕТР. У поверхности Земли в это время преобладает антициклоническое поле, при котором наблюдается бездождье и иссушение почвы. Главное различие состоит во времени наступления засухи:

— ранняя смена циркуляции атмосферы, как правило, ведет к возникновению засух в апреле и мае. Она наиболее опасна для развития растений, которые в этот период нуждаются в тепле и влаге;

— поздняя засуха бывает в июне—августе, она губит растения до их созревания.

Большое значение имеет продолжительность засух, когда она захватывает 2 месяца подряд и более и даже несколько лет. К такому случаю относятся 1996—1999 гг. [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Л. И., Педь Д. А. Атмосферная засуха в мае 1984 г. на европейской территории СССР. — Л. : Гидрометеоздат. — 1989. — Вып. 303. — С. 42—59.
2. Кац А. Л. Необычное лето 1972 г. — Л. : Гидрометеоздат, 1973. — 58 с.
3. Педь Д. А. Условия формирования атмосферной засухи в 1975 г. — Л. : Гидрометеоздат, 1978. — С. 59—73.
4. Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. Летняя засуха (май—август 1949—1999 гг.) на территории бывшего СССР // Тр. ГМЦ РФ. — 2001. — Вып. 336. — С. 3—33.

В. П. Садоков, А. И. Неушкин,
В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова

СОПРЯЖЕННОСТЬ ХОЛОДНЫХ И ТЕПЛЫХ ЗИМ С ЗАСУШЛИВОСТЬЮ И УВЛАЖНЕНИЕМ ЛЕТОМ ПО СЕМИ РЕГИОНАМ ЕТР

Параметр W_i — показатель зимних условий, предложенный А. В. Поповым [2]. В настоящее время архив показателей погодных условий зимой (W_i) и летом (S_a) пополняется в оперативном режиме, и появилась возможность определить сопряженность между ними.

В работе использованы данные 39 станций (рис. 1), расположенных в семи регионах европейской территории России (ЕТР):

- | | |
|----------------------|-----------------------------|
| I — Северо-Западном; | V — Центрально-Черноземном; |
| II — Северном; | VI — Поволжском; |
| III — Центральном; | VII — Северо-Кавказском. |
| IV — Волго-Вятском; | |

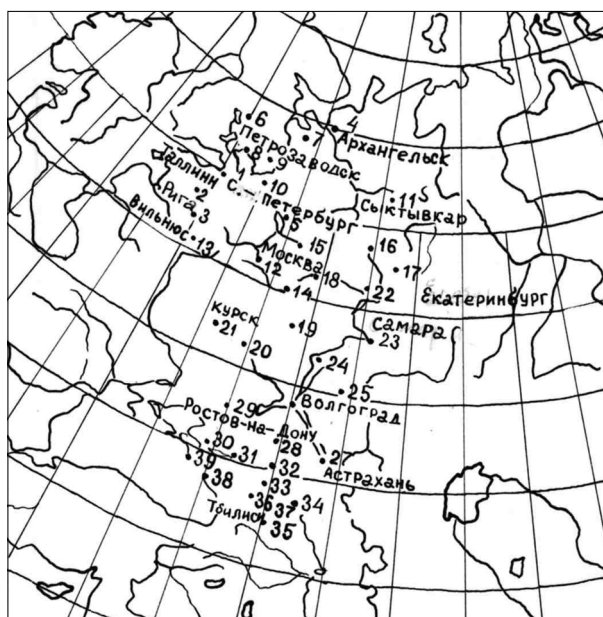


Рис. 1. Станции, данные которых привлечены к исследованиям.

Характеристики зим отобраны по шести градациям (табл. 1). В 1-ю градацию вошли случаи суровых зим. Во 2-ю градацию вошли случаи, когда зимы считались холодными. Нормальные погодные условия характеризовались 3-й и 4-й градациями. Пятая градация объединяла случаи теплых зим, а шестая — случаи экстремально теплых зим.

В соответствии с принятыми градациями определялась повторяемость значений \bar{W}_i по семи регионам ЕТР за 52 года (в декабре — с 1950 по 2001 г., а в январе и феврале — с 1951 по 2002 г.) (табл. 2). Зимой повторяемость значений \bar{W}_i из 1-й градации составляет 7 %, а из 6-й — 6 %. Нормальные погодные условия (3-я и 4-я градации) отмечены в 42 %, холодные зимы (2-я градация) — в 17 %, а теплые зимы (5-я градация) — в 28 %. Анализ данных по месяцам (декабрь—февраль) показывает рост повторяемости экстремальных случаев: 1-я градация — 13, 11 и 15 %, а 6-я — 11, 16 и 19 % соответственно.

В табл. 3 группы значений \bar{W}_i рассмотрены по пятилеткам, исключение составляют 1996—2002 гг. Выделяются два характерных периода:

1) 1950—1980 гг., когда отмечены отрицательные значения \bar{W}_i , т. е. преобладали холодные зимы;

Таблица 1

Характеристика зимних условий по градациям

Номер градации	Показатель градации	Характеристика зимних условий
1	Не менее 1,55 (2,0)	Суровые
2	–0,55...–1,54	Холодные
3	–0,01...–0,54	Холодные*
4	0,00...0,54	Теплые*
5	0,55...1,54	Теплые
6	Не более –1,55 (–2,0)	Экстремально теплые

* Нормальные погодные условия.

Таблица 2

Средняя повторяемость значений \bar{W}_i по градациям на ЕТР для зимы в целом и по месяцам, %

Номер градации	Зима	Декабрь	Январь	Февраль
1	7	13	11	15
2	17	24	15	17
3	21	17	13	12
4	21	16	14	15
5	28	19	31	22
6	6	11	16	19

Таблица 3

Число случаев значений \bar{W}_i зимой по пятилеткам с 1950 по 2002 г.

Пятилетка	Градация \bar{W}_i		Пятилетка	Градация \bar{W}_i	
	$\leq -0,01$	$\geq 0,00$		$\leq -0,01$	$\geq 0,00$
1950—1955	22	13	1981—1985	12	23
1956—1960	16	19	1986—1990	13	22
1961—1965	17	18	1991—1995	8	27
1966—1970	21	14	1996—2002	14	35
1971—1975	17	18	Среднее	12	27
1976—1980	24	11			
Среднее	20	16			

Примечание: исключение составляют 1996—2002 гг. (7 лет).

2) 1981—1985 гг., когда наступило потепление. Если за первые 6 пятилеток в среднем было 20 случаев с отрицательными значениями \bar{W}_i , а 16 случаев — с положительными, то в последующий период отмечено 12 случаев с отрицательными и 27 случаев с положительными значениями \bar{W}_i . Такое распределение указывает на потепление зим с 1981 г.

Подтверждают потепление зим также данные табл. 4, в которой приведены средние значения \bar{W}_i по семи регионам для двух периодов:

1) в 1950—1980 гг. значения \bar{W}_i были отрицательными, в среднем около $-0,20$, исключение составляют Северный ($\bar{W}_i = -0,09$) и Северо-Кавказский ($\bar{W}_i = -0,12$) регионы. Среднее значение \bar{W}_i по всей территории равно $-0,18$;

2) период 1981—2002 гг. был теплым, а значения \bar{W}_i изменялись от $0,42$ до $0,78$. Выделяются Центрально-Черноземный ($\bar{W}_i = 0,27$) и Северо-Кавказский ($\bar{W}_i = 0,25$) регионы. Среднее значение \bar{W}_i повысилось до $0,47$.

Таблица 4

Средние значения \bar{W}_i по регионам и по всей ЕТР

Период	Регион							Среднее
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
1950—1980	-0,20	-0,09	-0,25	-0,20	-0,16	-0,24	-0,12	-0,18
1981—2002	0,62	0,49	0,44	0,78	0,27	0,42	0,25	0,47
1950—1972	-0,29	-0,12	-0,36	-0,30	-0,23	-0,28	-0,02	-0,23
1973—1989	0,20	0,09	0,21	0,31	0,18	0,04	-0,05	0,14
1990—2002	0,83	0,71	0,52	0,98	0,24	0,57	0,24	0,58

Примечание. I — Северо-Западный; II — Северный; III — Центральный; IV — Волго-Вятский; V — Центрально-Черноземный; VI — Поволжский; VII — Северо-Кавказский.

Помимо данных табл. 4, о постепенном потеплении можно судить еще по трем периодам:

1) в 1950—1972 гг. значения \bar{W}_i были отрицательными, приближаясь к $-0,20$. Выделяются Северный ($\bar{W}_i = -0,12$) и Северо-Кавказский ($\bar{W}_i = -0,02$) регионы. Среднее значение $\bar{W}_i = -0,23$;

2) в 1973—1989 гг. значения \bar{W}_i становятся положительными, кроме Северо-Кавказского региона ($\bar{W}_i = -0,05$), а среднее значение $\bar{W}_i = 0,14$;

3) 1990—2002 гг. — очень теплый период, так как в пяти районах из семи значение \bar{W}_i было более $0,2$, а среднее значение $\bar{W}_i = 0,8$.

По данным табл. 4 для наглядности построены графики хода средних значений \bar{W}_i по семи регионам ЕТР за два и три периода (рис. 2). На рис. 2 а проиллюстрированы данные за 1950—1980 и 1981—2002 гг., откуда видно, как значительное потепление зим наблюдалось при переходе от первого периода ко второму.

На графиках рис. 2 б даны три периода: 1950—1972, 1973—1989 и 1990—2002 гг. В первом периоде значения \bar{W}_i отрицательны. Во втором периоде их знак меняется на положительный, а в третьем эти положительные значения достигают максимума.

В табл. 5 приведена повторяемость засушливых и переувлажненных условий по месяцам в семи экономических районах ЕТР, определенная по тем же станциям, что и для W_i , за апрель—август 1950—2002 гг.

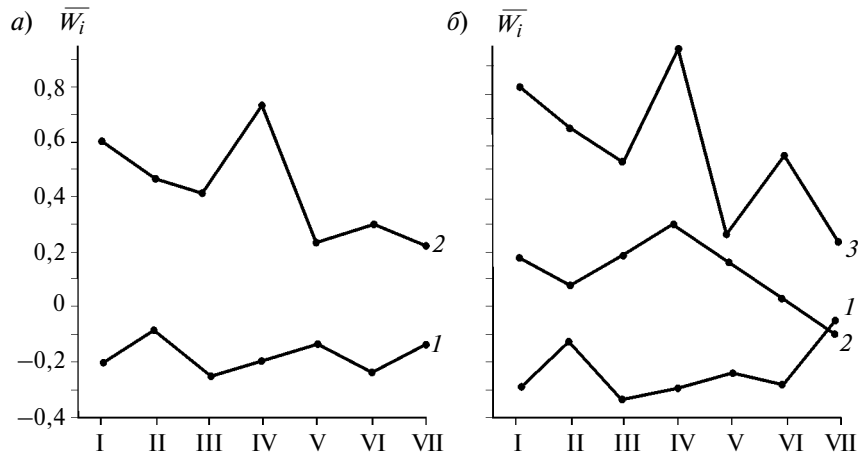


Рис. 2. Ход средних значений \bar{W}_i по семи регионам ЕТР за два (а) и три (б) периода.

а: 1 — 1950—1980 гг., 2 — 1981—2002 гг.;

б: 1 — 1950—1972 гг., 2 — 1973—1989 гг., 3 — 1990—2002 гг.

Таблица 5

**Повторяемость засушливых и переувлажненных условий по месяцам
в семи экономических районах ЕТР за апрель—август 1950—2002 гг. (53 года), %**

Месяц	Регион							Средняя
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Засуха ($S_i \geq 2$)								
Апрель	13,2	11,3	13,2	11,3	13,2	13,2	11,3	12,3
Май	5,7	3,8	3,8	5,7	11,3	7,5	7,5	6,5
Июнь	1,9	9,4	17,0	13,2	15,1	15,1	11,3	11,9
Июль	15,1	15,1	18,8	11,3	17,0	17,0	3,8	14,0
Август	17,0	11,3	11,3	7,5	9,4	5,7	9,4	10,2
В среднем	10,5	10,2	12,8	9,8	13,2	11,7	8,7	11,0
Переувлажнение ($S_i \leq 2$)								
Апрель	3,8	1,9	1,9	7,5	7,5	5,6	9,4	5,4
Май	7,5	9,4	11,3	13,2	11,3	9,4	9,4	10,2
Июнь	7,5	7,5	7,5	7,5	1,9	5,6	5,6	6,2
Июль	5,6	3,8	1,9	7,5	5,6	3,8	9,4	5,4
Август	7,5	7,5	9,4	7,5	7,5	9,4	7,5	8,0
Средняя	6,4	6,0	6,4	8,6	6,8	6,8	8,3	7,0

Анализ этих данных показал, что средняя повторяемость засух за летние месяцы составляет 11 %, ее распределение по месяцам и ранжиру следующее:

- 1) июль (14 %),
- 2) апрель (12,3 %),
- 3) июнь (11,9 %),
- 4) август (10,2 %),
- 5) май (6, %).

Полученные результаты подтверждают исследования Д. А. Педя [3] о том, что такое опасное явление, как засуха, отмечается редко.

Анализ данных табл. 5 указывает на более частую повторяемость засух (11,0 %) и редкую повторяемость избыточного увлажнения (7,0 %). Поменялись местами ранги для апреля и мая. Если засуха в апреле встречается в 12,3 % случаев, то избыточное увлажнение — только в 5,4 %. В мае, наоборот, засуха бывает в 6,5 % случаев, а избыточное увлажнение — в 10,2 %.

Нас также интересовала повторяемость (число случаев) холодных ($\bar{W}_i \leq -2$) и теплых ($\bar{W}_i \geq 2$) зим, засух ($S_a \geq 2$) и избыточного увлажнения ($S_a \leq 2$) по двум (1950—1980 и 1981—2002 гг.) и трем периодам (1950—1972, 1973—1989 и 1990—2002 гг.) на всей изучаемой территории

Таблица 6

**Повторяемость (число случаев) на ЕТР теплых и холодных зим,
летних условий засух и избыточного увлажнения
по двум и трем периодам**

Период	Зима (XII—II)		Лето (IV—VIII)	
	$\bar{W}_i \leq -2$	$\bar{W}_i \geq 2$	$S_i \geq 2$	$S_i \leq -2$
1950—1980	100	66	89	86
1981—2001/2	40	107	114	43
Всего	140	173	203	129
1950—1972	83	42	67	52
1973—1989	37	61	56	62
1990—2001/2	20	70	80	15
Всего	140	173	203	129

(табл. 6). Если в 1950—1980 гг. отмечено 100 холодных зим, а в 1981—2002 гг. — только 40, то теплых зим в первом периоде оказалось 66, а во втором — 107. Аналогичные результаты получены и по трем периодам: данные указывают на постепенное потепление зим. Данные по увлажнению за лето также подтверждают полученный вывод о потеплении.

При оценке сопряженности зимних условий (\bar{W}_i) с засухой ($S_a \geq 2$) за 1950—2002 гг. в табл. 7 и 8 знак «плюс» соответствует совпадению теплых зим (\bar{W}_i+) с засухой (S_a+), а знак «минус» — холодных зим (\bar{W}_i-) с засухой (S_a+).

Таблица 7

**Оценка сопряженности зимних условий с летней засухой в 1950—2002 гг.
по регионам за все лето (апрель—август), %**

Период	I		II		III		IV		V		VI		VII	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Лето в целом	75	25	67	33	50	50	65	35	43	57	42	58	65	35

Таблица 8

**Оценка сопряженности зимних условий с летней засухой в 1950—2002 гг.
по месяцам на всей территории, %**

Регион	Апрель		Май		Июнь		Июль		Август	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Вся территория	76	24	41	59	52	48	62	38	42	58

Положительные оценки сопряженности по регионам за апрель—август в табл. 7 свидетельствуют о совпадении теплых зим с засухой в следующих регионах:

- I (Северо-Западном) — в 75 % случаев,
- II (Северном) — в 67 % случаев,
- IV и VII (Волго-Вятском и Северо-Кавказском) — в 65 % случаев.

В V и VI (Центрально-Черноземном и Поволжском) регионах засуха чаще наступала после холодной зимы (оценка «минус») и сопряженность оценивается соответственно 57 и 58 %, а в III (Центральном) — 50 %.

Оценки по месяцам на всей территории (табл. 8) позволяют сделать вывод, что после теплой зимы засуха чаще была в апреле (76 %) и июле (62 %), а после холодной — в мае (59 %) и августе (58 %). Для июня оценка наступления засухи после теплой зимы составила 52 %, а после холодной — 48 %.

Оценки сопряженности зимних условий (\bar{W}_i) с избыточным увлажнением ($S_a \leq -2$) даны в табл. 9 и 10, где знак «плюс» указывает на совпадение холодной зимы с избыточным увлажнением (\bar{W}_i-), а знак «минус» — теплой (\bar{W}_i+).

Обратимся к оценкам по регионам за все лето (табл. 10). Положительные оценки (+) отмечены в V и VII регионах (71 и 64 % соответственно). Отрицательные оценки (–) отмечены в IV и VI регионах (59 и 71 % соответственно). Для остальных регионов оценки совпадения зимних условий и переувлажнения близки к 50 %.

Таблица 9

Оценка сопряженности зимних условий с избыточным увлажнением по регионам за все лето, %

Период	I		II		III		IV		V		VI		VII	
	+	–	+	–	+	–	+	–	+	–	+	–	+	–
Лето в целом	52	48	56	44	56	44	41	59	71	29	29	71	64	36

Таблица 10

Оценка сопряженности зимних условий с избыточным увлажнением по месяцам на всей территории, %

Регион	Апрель		Май		Июнь		Июль		Август	
	+	–	+	–	+	–	+	–	+	–
Вся территория	48	52	44	56	45	55	74	26	62	38

Оценка сопряженности по месяцам на всей территории (табл. 10) показывает, что чаще всего после холодной зимы избыточное увлажнение бывает в июле (74 %) и августе (62 %). После теплой зимы избыточное увлажнение наступает в 38—56 % случаев.

В заключение отметим, что заметное потепление зим началось с 1982—1983 гг., когда значение \bar{W}_i составило 1,49. К таким же зимам относятся зимы 2000—2001 гг. ($\bar{W}_i = 1,35$) и 1980—1981 гг. ($\bar{W}_i = 1,20$). После этих зим засушливость отмечалась в трех месяцах (апреле, июне и июле).

Анализ погодных условий позволяет судить о повторяемости и продолжительности теплых—холодных периодов зимой—летом и их сопряженности. При дальнейшем накоплении такой информации можно ее использовать в качестве рекомендаций при составлении месячных и сезонных прогнозов засушливости и избыточного увлажнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. П е д ь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Тр. ГМЦ СССР—1975. — Вып. —156. — С. 19—38
2. П о п о в А. В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Тр. ГМЦ СССР. —1975. — Вып. —156. — С. 77—84

Э. В. Переходцева, Л. В. Золин

ГИДРОДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ И ЭКСПЕРТНАЯ СИСТЕМА ПРОГНОЗА СМЕРЧЕЙ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Введение

Объективный прогноз смерчей (торнадо) с достаточно большой заблаговременностью (12—36 ч) на европейской территории России (ЕТР) и Сибири, а также в странах Европы до настоящего времени является очень актуальной и пока не решенной проблемой синоптической практики. Несмотря на хорошо известный факт возникновения смерчей из кучево-дождевых облаков большого вертикального развития, связанных с образованием мощной конвекции, штормовое предупреждение о вероятности этого редкого и локального явления, приносящего значительные разрушения, а порой и человеческие жертвы, дается редко, так как даже в зонах активной конвекции повторяемость смерчей чрезвычайно мала.

В работе А. А. Васильева, Б. Е. Пескова и А. И. Снитковского [5] дан анализ метеорологической ситуации, способствующей возникновению смерчей, и оценена повторяемость смерчей различной интенсивности по регионам ЕТР и СНГ.

В совместной статье специалистов Гидрометцентра России [4], в течение десятилетий исследующих условия возникновения неблагоприятных и стихийных явлений и разрабатывающих методы их прогноза, отмечено, что предсказание разрушительных смерчей, которые являются стихийными явлениями небольшого пространственного и временного масштаба, наиболее сложно, так как «...неясны до конца физические условия их возникновения, и трудно установить место начала их разрушительного движения».

В настоящей статье авторы предлагают метод поэтапного прогноза смерчей с использованием разработанной гидродинамико-статистической модели прогноза сильных ветров со скоростями не менее 20—25 м/с с заблаговременностью 36, 24 и 12 ч и дальнейшего уточнения прогноза смерчей в пунктах при помощи экспертной системы прогноза. Предлагаемая заблаговременность прогноза таких явлений значительно больше, чем та заблаговременность (3 ч), с которой синоптики объявляют штормовое предупреждение о надвигающемся опасном явлении.

Модель гидродинамико-статистического прогноза сильных летних ветров

Разработка модели объективного автоматизированного гидродинамико-статистического прогноза дневных летних ветров скоростью не менее 25 м/с на ЕТР началась после того, как в оперативную практику пяти УГМС этой территории после оперативных испытаний уже был внедрен в 1994 г. по решению ЦМКП Росгидромета оперативный автоматизированный гидродинамико-статистический метод прогноза сильных ветров и шквалов скоростью не менее 20 м/с заблаговременностью 12 и 24 ч [6].

Ранее, когда применялся первый объективный статистический метод прогноза этих явлений, разработанный Э. В. Переходцевой в 1980—1985 гг. [7, 8], объективный прогноз шквалов и сильных ветров давался по значениям дискриминантной функции, полученной на большом архиве прогностических данных, рассчитанных синоптиками. Прогностическая дискриминантная функция зависела от прогностических значений 6 наиболее информативных, слабо зависимых между собой предикторов, выбранных из 26 потенциальных предикторов [7], рассчитываемых вручную синоптиком с использованием модели конвекции. В этот вектор-предсказатель вошли следующие 6 наиболее информативных, физически обоснованных и слабо зависимых предикторов:

- V_{700} — скорость ветра на изобарической поверхности 700 гПа, м/с;
- H_0 — высота нулевой изотермы над пунктом прогноза, гПа;
- $(T - T)_{500}$ — отклонение кривой состояния от кривой стратификации на уровне 500 гПа, °С;
- $\partial T / \partial n_3$ — горизонтальный контраст температуры воздуха у поверхности земли, °С/500 км;
- T_3 — максимальная температура воздуха у поверхности земли, °С;
- Td_3 — максимальное значение температуры точки росы у поверхности земли, °С.

Как показано в работе [8], применение этого объективного метода прогноза летом 1984 и 1986 гг. к прогнозу смерчей на территории Ивановской, Московской, Рязанской и Пензенской областей во всех пяти случаях позволило успешно спрогнозировать сильный ветер скоростью не менее 20 м/с заблаговременностью 12—18 ч, в то время как синоптики прогнозировали лишь сильные грозы со скоростью ветра до 15 м/с при порывах. Однако данный объективный физико-статистический метод не был полностью автоматизирован и при прогнозе возникновения сильного ветра скоростью не менее 20 м/с не предусматривал конкретного явления «смерч».

В модели гидродинамико-статистического прогноза сильных ветров полученная новая дискриминантная функция, зависящая от значений девяти выходных полей оперативной полусферной гидродинамической модели краткосрочного прогноза погоды (автор Л. В. Беркович [1]), автоматически рассчитывалась в оперативной системе АСОИ Гидрометцентра России. Полученный информативный вектор-предсказатель размерности для расчета этой функции был выбран из 40 потенциальных предикторов — значений полей метеоэлементов объективного анализа, которые можно спрогнозировать при помощи полусферной модели с заданной заблаговременностью 12—48 ч. При выборе информативного вектора-предсказателя использован метод диагонализации средней матрицы корреляции и выбора наиболее информативных предикторов от каждого диагонального блока этой матрицы, описанный в работе [7].

Успешность гидродинамико-статистического прогноза сильных ветров и шквалов скоростью не менее 20 м/с заблаговременностью 12 и 24 ч для равнинных частей ЕТР по критерию Пирси—Обухова (T) составила 0,47—0,62 [6]. Показатели успешности этого метода в сравнении с результатами синоптического и инерционного прогноза приведены в табл. 1.

Разработанная модель оперативного гидродинамико-статистического прогноза сильных ветров со скоростями не менее 25 м/с, для про-

Таблица 1

Показатели успешности прогноза скорости ветра не менее 20 м/с по регионам ЕТР по методу Переходцевой [7]

УГМС	Заблаговременность, ч	N	$F\%$	$I_{я}\%$	$I_{б.я}\%$	$П_{я}\%$	$П_{б.я}\%$	T
Северо-Западное	12	1110	92	25	99	76	92	0,69
		1110	98	56	99	39	99	0,32
	24	1007	89	21	99	80	89	0,69
		1009	98	30	99	25	99	0,21
Центрально-Черноземных областей	12	160	91	24	99	80	92	0,72
	24	158	91	22	99	80	91	0,71
Верхне-Волжское	12	955	90	22	98	55	91	0,46
	24	995	90	14	98	48	91	0,39
Северо-Кавказское (равнинная часть)	12	405	78	24	96	78	77	0,55
	24	400	78	21	97	79	77	0,56

Примечание: N — число испытываемых случаев прогноза, F — общая оправдываемость, $I_{я}$ и $I_{б.я}$ — оправдываемость прогноза случаев наличия и отсутствия явления соответственно, $П_{я}$ и $П_{б.я}$ — предупредительность прогноза случаев наличия и отсутствия явления соответственно, T — значения критерия Пирси-Обухова.

Что означают вторые строчки данных по Северо-Западному УГМС для обеих заблаговременностей

гноза которых также пока нет адекватной гидродинамической модели, включает в себя полученные нами на данных объективного анализа новые статистические решающие правила распознавания и прогноза этих опасных явлений. Эти решающие правила также рассчитаны в оперативной системе АСОИИ в зависимости от выходных данных полусферной гидродинамической модели атмосферы — прогностических полей метеоэлементов заданной заблаговременности.

Задаче построения дискриминантной функции предшествовал отбор наиболее информативного вектора-предсказателя без значительной потери информации. Этот вектор-предсказатель также найден методом диагонализации выборочной средней матрицы корреляции R [7]. В качестве критериев информативности предикторов использованы:

- расстояние Махаланобиса,
- критерий минимальной энтропии Вапника—Червоненкиса [3].

В оперативной модели прогноза значения прогностической дискриминантной функции $U(X)$ и вычисляемая по ним вероятность возникновения опасных ветров $P(X) = 1/[1 + \exp(-U(X))]$ рассчитаны в узлах сетки оперативной полусферной гидродинамической модели. Сетка с размером ячейки 150×150 км покрывает ЕТР.

Изолиния полученной на обучающей выборке пороговой вероятности P выделяет на карте ЕТР область прогнозируемых штормовых ветров, в числе которых могут быть шквалы и смерчи.

По описанной модели дается оперативный прогноз опасных ветров заблаговременностью 12 и 24 ч, который по результатам независимых испытаний в 1999 г. был рекомендован как основной метод прогнозирования таких явлений по территориям ответственности Северо-Западного, Верхне-Волжского и Северо-Кавказского УГМС. Как вспомогательный метод к синоптическому он рекомендован в УГМС Центрально-Черноземных областей (ЦЧО), а также для территории Москвы и Московской области [2, 11]. Значения критерия Пирси—Обухова, полученные при испытаниях модели по этим УГМС, изменялись от 0,62 до 0,75.

Метод прогноза опасных ветров заблаговременностью 36 ч по результатам независимых испытаний 2003—2005 гг., проведенных в трех УГМС (Верхне-Волжском, Северо-Западном и Республики Татарстан), рекомендован в качестве вспомогательного и консультативного метода. Результаты независимых испытаний за 2003—2005 гг. гидродинамико-статистического метода прогноза летних опасных ветров скоростью не менее 25 м/с заблаговременностью 36 ч по территории указанных УГМС приведены в табл. 2.

Таблица 2
**Результаты независимых испытаний гидродинамико-статистического метода прогноза летних опасных ветров
 по территориям ответственности УГМС**

Прогнози- руемый случай	Число фактических случаев		Оправды- ваемость прогноза, %	Предупреж- денность прогноза, %	Общая оправ- дываемость прогноза, %	Критерий Пирси— Обухова
	С явлением	Без явления				
Верхне-Волжское УГМС						
С явлением	n_{11} 11	n_{12} 157	n_{10} 168	6,5	91,2	0,66
Без явления	n_{21} 5	n_{22} 1667	n_{20} 1667	99,7		
Сумма	n_{01} 16	n_{02} 1819	n_{00} 1835	91,3		
Северо-Западное УГМС						
С явлением	n_{11} 14	n_{12} 23	n_{10} 37	38	97,2	0,91
Без явления	n_{21} 1	n_{22} 829	n_{20} 830	99		
Сумма	n_{01} 15	n_{02} 852	n_{00} 867	93,3 97,3		
УГМС Республики Татарстан						
С явлением	n_{11} 7	n_{12} 49	n_{10} 56	12	87,5	0,75
Без явления	n_{21} 1	n_{22} 344	n_{20} 345	99,7		
Сумма	n_{01} 8	n_{02} 393	n_{00} 401	87		

Пр и м е ч а н и е : n_{00} — число всех испытываемых случаев, n_{01} — число фактических случаев с явлением, n_{02} — число фактических случаев отсутствия явления, n_{11} — число предупрежденных случаев с явлением, n_{12} — число предупрежденных случаев без явления, n_{21} — число рассчитанных случаев прогнозов с явлением, n_{22} — число рассчитанных случаев прогнозов без явления, n_{20} — число рассчитанных случаев не предупрежденных явлений, n_{21} — число рассчитанных случаев «ложных» прогнозов явления.

**Оперативный расчет областей прогнозируемого опасного ветра
и статистический метод расчета скорости опасного ветра
в пунктах выделенной области**

На рис. 1 изолинией пороговой вероятности $P = 52\%$ (для заблаговременности 36 ч) выделена прогнозируемая на 26 июня 2005 г. по сроку 00 ч ВСВ с заблаговременностью 36 ч область дневных опасных ветров. Эта область охватывает Тверскую и часть Московской области. Действительно, в этот день в Дубне наблюдался смерч, принесший значительные разрушения, а во Внуково (Московская область) были отмечены порывы ветра скоростью 26 м/с.

На рис. 2 и 3 приведены ограниченные изолинией пороговой вероятности $P = 60\%$ (для заблаговременностей 12 и 24 ч) прогнозируемые на 24 июля 2001 г. области дневных опасных ветров, рассчитанные по срокам 12 ч ВСВ 23 июля и 00 ч ВСВ 24 июля 2001 г. Прогнозируемая на ЕТР область включает в себя Московскую и Нижегородскую области. В этот день в Москве наблюдался разрушительный смерч, а в Нижегородской области скорость ветра при порывах достигала 30 м/с.

Чтобы уточнить прогноз скорости ветра в пунктах по территории, для которой дается прогноз опасных ветров, предлагается рассчитать

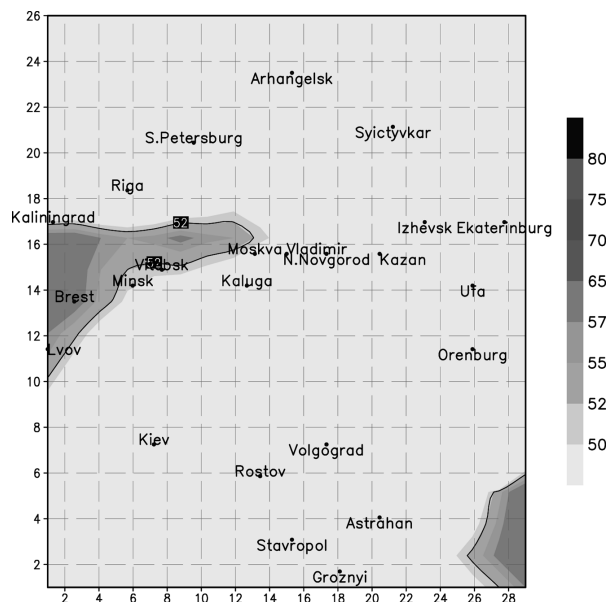


Рис. 1. Область прогноза дневных ветров скоростью $V > 24$ м/с с заблаговременностью 36 ч на 26 июня 2005 г., рассчитанная по сроку 00 ч ВСВ 25 июня 2005 г.

Рис. 2. Область прогноза дневных ветров скоростью $V > 24$ м/с с заблаговременностью 24 ч на 24 июля 2001 г., рассчитанная по сроку 12 ч ВСВ 23 июля 2001 г.

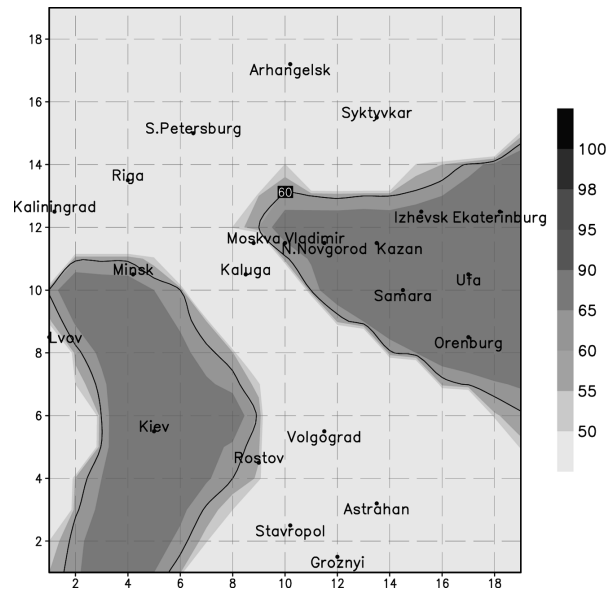
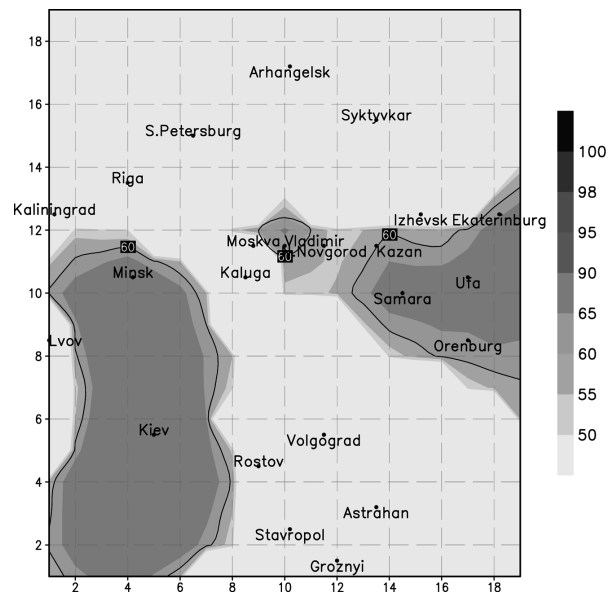


Рис. 3. Область прогноза дневных ветров скоростью $V > 24$ м/с с заблаговременностью 12 ч на 24 июля 2001г., рассчитанная по сроку 00 ч ВСВ 24 июля 2001 г.



ожидаемую скорость дневного ветра с заблаговременностью 12—18 ч по уравнению регрессии. Уравнение регрессии построено на обучающей выборке фактических данных о скорости сильного ветра в диапазоне 18—45 м/с. Уравнение регрессии зависит от шести предикторов: V_{700} , H_0 , $(T - T)_{500}$, $\partial T / \partial n_3$, T_3 и Td_3 .

Среднеквадратическое отклонение вычисляемой по уравнению регрессии скорости ветра на независимой выборке составило 2,7 м/с при средней скорости ветра 29 м/с, что свидетельствует о достаточной близости прогнозируемого и фактического значений. При расчете в заданном пункте очень высокой прогнозируемой скорости ветра (более 30 м/с) можно с большой вероятностью ожидать в данном районе возникновения смерчей.

Программу расчета скорости сильного ветра, составленную на языке ПАСКАЛЬ, можно включить в состав автоматизированного рабочего места синоптика (АРМ).

О разработке экспертной системы прогноза смерчей в заданных пунктах

Чтобы далее уточнять прогноз смерчей, можно использовать разработанную авторами экспертную систему их прогноза, включающую в себя качественные признаки метеорологических ситуаций, при которых они могут возникать [9, 10]. Отбор таких качественных признаков обусловлен эмпирическими знаниями синоптика об этом явлении, которые применяются в оперативной синоптической практике. Эти качественные признаки входят в базу знаний, снабженную широким набором правил возникновения смерчей в различных ситуациях с заданным экспертом коэффициентом доверия, который пересчитывается каждый раз при поступлении новой информации.

Таким образом, система способна к самообучению. Она апробирована на некоторых данных о смерчах в Волго-Вятском районе и Республике Татарстан и показала хорошие результаты уточненного прогноза смерчей. Действительно, при всех случаях анализируемых смерчей наблюдалась инверсия температуры в пограничном слое атмосферы, наблюдались на высоте 700—500 гПа большие скорости ветра, влажность воздуха у поверхности земли была достаточно высокой, а его температура у поверхности не всегда была в диапазоне 26—35 °С, как часто предполагается в научной литературе для таких явлениях.

Наряду с указанными правилами в экспертной системе прогноза смерчей используются и другие, их общее число более 30. Поскольку система способна к самообучению, то для дальнейшего успешного ее применения

необходимо провести значительное число тестов, что и намерены сделать авторы с помощью оперативных синоптиков региональных УГМС.

Разработанная экспертная система создана на языке ПАСКАЛЬ, допускает дальнейшее развитие с целью включить ее в состав АРМ. На рис. 4 и 5 приведена схема разработанной экспертной системы.



Рис. 4. Фазы разработки экспертной системы.

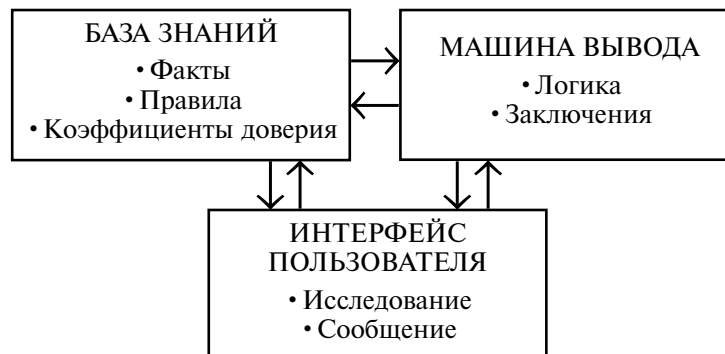


Рис. 5. Схема машинной части экспертной системы.

Таким образом, последовательное применение гидродинамико-статистического автоматизированного метода прогноза сильных ветров со скоростью не менее 20—25 м/с с достаточно большой заблаговременностью 36 и 24 ч, а затем уточнение прогноза смерчей на текущий день при помощи расчета скорости ветра и с использованием экспертной системы прогноза позволяет своевременно принять предохранительные меры и предотвратить или уменьшить ущерб, наносимый такими опасными природными явлениями, как смерчи и сильные штормовые ветры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Развитие неадиабатической полушарной прогностической модели атмосферы // Тр. ГМЦ СССР. — 1986. — Вып. 277. — С. 3—29.
2. Булдовский Г. С., Шакотько Е. Н. О результатах испытания автоматизированного метода прогноза дневной максимальной скорости ветра, связанной с активной конвекцией для территории Московской области и прилегающих областей с заблаговременностью 12 и 24 ч // Информационный сборник № 25. — **В каком городе издано?**, 2001. — С. 34—37.
3. Вапник В. Н. Восстановление зависимостей по эмпирическим данным. — М.: Наука, 1979. — 447 с.
4. Васильев А. А., Белинский О. Н., Алексеева А. А., Песков Б. Е. и др. Прогноз неблагоприятных условий погоды и возможности его совершенствования // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб., 1999. — С. 190—200.
5. Васильев А. А., Песков Б. Е., Снитковский А. И. Смерчи, шквалы и град 8—9 июня 1984 г. // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 8. — С. 5—15.
6. Веселова Г. К., Гайфутдинова Р. Г., Гостева И. П., Дурова Т. В. и др. Результаты испытания автоматизированного метода прогноза дневных максимальных скоростей ветра (не менее 20 м/с), связанных с активной конвекцией, заблаговременностью 12 и 24 ч // Информационный сборник № 235. — **В каком городе издано?**, 1995. — С. 7—12.
7. Переходцева Э. В. Прогноз шквалов статистическими методами классификации на основании диагностических и прогностических связей // Тр. ГМЦ СССР. — **В каком году издан?** — Вып. 271. — С. 37—60.
8. Переходцева Э. В. Объективный физико-статистический метод прогноза шквалов (20 м/с и более) на текущий день для Европейской территории. Методические указания. — М.: **В каком издательстве или какой организацией издано?**, 1992. — 10 с.
9. Переходцева Э. В. О моделировании экспертных систем прогноза экстремальных величин скорости ветра и осадков в умеренных широтах // Тез. докл. Всерос. конф. «Современные методы теории функций и смежные проблемы». — Воронеж, 2003. — С. 175.
10. Переходцева Э. В., Золин Л. В. Дистанционное определение структуры облачности для расширения базы знаний экспертной системы прогноза смерчей в России // Тез. докл. IV Всерос. открытой конф. «Современные методы дистанционного зондирования Земли из Космоса». — Москва, 13—17 ноября 2006. — М., 2006. — С. 387.
11. Perekhodtseva E. V. Statistical models for operative forecast of dangerous convective phenomena like rainfalls, squalls and tornadoes in the European part of Russia and in Europe // Тез. докл. Междунар. конф. «Kolmogorov and contemporary mathematics». — М., 2003. — С. 535.

В данной статье нарушен алфавитный порядок расположения работ в списке литературы, в связи с этим внесены следующие изменения: статья Шакиной и др. первоначально имела № 5 в списке литературы, теперь это № 7. Соответственно оба Руководства перенумерованы как № 5 и 6 (были № 6 и 7).

Ю. И. Юсупов

К ВОПРОСУ ОБ ОПЕРАТИВНОМ ПРОГНОЗЕ ШКВАЛОВ

Введение

Шквал — внезапное резкое усиление ветра — относится к опасным метеорологическим явлениям. Скорость ветра при шквале нередко достигает 18—25 м/с, а иногда и более. Наиболее известными в настоящее время способами прогноза шквалов являются методы Пескова и Снитковского, Решетова, Фобуша—Миллера [6]. Эти методы имеют высокую оправдываемость, близкую к 90 %, однако успешность прогноза в большой степени зависит от правильной оценки синоптического положения. Наиболее благоприятными для возникновения большинства шквалов являются следующие условия [2]:

- холодный фронт вблизи вершины волнового возмущения при смещении волны со скоростью 30—40 км /ч и более;
- холодный фронт и фронт окклюзии со скоростью смещения 30—40 км /ч и более;
- небольшая барическая ложбина в теплом секторе циклона на приземных картах погоды;
- передняя часть высотной барической ложбины (на картах АТ₅₀₀, АТ₄₀₀, АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀), передняя часть термической ложбины или очага холода в тропосфере (на картах ОТ_{500/1000} и ОТ_{300/1000}).

Прогноз составляется в два этапа. На первом этапе производится совместный анализ карт погоды и спутниковых снимков и по этим материалам составляется прогноз ожидаемого синоптического положения. Если комплексный синоптический анализ дает указание на то, что в районе ожидаются условия, благоприятные для развития шквалов, то переходят ко второму этапу прогноза — расчету термодинамических параметров. Собственно, первый этап и представляет основную сложность для создания надежного алгоритма по оперативному прогнозу шквалов. В данной статье предложено для определения синоптического положения использовать расчеты взаимодействия потенциального вихря с бароклинными зонами в тропосфере.

Б. Хоскинс в работе [10] объясняет развитие неблагоприятных явлений погоды взаимодействием стратосферы с тропосферой. Для определения активности в стратосфере используется расчет потенциального вихря Эртеля.

$PV = (f + \zeta_\theta) \cdot (-g\partial\theta/\partial P)$, $\Psi = \nabla|\nabla ZTE| \cdot n_{ZTE}$, $A_g = -V \cdot \nabla ZTE$ — уточните, здесь знак умножения означает скалярное произведение векторов или это обычное произведение, для которого этот знак можно пропустить (как, например в формуле $E = mc^2$).

Потенциальный вихрь математически представляет собой произведение абсолютного вихря на изэнтропической поверхности на выражение, определяющее устойчивость атмосферы [4]:

$$PV = (f + \zeta_\theta) \cdot (-g\partial\theta/\partial P), \quad (1)$$

где f — параметр Кориолиса, ζ_θ — относительный вихрь скорости на изэнтропической поверхности, g — ускорение силы тяжести, θ — потенциальная температура, P — давление.

Составляющие относительного вихря в атмосфере по осям X , Y и Z отличны от нуля. Однако основной характеристикой вихревого движения является вертикальная составляющая вихря скорости. Две другие составляющие вихря скорости во внетропических широтах примерно в 10–100 раз меньше вертикальной составляющей. Поэтому значение вертикальной составляющей называют относительным вихрем скорости, который определяется по формуле

$$\zeta_\theta = \partial u_\theta / \partial x - \partial v_\theta / \partial y,$$

где u_θ и v_θ — составляющие скорости вдоль осей X и Y на изэнтропической поверхности.

Максимальные значения потенциальный вихрь приобретает в стратосфере, где устойчивость атмосферы максимальна. Значения потенциального вихря в тропосфере обычно на порядок меньше, поэтому потенциальный вихрь может служить индикатором для определения границы между стратосферой и тропосферой — динамической тропопаузы [3].

Нередко стратосферный воздух может опускаться до уровней 500 и даже 600 гПа. В таких случаях говорят об образовании аномалий потенциального вихря (положительных в северном полушарии). Тогда, при наличии определенных условий в тропосфере, возможно взаимодействие стратосферного потенциального вихря с нижними слоями атмосферы. Такими условиями являются:

- низкая устойчивость в тропосфере;
- существование в нижних слоях атмосферы бароклинной зоны, непосредственно под аномалией потенциального вихря.

При адиабатическом движении потенциальный вихрь сохраняет свое значение [4]. Поэтому при вторжении стратосферного воздуха в тропосферу, где устойчивость атмосферы меньше, чем в стратосфере, значение относительного вихря должно возрастать. Потенциальный вихрь в стратосфере имеет циклоническую направленность вращения, которую он передает в нижние слои атмосферы. Циркуляция в баро-

$$ZTE = - \sum_{850}^{500} R/g T_{me} \ln(P_u/P_l) - \text{уточните, что стоит в знаменателе дроби: только } g \text{ или } g T_{me} \ln(P_u/P_l), \text{ в обоих случаях вид формулы изменится, так как по-разному надо ставить скобки, ограничивающие знаменатель:}$$

$$ZTE = - \sum_{850}^{500} R/g T_{me} \ln(P_u/P_l) \text{ или } ZTE = - \sum_{850}^{500} R/[g T_{me} \ln(P_u/P_l)]$$

клинной зоне, в свою очередь, приводит к образованию положительной температурной аномалии, т. е. к образованию потенциального вихря на нижних уровнях. При взаимодействии пары вихрей с низкого и высотного уровней возникает взаимное усиление каждого из вихрей. Вследствие циркуляции, возникшей на нижнем уровне, и сопровождающей ее конвергенции образуются восходящие движения. Насыщенный воздух, поднимаясь вверх, освобождает большое количество скрытой теплоты конденсации, что вызывает нагрев гидростатического столба от земли до стратосферы. Это приводит к быстрому падению давления на поверхности, возникновению штормовых ветров и осадков. Такая схема взаимодействия стратосферы с бароклинными зонами в тропосфере описана в многочисленных работах (например, в работах [9, 12—14]). Кроме того, холодный стратосферный воздух, вторгающийся в тропосферу и располагающийся над теплым насыщенным воздухом во фронтальной зоне, вызывает развитие конвекции [8].

1. Оперативный прогноз шквалов в технологии ГИС Метео

На основе изложенного прогноз места возникновения неблагоприятных явлений погоды, в том числе и зоны возможного возникновения шквалов, сводится к поиску бароклинических зон в тропосфере, расчету потенциального вихря и определению степени неустойчивости атмосферы.

В 1996 г. в технологии ГИС Метео [1] создано программное средство для оперативного расчета фронтальных зон в нижней тропосфере по методике Венского института метеорологии и геодинамики [11].

Фронтальный оператор по этой методике определяется так:

$$\Psi = \nabla |\nabla ZTE| \cdot n_{ZTE}, \quad (2)$$

где ∇ — оператор градиента, $\nabla = i\partial/\partial x + j\partial/\partial y$; n_{ZTE} — единичный вектор, направленный в сторону уменьшения ∇ZTE .

В качестве фронтального параметра использована эквивалентная «толщина» слоя от 850 до 500 гПа, определяемая следующим образом:

$$ZTE = - \sum_{850}^{500} R/g T_{me} \ln(P_u/P_l),$$

$$T_{me} = (T_{e,u} - T_{e,l}) / \ln(T_{e,u}/T_{e,l}),$$

где T_{me} — средняя эквивалентная температура в слое, $T_{e,u}$ и $T_{e,l}$ — ????

$$T_e = T \exp[Lq_m / (C_p T)],$$

Поясните, что такое T_e , $T_{e,u}$ и $T_{e,l}$

Поясните, что значит q_m — отношение смеси. Что к чему здесь относится?

L — скрытая теплота конденсации, q_m — отношение смеси, C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Для устранения тех участков гребней, которые не соответствуют активным фронтальным зонам, используется индекс влажности:

$$HIX = (ZTE - ZT)/(ZTES - ZT), \quad (3)$$

где ZT — толщина слоя 850—500 гПа, $ZTES$ — эквивалентная толщина слоя в состоянии насыщения.

Значения $HIX > 0,7$ и $\Psi > 2,5$ считаются необходимым условием для существования активных фронтальных зон [11]. Значения тем больше, чем больше бароклинность в слое 850—500 гПа, и этот параметр содержит информацию не только о положении, но и об интенсивности фронта [7].

В настоящее время в технологии ГИС Метео можно оперативно рассчитывать фронтальные зоны с определением холодных и теплых участков фронта (по значению адвективного изменения фронтального параметра):

$$A_g = -V \cdot \nabla ZTE, \quad (4)$$

где V — геострофический ветер, ZTE — градиент фронтального параметра.

При $A_g < 0$ определяется холодный фронт, при $A_g \geq 0$ — теплый. Действительно, A_g — взятое со знаком «минус» скалярное произведение двух векторов имеет отрицательное значение, когда угол между векторами менее 90° . Вектор градиента фронтального параметра направлен в сторону увеличения этого параметра, следовательно, при $A_g < 0$ будет происходить адвекция холодного воздуха, а при $A_g > 0$ — теплого.

Потенциальный вихрь рассчитан по формуле (1). Проведено множество экспериментов с целью найти наилучший способ определения аномалий потенциального вихря. Для этого создано программное средство, позволяющее оперативно создавать следующие карты изэнтропического анализа:

- значений влажности, скорости ветра и вертикальных скоростей на любой изэнтропической поверхности;
- значений абсолютного и потенциального вихрей на изэнтропических поверхностях;
- потенциального вихря на стандартных изобарических поверхностях;
- высоты динамической тропопаузы — поверхности, на которой значение потенциального вихря постоянно;
- значений абсолютного вихря на поверхности равного значения потенциального вихря.

См. текст: «...**Третье необходимое условие** активизации неблагоприятных явлений — неустойчивость в нижних слоях атмосферы.» А где первые два условия? Если при перечислении этих условий использованы числительные (в частности, «Третье»), то следует числительным выделить и предыдущие условия

Определение аномалий потенциального вихря имеет свои сложности из-за изменения высоты изэнтропической поверхности в зависимости от времени года. Поэтому, опираясь на исследования, проведенные К. Георгиевым [9], было принято решение использовать значение изэнтропического потенциального вихря, приведенное к уровню 500 гПа. В соответствии с работой [9] считается, что значение потенциального вихря на уровне 500 гПа, превышающее $0,6 PVU^*$, является определяющим для существования аномалии потенциального вихря в стратосфере.

Кроме того, пересечение зон потенциального вихря определялось только на холодных участках фронтальных зон, так как только в этом случае может образоваться положительная температурная аномалия в тропосфере, возникающая вследствие циклонической циркуляции в бароклинной зоне.

Третье необходимое условие активизации неблагоприятных явлений — неустойчивость в нижних слоях атмосферы. В данном случае неустойчивость атмосферы определялась при помощи расчета индекса неустойчивости TT [15]:

$$TT = (T_{d850} - T_{500}) + (T_{850} - T_{500}), \quad (5)$$

где T_{850} и T_{d850} — температура воздуха и температура точки росы на уровне 850 гПа, а T_{500} — температура воздуха на уровне 500 гПа.

При $TT > 44$ определялась неустойчивость в нижних слоях атмосферы.

Предлагается для прогноза зон, где ожидаются благоприятные для развития шквалов условия, рассчитывать функцию Fe , определяемую следующим образом:

$$Fe = \Psi \cdot PV, \quad (6)$$

при $\Psi < 2,5$ принимают $\Psi = 0$; при $PV < 0,6$ принимают $PV = 0$; при $TT < 44$ и $A_g > 0$ принимают $Fe = 0$.

Таким образом, работая в технологии ГИС Метео, можно оперативно изготавливать карты с нанесенными на них значениями функции Fe , рассчитанными в узлах регулярной сетки, строить изолинии или получать значения этой функции в виде закрашенных областей. Можно также рассчитать максимальную скорость ветра, используя способ Пескова—Снитковского:

$$U_{\max} = -4,00 \cdot 10^{-6} S^4 + 8,80 \cdot 10^{-4} S^3 - 6,18 \cdot 10^{-2} S^2 + 1,969 S, \quad (7)$$

где S — сумма скоростей ветра от поверхности земли до уровня 500 гПа.

* $1 PVU = 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1} \text{ К кг}^{-1}$.

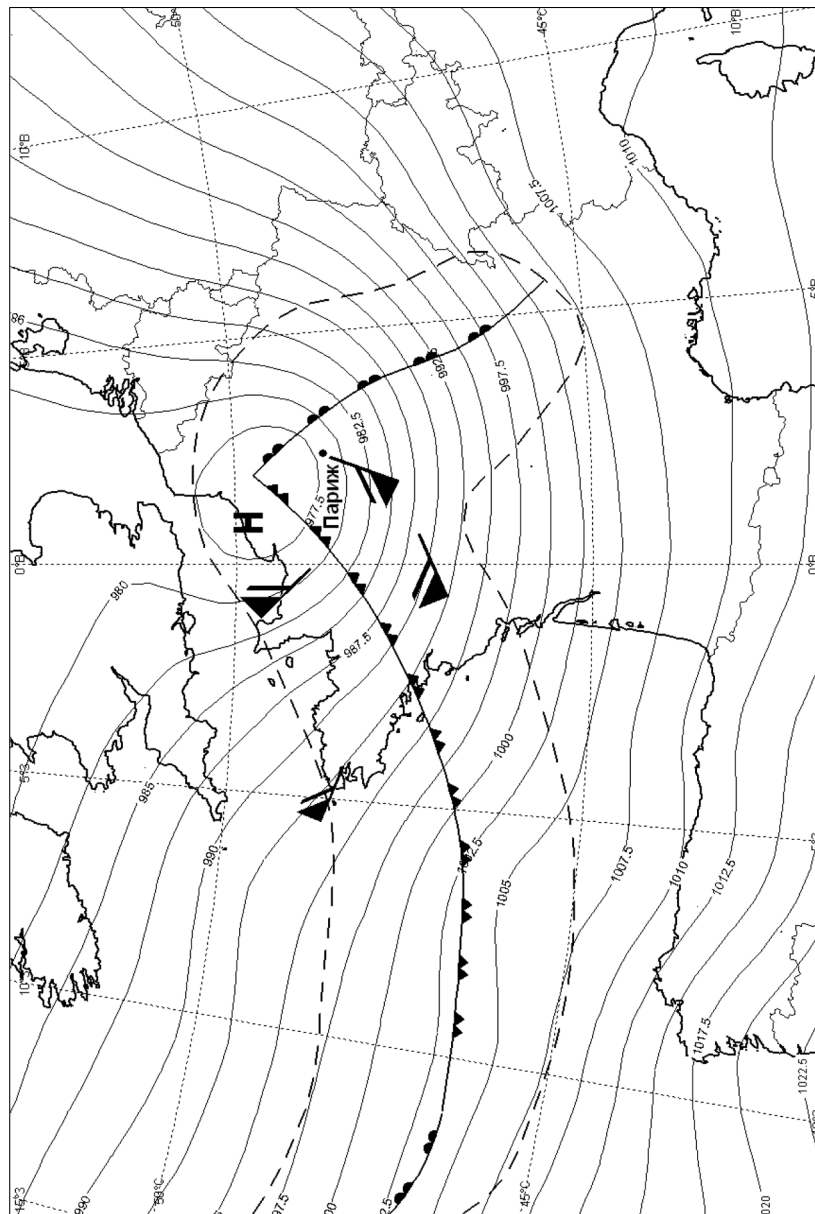


Рис. 1. Поле давления на уровне моря и фронтальные зоны (пунктир) 26 декабря 1999 г., 6 ч ВСВ.

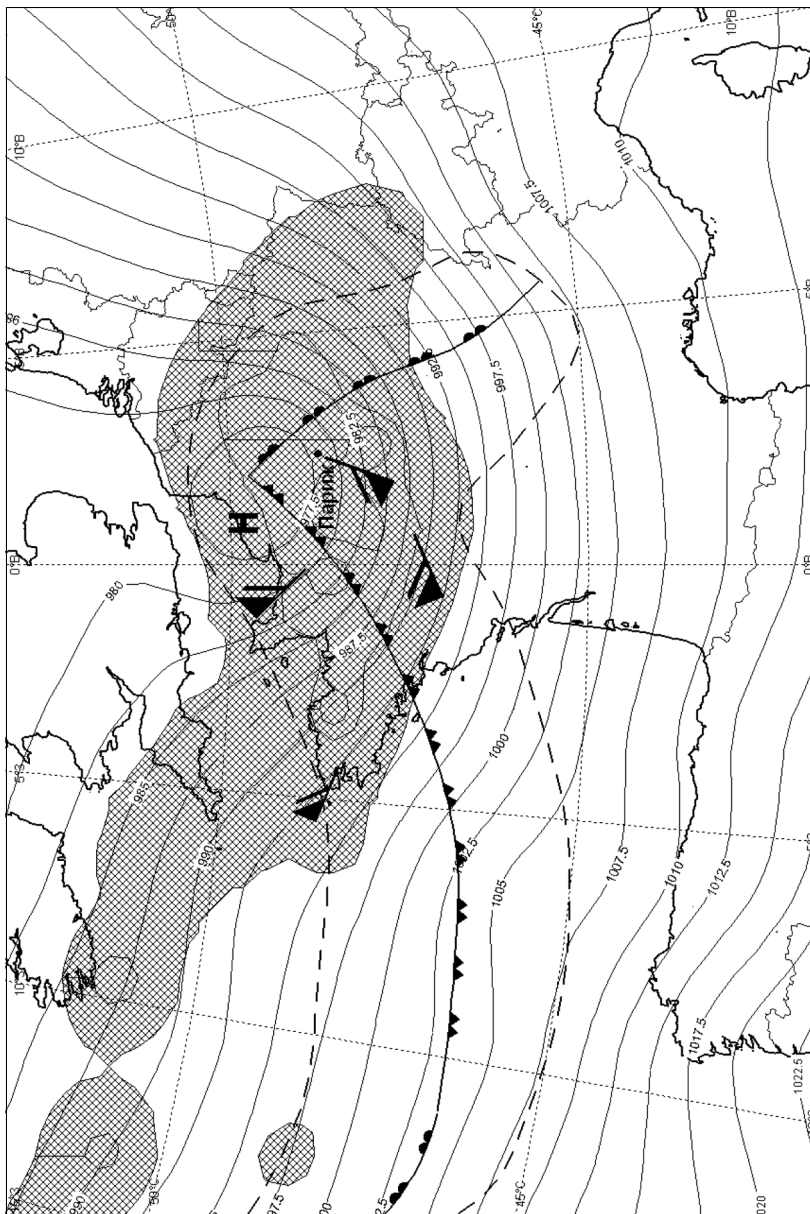


Рис. 2. Поле потенциального вихря на уровне 500 гПа 26 декабря 1999 г., 6 ч ВСВ.

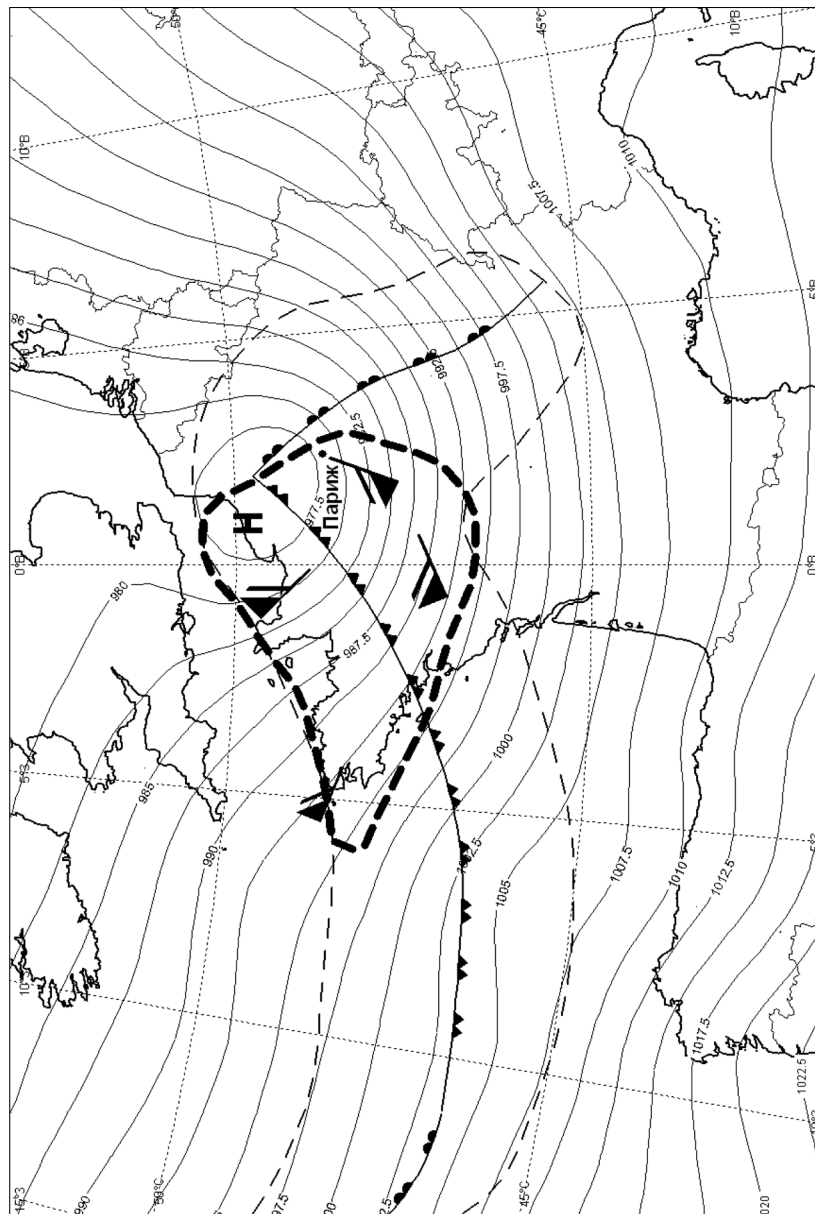


Рис. 3. Рассчитанная зона шквалов (пунктир) на 26 декабря 1999 г., 6 ч ВСВ.

На рис. 1 приведена карта давления на уровне моря за 26 декабря 1999 г. в 06 ч ВСВ. На ней приведены бароклинные зоны в тропосфере (пунктир) и фронтальные линии, рассчитанные по данным ГРИБ УКМО (Exeter) за 25 декабря 1999 г., 12 ч ВСВ, с заблаговременностью 18 ч. На рис. 2 приведено поле потенциального вихря на уровне 500 гПа (заштрихованная область соответствует значениям $PV \geq 0,6PVU$). На рис. 3 жирным пунктиром обозначена итоговая зона опасных явлений, совпадающая с фактической зоной штормовых ветров во Франции 26 декабря 1999 г. в 6 ч ВСВ.

2. Исходные данные и результаты расчетов

В качестве исходных использованы данные в коде ГРИБ, распространяемые по глобальной сети телесвязи Всемирной метеорологической организации (ВМО). Разрешение этих данных по горизонтали составляет $1,25^\circ$, т. е. примерно 140×140 км.

Для расчета потенциального вихря необходимо наличие данных о температуре воздуха, скорости и направлении ветра на стандартных уровнях атмосферы от 850 до 300 гПа, кроме того, для определения фронтальных зон — данные о влажности и геопотенциале в слое от 850 до 500 гПа. Шаг по времени прогнозов в коде ГРИБ составляет 6 ч.

Исследования проводились с использованием архивных данных Научно-производственного центра (НПЦ) «Мэп Мейкер». В качестве исходных привлечены данные моделей УКМО (Exeter) и NCEP (Washington). Исследованы 40 случаев шквалов в Европе с июня 1998 г. до июля 2002 г. Результаты приведены в табл. 1.

Конкретные случаи для проверки работоспособности программы расчета выбирались по сообщениям средств массовой информации, в которых эти случаи представлялись стихийными бедствиями из-за ветров, порой достигавших ураганной силы, многие из них сопровождались человеческими жертвами и большими материальными потерями. Такой принцип отбора использован из-за того, что исследуемые явления часто характеризуются небольшим масштабом (десятки километров) и скоротечностью (иногда от 30 мин до 1–2 ч), а также потому, что существующая сеть метеорологических станций регистрирует всего 5–10 % шквалов [6].

По этой же причине трудно проверить работу программы, когда явление отсутствует, и оценить «ложные» случаи, которые могут проявляться при работе программного средства. Для примера рассмотрим случай № 1 в табл. 1. Это широко известный случай штормового ветра

Таблица 1

Случаи шквалов в Европе									
Номер	Зафиксированный случай шквала	Индекс ближайшей метеостанции	Барическая тенденция, гПа/3 ч	Изменение давления за 12 ч	Порывы ветра м/с	Осадки мм/12 ч	Исходные данные ГРИБ	Заболевательность, ч	Определение зоны опасного явления
1	21 июня 1998 г., 0 ч Москва (Россия)	27612	-2,8	-4,1	15	26	УКМО	Анализ 12 24 36	+ + + -
2	26 декабря 1999 г. 6 ч, Париж (Франция)	7149	-19,0	-29,5	47	13	УКМО	18 30	+ +
3	26 декабря 1999 г. 12 ч, юг Германии, Австрия	10836 11146	-9,0 -5,2	-29,5 21,8	45 42	11 17	УКМО	Анализ 12 24	+ + +
4	27 декабря 1999 г., 18 ч, юг Франции, север Испании	7434 8021	-9,0 -2,5	-27,1 -10,5	34 47	4 18	УКМО	18 30	+ +
5	28 декабря 1999 г., 0 ч, юг Франции	7460	-4,0	-28,5	43	15	УКМО	Анализ 12 24	+ + +
6	28 мая 2000 г., 12 ч, Франция, Бельгия	7005 6431 6310	-7,8 -6,5 -7,4	-16,0 -15,5 16,6	28 30 33	6 13 14	УКМО	Анализ 12 24	+ + +
7	10 июня 2000 г., 0 ч, Каталония (Испания)	8160	-2,1	-3,2	17	20	УКМО	Анализ 12 24	+ -
8	12 июня 2000 г., 18 ч, Новгородская обл.	26179	-3,9	-9,9	28	26	УКМО	18 30	+ +

9	19 июня 2000 г., 12 ч, Самара, Тольятти	28807 27890	-1,6 -1,0	-2,6 -3,9	16 21	1	UKMO	Анализ 12 24	+
10	19 июня 2000 г., 18 ч, Татарстан	27693	-1,9	-3,3	22	6	UKMO	18 30	+
11	6 июля 2000 г., 0 ч, Николаевская обл. (Украина)	33862	-1,5	-3,1	21	5	UKMO	Анализ 12 24	+
12	15 июля 2000 г., 18 ч, Ленинградская обл.	22925	-0,8	-3,0	21	14	UKMO	18 30	-
13	26 июля 2000 г., 6 ч, Башкирия	28711	-0,8	-12,3	17	12	UKMO	18 30	+
14	2 августа 2000 г., 18 ч, Саратовская обл.	34085 34186	-1,3 -1,8	-4,3 -6,3	21 21	15 21	UKMO	18 30	+
15	22 августа 2000 г., 18 ч, Белоруссия	26763 26878	-3,7 -4,5	-7,4 -10,4	22 22	19 31	UKMO	18 30	+
16	8 сентября 2000 г., 18 ч, Ульяновская обл.	27786	-0,8	+0,5	16	17	UKMO	18 30	+
17	30 октября 2000 г., 6 ч, Южная Англия	3746	-11,1	-19,5	32	10	NCEP	6 18	-
18	30 октября 2000 г., 12 ч, Франция, Бельгия	7015 6310	-4,3 -4,8	-17,7 -14,1	29 34	16 17	UKMO	Анализ 12 24	+
19	19 января 2001 г., 18 ч, Мурманск и Кольский залив	22133	-1,6	-8,9	25	5	UKMO	18 30	+
							NCEP	6 18 30	+

Продолжение табл. 1

Номер	Зарегистрированный случай шквала	Индекс ближайшей метеостанции	Барическая тенденция, гПа/3 ч	Изменение давления за 12 ч	Порывы ветра м/с	Осадки мм/12 ч	Исходные данные ГРИБ	Заблаговременность, ч	Определение зоны опасного явления
20	24 февраля 2001 г., 0 ч, Кубань, Армавирский район	37018	-2,5	-6,5	27	13	УКМО	Анализ 12 24	-
21	21 мая 2001 г., 12 ч, Самарская обл.	28807	-3,0	-6,1	20	18	УКМО	Анализ 12 24	+
22	22 мая 2001 г., 12 ч, Пермь	28224	-1,2	-5,0	16	7	УКМО	Анализ 24 36	+
23	6 июля 2001 г., 0 ч, Тольятти	36035	-0,4	-	12	3	УКМО	Анализ 12 24	+
24	7 июля 2001 г., 0 ч, Страсбург (Франция)	7190	-4,7	-10,3	26	20	УКМО	Анализ 12 24	+
25	16 июля 2001 г., 18 ч, Ленинградская обл., Польша	22892 12360	-0,7 -1,2	-3,4 -3,5	23 24	18 21	УКМО	18	+
26	19 июля 2001 г., 6 ч, Эстония	26045	-1,9	-3,8	21	23	УКМО	30 18 30 18 30	+
							НСЕР	18 30	-
								30	+

27	24 июля 2001 г., 12 ч, Москва (Россия)	27612	-1,4	-0,8	28	35	УКМО	Анализ 12 24	-
							НСЕР	Анализ 12 24	+
									+
28	4 августа 2001 г., 0 ч, Чехия	11636	-1,0	-3,2	21	23	УКМО	Анализ 12 24	-
							НСЕР	Анализ 12 24	-
									+
29	16 августа 2001 г. 0 ч, Франция	7265	-1,0	-3,4	28	19	УКМО	Анализ 12 24	+
							НСЕР	Анализ 12 24	+
									+
30	20 августа 2001 г., 12 ч, Саратов	34172	-0,9	-1,6	10	-	УКМО	Анализ 12 24	-
							НСЕР	Анализ 12 24	-
									-
31	28 августа 2001 г., 0 ч, Калининград	26701	-0,7	-4,3	20	16	УКМО	Анализ 12 24	+
							НСЕР	Анализ 12 24	+
									+
									+
									+

Окончание табл. 1

Номер	Зафиксированный случай шквала	Индекс ближайшей метеостанции	Барическая тенденция, гПа/3 ч	Изменение давления за 12 ч	Порывы ветра м/с	Осадки мм/12 ч	Исходные данные ГРИБ	Заблаговременность, ч	Определение зоны опасного явления
32	26 сентября 2001 г., 6 ч, Адлер	37171	-0,6	-3,2	21	9	УКМО	18 30	+
							НСЕР	6 18 30	+
33	2 ноября 2001 г., 12 ч, юг Финляндии, Эстония	2988 26115	-1,0 -0,5	-10,8	21 24	5 7	УКМО	Анализ 12 24 36	+
							НСЕР	Анализ 12 24 36	-
34	25 декабря 2001 г. 0 ч, Ульяновская обл.	27782	-1,1	-13,0	20	11	НСЕР	Анализ 12 24	+
35	28 января 2002 г. 12 ч, Шотландия	3171	-2,2	-10,8	31	30	НСЕР	Анализ 12 24	+
36	29 января 2002 г. 0 ч, юг Швеции, Север Дании	2512 10020	-3,2 -3,4	-6,0 -4,0	22 36	10 6	НСЕР	Анализ 12 24	+
37	29 января 2002 г., 06 ч, Калининград	26701	-3,7	-3,3	28	5	НСЕР	6 18 30	+
									-

38	29 мая 2002 г., 18 ч, Кемеровская обл.	29645	-1,8	-10,1	25	18	NCEP	6	+
							УКМО	18 30	+
39	4 июля 2002 г., 18 ч, Калининградская обл.	26702	0,5	-7,9	-	19	NCEP	18 30	+
40	11 июля 2002 г., 0 ч, Германия, Берлин	10382	-2,2	-5,6	33	27	NCEP	12 24	+

в Москве, в ночь с 20 на 21 июня 1998 г., когда от разгула стихии погибли 11 человек, было повалено более 45 тыс. деревьев. Результаты расчетов устойчиво указывали на то, что в этом месте возможно развитие шквалов. Однако по данным метеонаблюдений на станции в Москве (индекс 27612) давление за предшествующие 24 ч практически не изменилось, барическая тенденция в 0 ч составила $-2,8$ гПа/3 ч, максимальная скорость ветра при порывах не превысила 15 м/с. По всем признакам, это был бы «ложный» случай, если бы не информация очевидцев. То же самое относится и к случаям 13, 16, 22, 23, 30 и 39.

На рис. 4 приведены синоптические условия, наблюдавшиеся при развитии шквалов в Москве 21 июня 1998 г. Приведена карта с полем давления, **приземной наноской** по данным наблюдений за 21 июня 1998 г. в 0 ч ВСВ. На ней же пунктиром изображены фронтальные зоны, рассчитанные по изложенной методике по данным ГРИБ УКМО (Exeter) за 20 июня 1998 г. 0 ч ВСВ с заблаговременностью 24 ч. На рис. 5 приведено поле потенциального вихря, приведенное к уровню 500 гПа (заштрихованная область соответствует значениям $PV \geq 0,6PVU$). Над Москвой видна аномалия потенциального вихря, которая перекрывает находящуюся под ней бароклинную зону. На рис. 6 жирным пунктиром показана итоговая расчетная зона шквалов. Исходные данные — ГРИБ УКМО (Exeter) за 0 ч 20 июня 1998 г., прогноз на 24 ч. Расчетная скорость ветра составила 29 м/с.

Из 40 случаев опасных явлений, приведенных в табл. 1, только в 2 случаях не удалось идентифицировать зону возможного возникновения штормовых ветров.

Сопоставление результатов, полученных по исходным данным разных моделей и заблаговременностей, показывает, что качество исходных данных существенно влияет на конечный результат. В работах [8, 9, 12] предложено использовать результаты расчета потенциального вихря, сопоставляя их со снимками с ИСЗ для выявления ошибок в прогностических моделях. Различия в полях метеоэлементов, полученных по разным моделям, иногда приводили к различиям в определении зоны опасного явления. Особенно это проявилось при расчете зоны шквальных ветров для случая № 27, отмеченного в Москве в июле 2001 г. (см. табл. 1). Для него расчет по данным, полученным по модели NCEP, показал худшие результаты по сравнению с расчетом по данным из УКМО. Для случаев штормовых ветров на Балтике, имевших место в июле (№ 26) и в ноябре 2001 г. (№ 33), лучшие результаты рассчитаны по исходным данным, полученным по модели NCEP. Максимальная заблаговременность, при которой удавалось идентифицировать место опасного явления, обычно не превышала 30 ч. Хотя иногда устойчивый результат

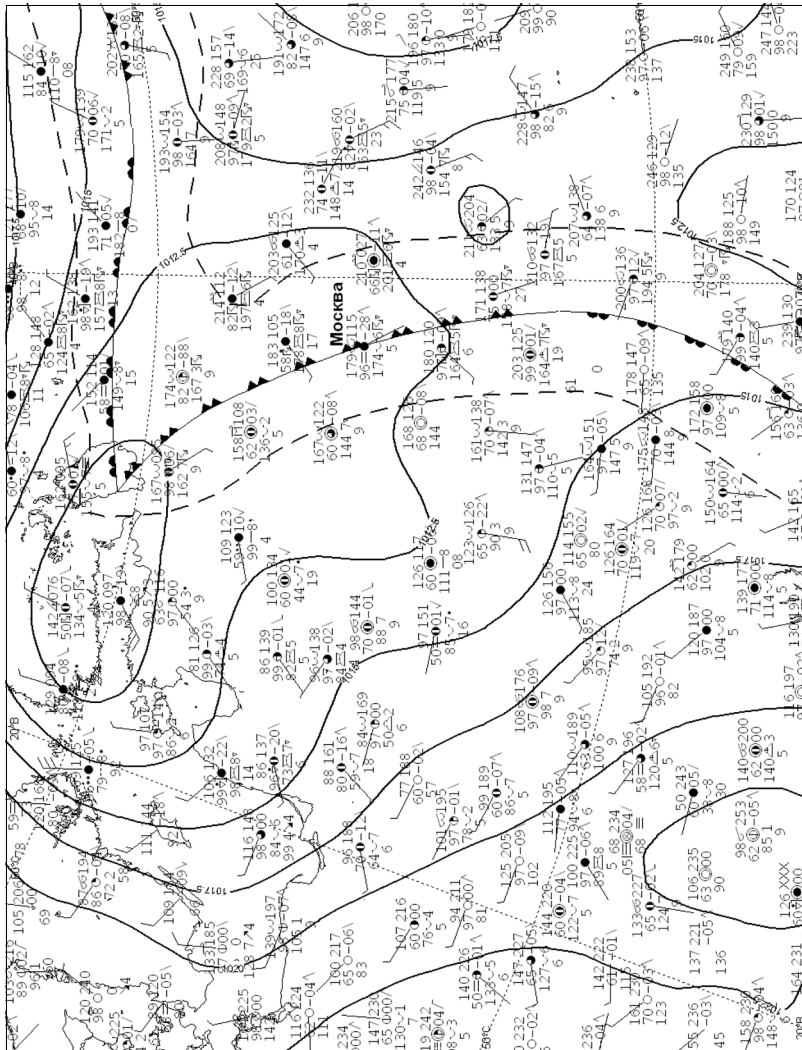


Рис. 4. Поле давления на уровне моря и приземная наноска 26 декабря 1999 г, 6 ч ВСВ.

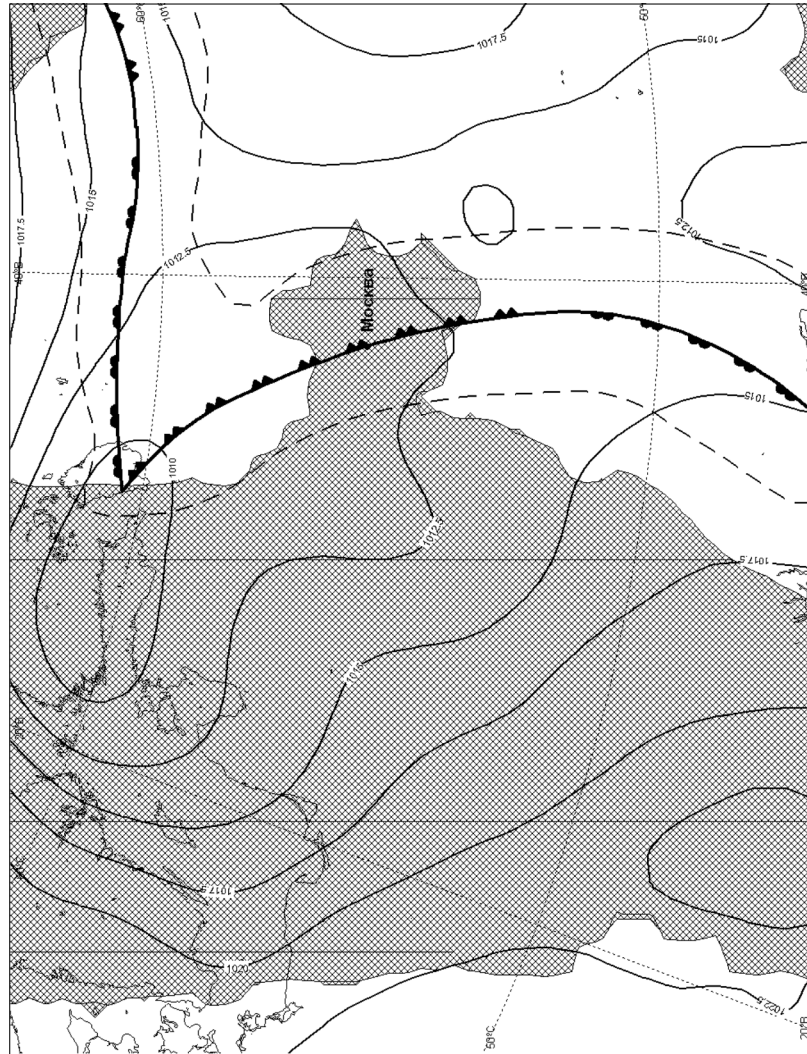


Рис. 5. Поле потенциального вихря на уровне 500 гПа 21 июня 1998 г., 0 ч ВСВ.

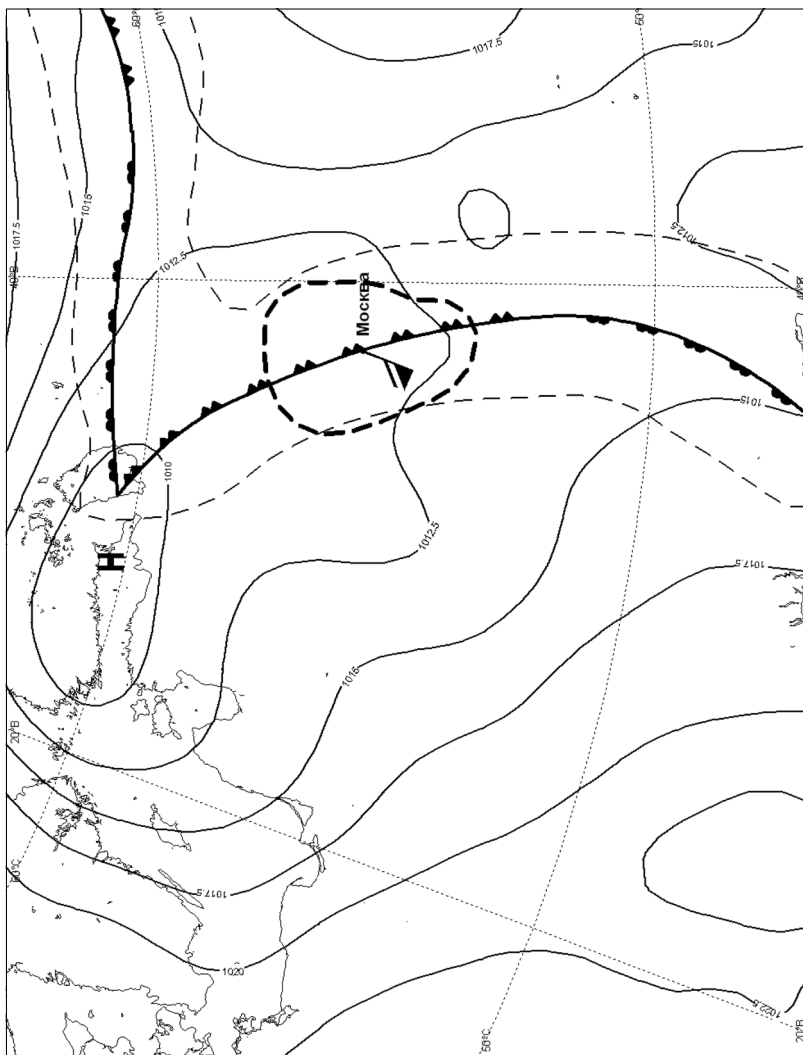


Рис. 6. Рассчитанная зона шквалов (пунктир) на 21 июня 1998 г., 0 ч ВСВ.

достигался и в прогнозе до 36 ч. Были случаи, когда не удалось определить место опасного явления, как в случае шквалов 24 февраля 2001 г. на Кубани (№ 20) и 20 августа 2001 г. в г. Саратове (№ 30). В случае № 20 можно было бы предположить, что присутствовали ошибки в прогностических данных моделей. Но для случая № 30 фронтальные зоны определены правильно, а в их вычислениях присутствует комплекс термогигрометрических характеристик в слое от 850 до 500 гПа. Неудачу можно объяснить, например, тем, что шаг по времени исходных данных составлял 6 ч, а исследуемые явления, как уже отмечено, в большинстве случаев имеют локальный и скоротечный характер. В данном случае шквал в Саратове начался в 12 ч 30 мин и продолжался полчаса.

Для проверки работы программного средства на срабатывание в ложных случаях был поставлен следующий эксперимент. В течение мая—июня 2002 г., ежедневно строились карты европейской территории (где наиболее густа сеть метеостанций), на которые наносились рассчитанные зоны возможных шквалистых ветров. Заблаговременность составляла 12 ч. На эти же карты наносились фактические данные о максимальных порывах ветра, произошедших между синоптическими сроками 21—0 и 9—12 ч. Ложным считался случай, если фактическая максимальная скорость ветра при порывах в указанных зонах была менее 15 м/с. В противном случае полагалось, что программа правильно определила зону шквалов (т. е. на ближайших станциях была зафиксирована скорость ветра при порывах 15 м/с или более). За указанный срок рассчитано 368 зон возможного возникновения шквалистых ветров. Из них в 49 случаях на ближайших метеостанциях фактическая скорость порывов ветра оказалась менее 15 м/с. Еще в 59 случаях не удалось определить фактическую скорость ветра (т. е. рассчитанные зоны попадали в районы, где отсутствуют метеорологические станции или на территории стран, не передающих значения скорости ветра при порывах в международный обмен). Таким образом, вероятность ложных случаев составила менее 30 % при условии учета всех случаев, а если не принимать во внимание 59 неподтвержденных случаев, то менее 16 %.

Проведено также сравнение изложенного метода с известными методами прогноза шквалов. Наиболее близкими аналогами приняты методы прогноза шквалов:

- два метода Решетова [5, 6],
- метод Фобуша—Миллера [5].

Для первого метода Решетова [6] предикторами являются разность между максимальной температурой воздуха ($T_{\text{макс}}$) у поверхности земли и нулевой температурой смоченного термометра, приведенной адиабатически к давлению у поверхности земли, а также разность между

$T_{\text{макс}}$ и температурой на уровне 500 гПа. Для второго метода Решетова [5] предикторами являются сумма отклонений кривой стратификации от кривой состояния на поверхностях 850–500 гПа и разность между $T_{\text{макс}}$ и температурой на уровне 500 гПа.

Метод Фобуша—Миллера служит для прогноза внутримассовых шквалов. Основной предиктор для этого метода — разность между максимальной температурой воздуха и нулевой температурой смоченного термометра. Следует заметить, что эти методы применимы только для теплого времени года (с мая по сентябрь) и только в том случае, когда синоптическое положение благоприятно для возникновения шквалов. Из табл. 1 выбраны 27 случаев опасных явлений, происшедших в теплый период года и для них произведены расчеты по исходным данным ГРИБ УКМО (Exeter). Результаты сведены в табл. 2.

Таблица 2

Случаи опасных явлений, происшедшие в теплый период года

Номер (номер из табл. 1)	Зафиксированный случай шквала	Заблаго- времен- ность	Метод Решетова		Метод Фобуша— Миллера	Предлага- емый алгоритм
			1-й	2-й		
1 (1)	21 июня 1998 г., 0 ч, Москва	Анализ	—	—	—	+
		12	—	—	—	+
		24	—	—	—	+
		36	—	—	—	—
2 (6)	28 мая 2000 г., 12 ч, Франция, Бельгия	Анализ	—	—	—	+
		12	—	—	—	+
		24	—	—	—	+
3 (7)	10 июня 2000 г., 0 ч, Каталония	Анализ	+	+	+	+
		12	—	—	—	—
		24	+	—	—	+
4 (8)	12 июня 2000 г., 18 ч, Новгородская обл.	18	—	+	—	+
		30	—	+	—	+
5 (9)	19 июня 2000 г., 12 ч, Самара, Тольятти	Анализ	—	—	+	+
		12	—	—	+	+
		24	—	—	—	+
6 (10)	19 июня 2000 г., 18 ч, Татарстан	18	+	+	+	+
		30	+	+	+	+
7 (11)	6 июля 2000 г., 0 ч, Николаевская обл. (Украина)	Анализ	—	—	+	+
		12	—	—	+	+
		24	—	+	+	—
8 (12)	15 июля 2000 г., 18 ч, Ленинградская обл.	18	—	+	+	+
		30	—	—	—	+

Продолжение табл. 2

Номер (номер из табл. 1)	Зафиксированный случай шквала	Заблаго- времен- ность	Метод Решетова		Метод Фобуша— Миллера	Предлага- емый алгоритм
			1-й	2-й		
9 (13)	26 июля 2000 г., 6 ч, Башкирия	18	+	+	+	+
		30	+	+	+	+
10 (14)	2 августа 2000 г., 18 ч, Саратовская обл.	18	–	+	+	+
		30	–	+	+	+
11 (15)	22 августа 2000 г., 18 ч, Белоруссия	18	–	+	–	+
		30	–	–	–	+
12 (16)	8 сентября 2000 г., 18 ч, Ульяновская обл.	18	–	+	+	+
		30	–	–	+	–
		6	–	–	–	+
		18	–	–	–	+
13 (21)	21 мая 2001 г., 12 ч, Самарская обл.	Анализ	+	+	+	+
		12	+	+	+	+
		24	–	–	–	+
14 (22)	22 мая 2001 г., 12 ч, Пермь	Анализ	+	+	+	–
		24	–	+	–	+
		36	–	–	–	+
15 (23)	6 июля 2001 г., 0 ч, Тольятти	Анализ	+	+	–	+
		12	–	+	–	+
		24	–	–	–	–
16 (24)	7 июля 2001 г., 0 ч, Страсбург (Франция)	Анализ	–	–	–	+
		12	–	–	–	+
		24	–	–	–	+
17 (25)	16 июля 2001 г., 18 ч, Ленинградская обл., Польша	18	–	+	–	+
		30	–	–	–	+
18 (26)	19 июля 2001 г., 6 ч, Эстония	18	–	+	–	+
		30	–	–	–	–
19 (27)	24 июля 2001 г., 12 ч, Москва	Анализ	–	–	–	–
		12	+	–	+	+
		24	+	–	+	+
20 (28)	4 августа 2001 г., 0 ч, Чехия	Анализ	–	–	–	+
		12	–	–	–	+
		24	–	–	–	+
21 (29)	16 августа 2001 г. 0 ч, Франция	Анализ	–	+	–	+
		12	–	+	–	+
		24	–	–	–	+

Окончание табл. 2

Номер (номер из табл. 1)	Зафиксированный случай шквала	Заблаго- времен- ность	Метод Решетова		Метод Фобуша— Миллера	Предлага- емый алгоритм
			1-й	2-й		
22 (30)	20 августа 2001 г., 12 ч, Саратов	Анализ	+	—	—	—
		12	+	—	—	—
		24	—	—	—	—
23 (31)	28 августа 2001 г., 0 ч, Калининград	Анализ	+	+	+	+
		12	+	+	+	+
		24	+	+	+	+
24 (32)	26 сентября 2001 г., 6 ч, Адлер	18	—	+	+	+
		30	—	+	+	+
25 (38)	29 мая 2002 г., 18 ч, Кемеровская обл.	18	—	—	—	+
		30	—	—	—	+
26 (39)	4 июля 2002 г., 18 ч, Калининградская обл.	18	—	—	—	+
		30	—	—	—	+
27 (40)	11 июля 2002 г., 0 ч, Берлин (Германия)	12	—	—	—	+
		24	—	—	—	+

Анализ результатов показал, что примерно в 25 % случаев рекомендованные методы прогноза шквалов не смогли выявить зоны возможных опасных явлений. Исключениями являются три случая:

- 1) № 7, когда метод Фобуша—Миллера показал лучшие результаты;
- 2) № 14, когда лучше был 2-й метод Решетова;
- 3) № 22, когда лучшие результаты показал 1-й метод Решетова.

Следует также отметить, что в холодное время года метод, изложенный в данной статье, не теряет свою работоспособность в отличие от известных методов прогноза шквалов.

Заключение

Осуществлен эксперимент по определению зоны возможного возникновения шквалов с использованием расчета взаимодействия потенциального вихря Эртеля с бароклиническими зонами в нижней тропосфере. Проведено сравнение предлагаемого метода с известными методами прогноза шквалов, которое позволяет сделать предположение о возможности его использования для прогноза неблагоприятных явлений погоды. Построенный алгоритм и технология расчетов допускают ряд дальнейших обобщений и усовершенствований. К их числу отно-

сится использование данных более высокого пространственного и временного разрешения, модификация расчета фронтальных зон (например, использование в качестве фронтального параметра потенциальной температуры смоченного термометра) и др.

Работа выполнена в НПЦ «Мэп Мейкер» и предназначена для работы на обычных персональных компьютерах в среде WINDOWS в составе технологии ГИС Метео.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акулиничева А. А., Беркович Л. В., Соломахов А. Ю., Шмелькин Ю. Л. и др. Геоинформационная система «Метео» и состояние ее использования в метеослужбах России и стран ближнего зарубежья // *Метеорология и гидрология*. — 2001. — № 11. — С. 90—98.
2. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. — СПб: Гидрометеоздат, 1992. — С. 72.
3. Борисова В. В., Шакина Н. П. Использование потенциального вихря для расчета высоты и температуры пролопаузы // *Тр. ГМЦ СССР*. — 1989. — Вып. 305. — С. 98—117.
4. Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика. Ч. 1. — М.: Физматгиз, 1963 г. — С. 174.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоздат, 1986, с. 527—536.
6. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. — Л.: Гидрометеоздат, 1985, с. 152—161.
7. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // *Метеорология и гидрология*. — 2000. — № 7. — С. 5—16.
8. Browning K. A. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development // *Meteorol. Appl.* — 1997. — N 4. — P. 317—324.
9. Georgiev C. G. Quantitative relationship between Meteosat WV data and positive potential vorticity anomalies: a case study over the Mediterranean // *Meteorol. Appl.* — 1999. — N 6. — P. 97—109.
10. Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* — 1985. — N 111. — P. 877—946.
11. Huber-Pock F., Kress Ch. An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products // *Meteorol. Atmos. Phys.* — 1989. — Vol. 40. — N 2. — P. 170—180.
12. Mansfield D. A. The use of potential vorticity as an operational tool // *Meteorol. Appl.* — 1996. — N 3. — P. 195—210.
13. Parfiniewicz J. W. Rapid cyclogenesis over Poland on 28 March 1997 // *Meteorol. Appl.* — 1999. — N 6. — P. 363—370.
14. Prezerakos N. G., Flokas H. A. The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean // *Meteorol. Appl.* — 1996. — N 3. — P. 101—111.
15. Sturtevant J. S. *The Severe Local Storm Forecasting Primer*, 1995, — P. 197. **???Уточните, 1995 — этот год относится к названию или это год выхода работы в свет? Укажите издательство или издающую организацию, и город, в котором работа издана.**

И. Ю. Шалыгина

О СВЯЗЯХ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В МОСКВЕ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

Качественно новые данные непрерывных наблюдений за содержанием малых газовых примесей на автоматизированной сети контроля загрязнения атмосферы (АСКЗА) ГПУ «Мосэкомониторинг» позволили получить представления о сезонных и внутрисуточных особенностях загрязнения воздуха в Москве [2, 4, 7]. Основным источником загрязнения в городе — автотранспорт, на долю которого приходится более 80 % выбросов [1]. В данной статье приведены некоторые результаты оценок воздействия крупномасштабных атмосферных процессов на содержание загрязняющих веществ в приземном воздухе, главная цель которых — выявить информативные метеорологические характеристики, получаемые по данным численных моделей атмосферы, для использования в прогнозе загрязнения городского воздуха.

Исходные данные

В соответствии с уровнями техногенных нагрузок территория Москвы условно разделена на четыре типа [1]. В качестве характеристики загрязнения воздуха в исследованиях использованы данные о среднечасовых концентрациях CO, NO и NO₂ за 2004—2005 гг., полученные по измерениям на семи станциях АСКЗА, из которых:

- две — примагистрального типа с самым высоким уровнем техногенных нагрузок (Сухаревская площадь, ул. Народного ополчения);
- четыре — смешанного типа, находящиеся под воздействием различных антропогенных источников (улицы Бутлерова, Вернадского, Толбухина и Долгопрудная);
- одна — фоновая (район МГУ).

В анализе использована также рассчитанная по данным станций смешанного типа средняя концентрация CO и NO₂, как сглаживающая шумы отдельных станций.

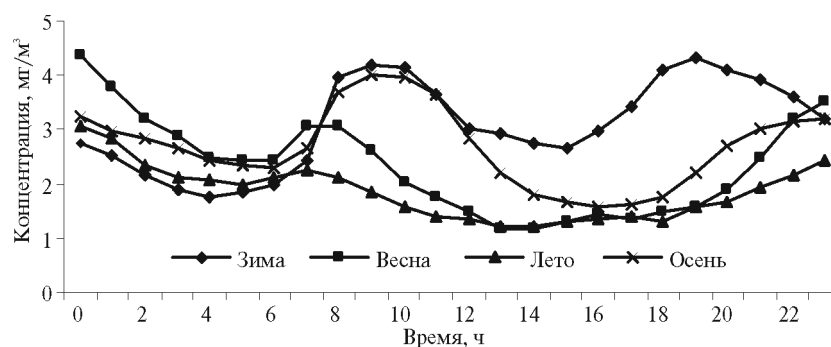
Характеристики крупномасштабного состояния атмосферы над Москвой получены по данным реанализа NCEP с горизонтальным разрешением 2,5 × 2,5 км [5, 6] для четырех сроков (0, 6, 12 и 18 ч ВСВ) каждого дня периода 2004—2005 гг.

Рассмотрены следующие параметры:

- температура на изобарической поверхности (и. п.) 1000 и 925 гПа,
- относительная высота и. п. 1000 и 925 гПа,
- разность значений температуры слоя 1000—925 гПа,
- обложные и конвективные осадки,
- высота геопотенциальной поверхности 925 гПа,
- скорость и направление ветра на поверхности 925 гПа,
- дефицит насыщения на поверхности 925 гПа,
- изменения температуры за 12 ч на поверхности 925 гПа,
- лапласианы геопотенциала высоты и температуры на поверхности 925 гПа.

В первом приближении сделаны предположения о прямом воздействии атмосферных процессов на колебания уровня загрязнения приземного воздуха. Для анализа сформированы ряды среднечасовых концентраций с соответствующей данным реанализа дискретностью 6 ч. При этом приняты во внимание особенности внутрисуточной изменчивости загрязняющих примесей (ЗП) и опережающее воздействие метеорологических условий.

Средние концентрации рассчитаны для сроков 4, 10, 16 и 22 ч и приближены к экстремумам в суточном ходе концентраций CO и NO₂. Так, примерно на 4 и 16 ч приходятся минимумы в суточном ходе концентраций, а в среднем за год около 10 и 22 ч наблюдаются суточные максимумы. На рисунке приведены сезонные типовые суточные изменения CO, обусловленные внутрисуточной изменчивостью выбросов и метеорологическими условиями рассеивания, которые получены по измерениям в 2005 г. в условиях ослабленного рассеивания примесей, т. е. при



Суточный ход среднечасовых концентраций CO на станциях примагистрального типа

неблагоприятных метеорологических условиях (НМУ). При интенсивном рассеивании суточный ход концентраций ЗП в приземном воздухе выражен слабо и экстремумы на пониженном фоне могут смещаться относительно среднесезонного профиля.

С учетом ярко выраженных сезонных особенностей внутрисуточной изменчивости ЗП при анализе данных использовано разделение на два сезона:

- 1) теплый (апрель—октябрь),
- 2) холодный (ноябрь—март).

Взаимная корреляция концентраций загрязняющих примесей

В таблице приведены результаты кросскорреляционного анализа среднечасовых концентраций CO, NO и NO₂ на станции смешанного типа (ул. Толбухина) в 2005 г. Наибольшие коэффициенты корреляции (*R*) в основном проявляются в синхронных связях. Самые высокие значения *R* во все сезоны получены для пары CO и NO (*R* = 0,91...0,96), которые являются первичными выбросами. Зависимость вторичного загрязнения NO₂ от первичных выбросов NO имеет сезонную характеристику, но, очевидно, она определяется различными факторами. Более выражены прямые связи NO₂ не с предшественником (NO), а с CO, в чем, видимо, отражаются общие закономерности вариаций этих примесей под влиянием метеорологических факторов. Аналогичный ана-

Корреляция среднечасовых концентрации CO с концентрациями NO, NO₂ и NO/NO₂, а также концентрации NO с концентрацией NO₂ на станции смешанного типа

Временной сдвиг, ч	NO	NO ₂	NO/NO ₂	NO с NO ₂	Временной сдвиг, ч	NO	NO ₂	NO/NO ₂	NO с NO ₂
З и м а					Л е т о				
-2	0,79	0,61	0,75	0,57	-2	0,57	0,50	0,33	0,40
-1	0,88	0,66	0,83	0,62	-1	0,76	0,57	0,45	0,41
0	0,96	0,72	0,87	0,67	0	0,91	0,58	0,56	0,38
1	0,89	0,69	0,81	0,64	1	0,80	0,50	0,50	0,30
2	0,80	0,63	0,73	0,60	2	0,64	0,38	0,42	0,20
В е с н а					О с е н ь				
-2	0,49	0,57	0,45	0,49	-2	0,63	0,31	0,38	0,23
-1	0,70	0,69	0,66	0,58	-1	0,82	0,34	0,48	0,23
0	0,90	0,77	0,83	0,66	0	0,96	0,36	0,53	0,24
1	0,72	0,68	0,68	0,56	1	0,83	0,39	0,42	0,25
2	0,52	0,55	0,49	0,45	2	0,64	0,36	0,33	0,24

лиз данных измерений на станциях примагистрального типа показал схожие результаты.

Наличие тесной связи между CO и изменчивостью NO, а также более высокие коэффициенты корреляции между CO и NO₂ позволяют использовать для исследования воздействия метеорологических факторов на загрязнение воздуха именно концентрации CO и NO₂.

Обсуждение результатов

Цель наших исследований — выявить метеорологические факторы, влияющие на содержание ЗП в приземном воздухе. В качестве объективной комплексной характеристики метеорологических условий использован предложенный Р. Б. Зариповым, сотрудником Гидрометцентра России, параметр ARi_B — некий аналог объемного числа Ричардсона [3]. Этот безразмерный показатель рассчитывается следующим образом:

$$ARi_B = g \operatorname{grad} \theta \frac{2}{\theta_{1000} + \theta_{925}} \left(\frac{H_{925} + H_{1000}}{V_{925}} \right)^2.$$

где g — гравитационная постоянная, H_{925} и H_{1000} — высота изобарических поверхностей 925 и 1000 гПа соответственно, θ_{925} и θ_{1000} — потенциальная температура на уровнях 925 и 1000 гПа соответственно, W_{925} — скорость ветра на и. п. 925 гПа.

Параметр ARi_B значительно отличается от собственно числа Ричардсона, служащего мерой кинетической энергии турбулентности, но его использование — оценка возможности применения комплексной характеристики состояния атмосферного пограничного слоя (АПС), которая рассчитывается по данным численных моделей атмосферы.

В первом приближении путем корреляционного анализа проведены оценки связей между концентрациями ЗП и метеорологическими характеристиками для теплого и холодного периодов на общей выборке (без разделения на отдельные сроки).

В теплый период (без разделения на сроки) статистически значимых показателей связи ЗП с метеорологическими параметрами не установлено (как следствие ярко выраженных внутрисуточных изменений содержания ЗП в городском воздухе). Лучшие, но невысокие коэффициенты корреляции получены между среднечасовой концентрацией CO и W_{925} ($R = -0,31 \dots -0,35$), а также между среднечасовой концентрацией CO и ARi_B ($R = 0,23 \dots 0,30$). Для остальных метеорологических параметров значимых связей с ЗП не установлено.

В холодный сезон (без разделения на сроки) показатели связи также невысокие, но более выражены, чем в теплый сезон. Лучшие связи получены также для CO с W_{925} ($R = -0,34...-0,39$). Для станций, удаленных от прямых источников выбросов, коэффициент корреляция CO и ARi_B составил порядка 0,30—0,36.

Кросскорреляционный анализ данных в теплый сезон показал небольшое увеличение коэффициентов корреляции между средними часовыми концентрациями CO и метеорологическими параметрами при сдвиге на 6 ч, что указывает на то, что содержание CO зависит от предшествующего в ближайшие часы состояния атмосферы (при сдвиге на большие сроки показатели корреляции снижались). Получено, что концентрация NO₂ не имеет асинхронной зависимости от метеоусловий, что, очевидно, связано с активностью химических преобразований оксидов азота в теплый сезон. В холодный период, напротив, для NO₂ наблюдаются некоторые улучшения связей с предшествующими метеоусловиями, а для CO такого эффекта не отмечено.

Таким образом, на общей выборке (без разделения данных на характерные сроки) наиболее «значимый» регрессор — скорость ветра в АПС. Низкие показатели связей CO и NO₂ с метеорологическими параметрами указывают на необходимость учета специфики внутрисуточной изменчивости ЗП при изучении воздействия атмосферных процессов на содержание малых газовых примесей. Последующий анализ данных в отдельные сроки показал эффективность такого подхода.

Как уже отмечено, сформированные для анализа «срочные» выборки ЗП приближены к данным реанализа и близки к суточным экстремумам концентраций CO и NO₂ (минимумы в 4 и 16 ч, максимумы — в 10 и 22 ч). Далее при анализе срочных данных ЗП использованы следующие термины:

- ночные (срок 4 ч),
- утренние (срок 10 ч),
- дневные (срок 16 ч),
- вечерние (срок 22 ч).

Н о ч ь . Теплый сезон. Оценка данных, наблюдавшихся в ночные сроки, показала существенное улучшение показателей связей для обоих веществ со всеми метеорологическими параметрами. На станциях смешанного типа между CO и скоростью ветра коэффициенты корреляции увеличились примерно до $-0,5$ ($R = -0,48...-0,53$), на станциях примагистрального типа $R = -0,41...-0,44$. Самые высокие коэффициенты корреляции получены для CO и ARi_B на станциях смешанного типа ($R = 0,51...0,60$) и на станциях примагистрального типа, находящихся под прямым воздействием выбросов ($R = 0,43...0,49$). В теплый сезон

заметнее зависимость CO от температуры ($R = 0,20 \dots 0,36$ на и. п. 1000 гПа, а на и. п. 925 гПа R увеличился до 0,43).

При анализе зависимости ночного содержания NO_2 от метеорологических параметров значительного улучшения коэффициентов корреляции не отмечено. Как и в общей выборке, наиболее значимый фактор — W_{925} (R возрос до $-0,42$). Очевидно, содержание этого загрязнителя в приземном воздухе ночью в большей степени определяется первичными выбросами NO_2 и инерцией.

В *холодный сезон* показатели связи заметно возросли лишь для CO и ARi_B на станциях смешанного ($R = 0,43 \dots 0,57$) и примагистрального ($R = 0,29 \dots 0,37$) типов. Для W_{925} они изменились мало.

Для NO_2 немного увеличились коэффициенты корреляции с разностью значений температуры в слое 1000—925 гПа и ARi_B , для остальных параметров они изменились мало или возросли не на всех станциях.

У т р о . На период 8—10 ч приходится первый максимум в суточном ходе ЗП. В *теплый сезон* в это время самые существенные изменения состояния нижних слоев атмосферы проявляются в температуре; ветер и другие факторы изменяются значительно меньше, влияя в основном на скорость химических преобразований первичных выбросов во вторичные загрязнители. И именно характеристика термического состояния АПС — разность значений температуры на и. п. 1000 и 925 гПа — для утреннего срока оказалась самой значимой в корреляции между ЗП и метеорологическими параметрами (R увеличился до $-0,52$).

В *холодный сезон* содержание CO в утренние сроки, как и ночью, зависит от состояния нижних слоев атмосферы. Самые высокие коэффициенты корреляции получены для комплексного показателя — параметра ARi_B ($R = 0,42 \dots 0,5$), а также для W_{925} (в среднем R увеличился до $-0,41$), геопотенциала и дефицита насыщения на и. п. 925 гПа (R увеличился до 0,42). Содержание NO_2 в утренние часы, как и ночью, мало зависит от текущего состояния АПС.

Д е н ь . В *теплый сезон* на часы после полудня в суточном ходе концентраций приходится дневной минимум, обусловленный в первую очередь интенсивной конвекцией в максимально развитом слое перемешивания. Конвекция по своему воздействию на ЗП преобладает над всеми другими метеорологическими параметрами и обеспечивает незначительную межсуточную изменчивость концентраций ЗП (CO , NO_2 , NO) в этот период суток. Имеющиеся отдельные «выбросы» в рядах данных в послеполуденные сроки случайны и не связаны с определенными метеорологическими условиями. Полученные слабые корреляции ЗП с метеорологическими параметрами подтверждают нецелесообразность использования линейных регрессоров для описания содержания ЗП в послеполуденные часы.

В *холодный сезон* в типовом суточном ходе ЗП в послеполуденные часы наблюдается лишь незначительное снижение уровня ЗП в приземном воздухе. Это отличие от суточного хода ЗП в теплый сезон нашло отражение в корреляции ЗП с метеорологическими параметрами. Коэффициенты корреляции оказались близки к полученным для утренних сроков, а между СО и разностью значений температуры на и. п. 1000 и 925 гПа они возросли до $-0,5$, что выше, чем для всех других сроков.

В *е ч е р*. На вечерние часы приходится второй суточный максимум загрязнения приземного воздуха, обусловленный и вечерним пиком автомобильных выбросов, и ослаблением рассеивающих свойств атмосферы. В *холодный сезон* для этого времени суток получены одни из самых высоких показателей связей; коэффициенты корреляции СО с ARi_B составили $0,3-0,57$, с W_{925} — $R = -0,37...-0,52$, с дефицитом насыщения и геопотенциалом на и. п. 925 гПа они возросли до $0,41$.

В *теплый сезон* коэффициенты корреляции между вечерними концентрациями СО и метеорологическими параметрами оказались близкими к полученным для ночных условий; наиболее выражены связи между СО и ARi_B , СО и W_{925} ; до $0,43$ увеличились коэффициенты корреляции с дефицитом насыщения и. п. 925 гПа.

Как один из способов устранения погрешностей за счет применения простой корреляции проведены численные эксперименты по устранению влияния нелинейности связей путем логарифмирования переменных корреляции. Предварительный анализ показал, что натуральный логарифм используемых для анализа концентраций СО и NO_2 значительно ближе к нормальному закону распределения. Проведенные логарифмические преобразования рассматриваемых величин позволили повысить значения коэффициентов корреляции в среднем на $5-10\%$ в целом для сезона, а также для отдельных сроков, за исключением послеполуденного срока в теплый сезон. В дальнейших исследованиях планируется рассмотреть и другие способы линеаризации данных для получения объективных регрессионных зависимостей загрязнения городского воздуха и характеристик метеорологических условий рассеивания.

Основные выводы

Впервые для изучения воздействия крупномасштабных атмосферных процессов на загрязнение городского воздуха использованы данные реанализа совместно с данными автоматических непрерывных измерений концентраций ЗП на семи станциях АСКЗА «Мосэкомониторинг» Москвы. В результате сделаны следующие выводы.

1. При помощи корреляционного анализа проведены оценки воздействия метеорологических факторов на формирование внутрисуточных изменений концентраций ЗП (имеющих сезонные особенности) в приземном воздухе. Целесообразно и эффективно использовать такие оценки для данных наблюдений, приближенных к внутрисуточным экстремумам загрязнения воздуха;

2. Среди других ЗП концентрация СО — лучший индикатор воздействия крупномасштабных атмосферных процессов, что, с одной стороны, отражает индивидуальные свойства этого вещества, а с другой, — дает основания использовать СО в качестве главного маркера общего загрязнения воздуха;

3. Использование данных о средней концентрации (СО, NO₂) для однотипных территорий в целом приводит к получению более высоких (по сравнению с отдельной станцией) показателей связи с метеорологическими параметрами. Это позволяет при разработке прогноза загрязнения воздуха в городе использовать данные не отдельных станций, а станций определенных (двух—четырех) типов;

4. Выявлены наиболее информативные метеорологические параметры крупномасштабного состояния атмосферы для включения в уравнения — предсказатели загрязнения воздуха в Москве с использованием данных численных моделей атмосферы:

- число ARi_B (комплексная характеристика метеоусловий) — максимальные коэффициенты корреляции $R = 0,5...0,6$,
- скорость ветра на и. п. 925 гПа — $R = -0,5...-0,56$,
- разность значений температуры в слое 1000—925 гПа — $R = -0,48...-0,52$,
- геопотенциал и. п. 925 гПа — $R = 0,41...0,45$.

5. Исследования вида распределения рассматриваемых величин показали, что линейное преобразование анализируемых переменных может заметно улучшить полученные результаты.

Автор выражает благодарность за предоставленные данные ГПУ «Мосэкомониторинг». Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 05—0 5—65288-а, 05—0 5—0 8018-офи_а, 06—0 5—64104.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бюллетень о загрязнении воздушной среды города Москвы за 2004 год. — М.: Изд. ГПУ «Мосэкомониторинг», 2005. — 48 с.
2. Горчаков Г. И., Семутникова Е. Г., Зоткин Е. В., Карпов А. В. и др. Вариации газовых компонент загрязнения в воздушном бассейне г. Москвы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2006. — Т. 42, № 2. — С. 1—15.

3. Замай С. С., Якубайлик О. Э. Модели оценки и прогноза загрязнения атмосферы промышленными выбросами в информационно-аналитической системе природоохранных служб крупного города. Учебное пособие. Красноярск, 1998.

4. Шалыгина И. Ю. Согласование классификации метеорологических условий с данными загрязнения воздуха // X Всерос. конф. молодых ученых «Состав атмосферы. Климатические эффекты. Атмосферное электричество». — Москва, 2006. С. 26—35.

5. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. — 1996. — N 3, Vol. 77. — P. 437—471.

6. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woolen J., Yang S-K. et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bull. Amer. Meteor. Soc. — 2002. — N 11, Vol. 82. — P. 1631—1643.

7. Shalygina I. Yu. Validated classifications of meteorological conditions on data of air pollution in Moscow // Intern. conf. on environmental observations, modeling and informational systems «ENVIROMIS 2006». — Tomsk, 2006. — P. 69.

М. И. Нахаев, И. Н. Кузнецова, М. Н. Хайкин

**СРЕДНЕГОДОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ТЕРМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ
В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ГОРОДА
ПО ДАННЫМ МИКРОВОЛНОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ**

Введение

Наиболее полные данные о вертикальном распределении метеорологических величин в пограничном слое атмосферы (ПСА) получены по наблюдениям на высотных метеорологических мачтах. В работе [1] проанализированы многолетние данные этих наблюдений в г. Обнинске, там же приведены некоторые обобщения наблюдений на телебашне «Останкино» в Москве.

Более ранние оценки градиентных наблюдений в ПСА сделаны по данным радиозондирования, основным недостатком этого метода является ограниченное количество измерений в ПСА [7].

Результаты многочисленных зарубежных исследований климатов ПСА приведены в монографии [8].

Начатые с 2000 г. в московском регионе измерения профилей температуры в нижних слоях при помощи разработанного в Центральной аэрологической обсерватории метеорологического температурного профиломера МТП-5 позволили получить длительные ряды наблюдений [3]. Физической основой метода микроволновых измерений температуры в нижнем 600-метровом слое при помощи приборов МТП-5 является дистанционное измерение теплового излучения атмосферы в центре полосы поглощения молекулярного кислорода ($\nu = 60$ ГГц), интенсивность которого зависит от распределения термодинамической температуры в измеряемом слое [11].

Мониторинг термического состояния ПСА по данным дистанционного измерения профилей температуры в нижних слоях приборами МТП-5 позволяет изучать особенности ПСА в различном временном масштабе, в том числе получать сезонные и внутрисуточные характеристики. Первые результаты отечественных уникальных наблюдений описаны в работах [2, 4, 6, 12]. В данной работе обсуждены некоторые результаты анализа изменчивости среднегодовых температурных характеристик ПСА в московском мегаполисе, в городах Нижний Новгород и Красноярск.

Исходные данные

По данным микроволновых измерений профилей температуры в 2004—2005 гг. в Москве и ее пригороде Долгопрудном, а также в Нижнем Новгороде и Красноярске рассчитаны среднечасовая температура $T_h(t_i)$ и ее вертикальные градиенты $G_H(t_i)$ в слоях 0—100, 0—200, 0—300, 0—400, 0—500 и 0—600 м по следующей формуле:

$$G_H(t_i) = [T_0(t_i) - T_h(t_i)] / (0,01h), \quad (1)$$

где $G_H(t_i)$ — вертикальный градиент, °С/100 м; $i = 0, 1, 2, \dots, 23$ — номер часа; $t_i = 0$ ч 30 мин; 1 ч 30 мин; 2 ч 30 мин, ..., 23 ч 30 мин — срок измерения; $T_h(t_i)$ — средняя температура в i -й час на высоте h , $h = 100, 200, 300, 400, 500$ и 600 м.

За весь период наблюдений, т. е. за два года рассчитаны средние значения вертикальных градиентов $\langle G_H(t_i) \rangle_M$, $\langle G_H(t_i) \rangle_D$, $\langle G_H(t_i) \rangle_N$ и $\langle G_H(t_i) \rangle_K$ для Москвы, Долгопрудного, Нижнего Новгорода и Красноярска соответственно.

Для описания особенностей термической устойчивости ПСА в московском мегаполисе рассчитаны разности вертикальных градиентов между центром Москвы и пригородом (Долгопрудным):

$$\Delta \langle G_H(t_i) \rangle = \langle G_H(t_i) \rangle_M - \langle G_H(t_i) \rangle_D. \quad (2)$$

Обсуждение результатов

Предварительный анализ среднемесячных термических характеристик показал, что аномалии атмосферной циркуляции в отдельные месяцы могут вносить заметные коррективы в типовой суточный ход стратификации температуры в ПСА. С учетом недостаточной продолжительность имеющихся во всех городах рядов наблюдений (2 года) поставлена задача: получить представления об отличительных чертах термического состояния нижних слоев атмосферы в целом за 2 года в трех крупных городах России. В табл. 1 приведены средние за весь период наблюдений внутрисуточные изменения вертикальных градиентов температуры по данным дистанционных наблюдений в Москве, Красноярске и Нижнем Новгороде. В табл. 1 также приведены минимальные и максимальные градиенты и рассчитанные для каждого слоя среднеквадратические отклонения (СКО) за сутки.

Среднегодовые вертикальные

Время суток, ч	Москва						Крас	
	Слой,							
	100	200	300	400	500	600	100	200
0	0,89	0,83	0,76	0,69	0,64	0,62	0,21	0,15
1	0,85	0,77	0,70	0,63	0,59	0,57	0,11	0,06
2	0,85	0,73	0,65	0,58	0,55	0,53	0,05	-0,01
3	0,83	0,70	0,61	0,54	0,51	0,49	-0,02	-0,09
4	0,80	0,64	0,56	0,49	0,46	0,45	-0,06	-0,13
5	0,80	0,62	0,53	0,47	0,43	0,43	-0,09	-0,17
6	0,85	0,64	0,53	0,46	0,43	0,42	-0,06	-0,17
7	0,99	0,73	0,60	0,51	0,46	0,45	0,09	-0,08
8	1,20	0,90	0,73	0,62	0,56	0,53	0,36	0,12
9	1,42	1,09	0,92	0,78	0,69	0,65	0,71	0,37
10	1,57	1,27	1,07	0,91	0,81	0,75	1,01	0,61
11	1,67	1,38	1,18	1,02	0,91	0,85	1,30	0,87
12	1,74	1,46	1,27	1,10	0,98	0,92	1,51	1,07
13	1,76	1,50	1,32	1,14	1,03	0,97	1,62	1,20
14	1,77	1,52	1,34	1,17	1,05	0,99	1,62	1,23
15	1,75	1,51	1,34	1,17	1,06	1,00	1,55	1,20
16	1,71	1,49	1,33	1,16	1,05	0,99	1,42	1,14
17	1,63	1,44	1,29	1,14	1,03	0,97	1,26	1,04
18	1,55	1,37	1,23	1,09	0,99	0,94	1,11	0,94
19	1,40	1,27	1,16	1,03	0,94	0,89	0,95	0,83
20	1,23	1,15	1,06	0,95	0,88	0,84	0,79	0,70
21	1,07	1,04	0,97	0,88	0,81	0,78	0,60	0,55
22	0,99	0,96	0,89	0,80	0,75	0,72	0,44	0,40
23	0,95	0,89	0,83	0,75	0,70	0,67	0,31	0,27
Минимум	0,80	0,62	0,53	0,46	0,43	0,42	-0,09	0,17
Максимум	1,77	1,52	1,34	1,17	1,06	1,00	1,62	1,23
СКО	0,38	0,33	0,30	0,26	0,23	0,21	0,61	0,50

Примечание. Выделены жирным шрифтом градиенты, превышающие 0,6 °С/100 м,

В Москве измерения профилей температуры атмосферы прибором МТП-5 проводились в центре города — в районе Красной Пресни. В течение суток средние вертикальные градиенты температуры нижнего 600-метрового слоя изменяются от 0,42 до 1,77°С/100 м (см. табл. 1), т. е. средний вертикальный градиент во всех слоях в центре Москвы не опускался ниже 0,42°С/100 м. Замечено, что отношение максимального за сутки вертикального градиента к минимальному в любом из рассматриваемых слоев почти постоянно (меняется от 2,2 до 2,5).

Как и следовало ожидать [7, 8], наибольшая изменчивость температуры и соответственно вертикального градиента отмечена в нижнем 100-метровом слое. В течение 15 ч (с 8 до 22 ч) средний градиент темпе-

Таблица 1

градиенты температуры, °С/100 м									
ноябрьск				Нижний Новгород					
м									
300	400	500	600	100	200	300	400	500	600
0,16	0,16	0,19	0,24	0,06	0,13	0,20	0,23	0,27	0,32
0,07	0,09	0,13	0,18	0,01	0,07	0,14	0,18	0,23	0,28
0,01	0,03	0,07	0,13	-0,06	0,01	0,09	0,14	0,20	0,25
-0,06	-0,03	0,02	0,08	-0,12	-0,04	0,04	0,10	0,16	0,22
-0,11	-0,07	-0,02	0,04	-0,14	-0,06	0,02	0,08	0,14	0,21
-0,15	-0,11	-0,05	0,01	-0,14	-0,08	0,00	0,07	0,13	0,19
-0,16	-0,12	-0,07	0,00	-0,15	-0,11	-0,03	0,03	0,09	0,16
-0,10	-0,08	-0,04	0,02	-0,05	-0,05	0,00	0,05	0,11	0,17
0,05	0,03	0,05	0,10	0,14	0,06	0,08	0,11	0,15	0,20
0,25	0,19	0,18	0,21	0,38	0,26	0,23	0,23	0,25	0,29
0,45	0,36	0,33	0,33	0,58	0,44	0,39	0,36	0,36	0,39
0,68	0,55	0,49	0,49	0,73	0,58	0,52	0,47	0,46	0,48
0,86	0,71	0,63	0,61	0,84	0,69	0,62	0,57	0,55	0,55
0,99	0,82	0,74	0,70	0,89	0,76	0,69	0,63	0,61	0,61
1,03	0,87	0,78	0,75	0,90	0,79	0,72	0,67	0,64	0,64
1,03	0,87	0,79	0,76	0,87	0,77	0,72	0,67	0,65	0,65
0,99	0,85	0,78	0,75	0,80	0,73	0,69	0,65	0,63	0,64
0,92	0,79	0,73	0,71	0,72	0,67	0,64	0,61	0,60	0,61
0,84	0,73	0,68	0,67	0,63	0,59	0,59	0,56	0,56	0,58
0,76	0,67	0,63	0,62	0,55	0,53	0,53	0,52	0,52	0,54
0,65	0,58	0,55	0,55	0,48	0,47	0,48	0,47	0,48	0,50
0,52	0,47	0,46	0,48	0,34	0,37	0,40	0,41	0,43	0,46
0,40	0,37	0,37	0,40	0,25	0,28	0,32	0,35	0,38	0,41
0,27	0,26	0,28	0,31	0,15	0,20	0,26	0,29	0,33	0,38
-0,16	0,1	0,00	0,00	-0,15	-0,11	-0,03	0,03	0,09	0,16
1,03	0,87	0,79	0,76	0,90	0,79	0,72	0,67	0,65	0,65
0,43	0,36	0,31	0,27	0,38	0,32	0,27	0,22	0,19	0,17

курсивом – меньше 0 °С/100 м.

ратуры в этом слое больше сухоадиабатического. Термически неустойчивым нижний 300-метровый слой остается почти 12 ч (с 10 до 21 ч), а весь 600-метровый слой — с 14 до 16 ч (пик неустойчивости). Отсюда устойчивым, точнее слабоустойчивым [1], ПСА в городе остается лишь треть суток; большую часть преобладают благоприятные условия для интенсивного перемешивания и турбулентного обмена и, следовательно, рассеивания вредных примесей в приземном слое атмосферы.

Смена знака изменений вертикальных градиентов (переход от ночного уменьшения к дневному росту градиентов) в нижнем 300-метровом слое в центре Москвы происходит в среднем около 6—7 ч утра. В слое 400—600 м эти перемены запаздывают примерно на 1 ч.

После периода активной конвекции, обусловленной в первую очередь, прогревом подстилающей поверхности, процессы перемешивания в вечернее и ночное время в центре московского мегаполиса лишь ослабевают. Аккумулированная городскими строениями и дорожными покрытиями теплота продолжает поддерживать генерацию турбулентности, на что указывают вертикальные градиенты вечером и в ночное время, а также отсутствие отрицательных градиентов (т. е. инверсионного профиля) температуры.

Отметим, что городской остров теплоты (ГОТ) начинает формироваться (с 21—22 ч) в термически квазиоднородном состоянии — почти с одинаковыми вертикальными градиентами в нижних слоях разной толщины. Медленное остывание ГОТ сопровождается термическим «расслоением» городского ПСА, а по мере ночного истощения/уменьшения запасов городской теплоты перемешанным остается относительно тонкий 100—200-метровый слой атмосферы. Таким образом, получены новые представления о внутрисуточной динамике термического поля в нижних слоях городской атмосферы.

Суммарный вклад большого города в термический режим ПСА оценен по разности вертикальных градиентов температуры между центром Москвы и пригородом. Внутрисуточные изменения разности для различных слоев атмосферы приведены в табл. 2, а изоплеты разностей показаны на рисунке. Как следует из табл. 2 и рисунка, во всем 600-метровом слое изменения $\Delta \langle G_H(t_i) \rangle$ находятся в области положительных значений, т. е. городской ПСА термически более неустойчив, чем невозмущенная атмосфера окрестностей. Различия вертикальных градиентов температуры «город—пригород» максимальны в нижнем 100-метровом слое. Вечером и ночью часы разность может достигать $1,24^\circ\text{C}/100\text{ м}$. После полудня (12—16 ч) интенсивное перемешивание (одинаковое по природе и в городе, и за городом) приводит к размыванию различий системы «город—пригород» и к сближению вертикальных градиентов температуры. В это время в климатическом выражении различия между температурой приземного воздуха в центре и на окраине большого города незначительны (редко превышают 2°C) [5, 9, 10]; значение $\Delta \langle G_H(t_i) \rangle$ становится минимальным во всем 600-метровом слое и не превышает $0,25^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Резкое уменьшение различий в распределении температуры в ПСА свидетельствует о том, что процессы турбулентного перемешивания днем оказывают значительное влияние на формирование термической структуры ПСА на фоне специфического теплового воздействия большого города. Наличие последнего перманентно действующего фактора в московском мегаполисе косвенно подтверждают результаты, полученные по наблюдениям в Красноярске.

Таблица 2

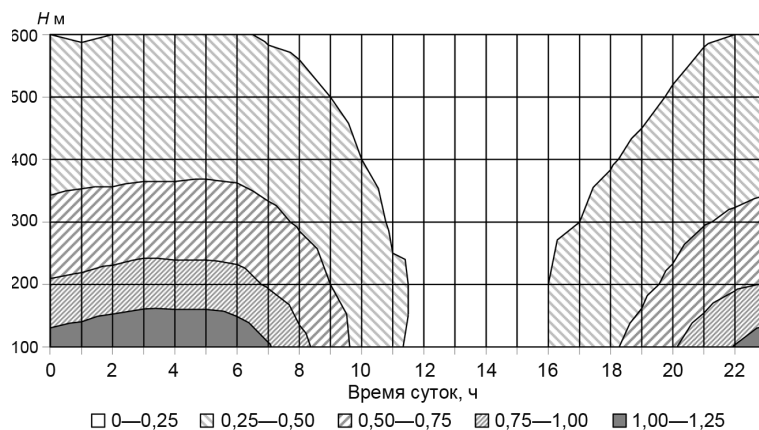
**Разность среднегодовых вертикальных градиентов температуры
между центром Москвы и Долгопрудным, °С/100 м**

Время суток, ч	Слой, м					
	100	200	300	400	500	600
0	1,10	0,77	0,56	0,42	0,32	0,25
1	1,14	0,79	0,58	0,43	0,32	0,24
2	1,20	0,82	0,59	0,43	0,33	0,25
3	1,23	0,85	0,61	0,44	0,34	0,26
4	1,24	0,84	0,61	0,44	0,33	0,26
5	1,24	0,84	0,61	0,45	0,33	0,26
6	1,17	0,82	0,60	0,44	0,33	0,26
7	1,02	0,73	0,55	0,40	0,30	0,24
8	0,82	0,62	0,48	0,36	0,28	0,23
9	0,63	0,50	0,41	0,32	0,25	0,20
10	0,42	0,38	0,32	0,25	0,20	0,16
11	0,27	0,27	0,23	0,19	0,16	0,13
12	0,21	0,23	0,22	0,18	0,14	0,13
13	0,16	0,21	0,20	0,16	0,14	0,12
14	0,15	0,20	0,19	0,16	0,13	0,11
15	0,17	0,20	0,19	0,16	0,13	0,12
16	0,25	0,25	0,23	0,18	0,14	0,12
17	0,32	0,30	0,25	0,21	0,16	0,13
18	0,47	0,37	0,30	0,24	0,19	0,15
19	0,58	0,45	0,36	0,28	0,22	0,17
20	0,73	0,54	0,42	0,32	0,26	0,21
21	0,88	0,64	0,49	0,38	0,29	0,24
22	1,01	0,72	0,53	0,40	0,31	0,25
23	1,12	0,76	0,56	0,42	0,32	0,25

Примечание. Выделены жирным шрифтом минимальные разности градиентов в слое.

В Красноярске профилемер МТП-5 установлен в центре города на расстоянии примерно 800 м от берега Енисея. Если в центре Москвы внутрисуточные изменения вертикального градиента температуры нижнего 100-метрового слоя не более 1 °С (табл. 1), то в Красноярске эти изменения достигают 1,71 °С. Внутрисуточная изменчивость температурного градиента (СКО) во всех слоях в Красноярске также больше, чем в Москве. С высотой СКО уменьшается с 1,6 до 1,3. Это свидетельствует о большей стабильности температурного режима в московском мегаполисе и высокой внутрисуточной изменчивости в Красноярске.

Со второй половины ночи (2—3 ч) и до утра (7—8 ч) в нижнем 500-метровом слое в среднем за год наблюдается сильная устойчивость



Изоплеты разности средних вертикальных градиентов температуры, °С/100 м.

атмосферы (отмечены отрицательные градиенты температуры воздуха, до $-0,17$ °С/100 м). Причем 200—300-метровый слой более устойчив, чем приземный, что указывает на существование источника теплоты, оказывающего «сопротивление» радиационному выхолаживанию. Таким источником может быть не только ГОТ, но и водная поверхность протекающего через весь город Енисея.

В отличие от Москвы, в Красноярске сухоадиабатические и превышающие их градиенты температуры формируются лишь в нижнем 300-метровом слое:

- в слое 0—300 м — в период с 13 до 16 ч,
- в слое 0—100 м — с 9 до 18 ч (за 9 ч, что на 6 ч меньше, чем в Москве).

Поскольку в Красноярске (примерно на одной широте с Москвой) термическая неустойчивость охватывает слой как минимум на 300 м меньше, чем в Москве, можно утверждать, что в московском мегаполисе на формирование городского ПСА влияют не только размеры города, но и плотность, и высотность застройки, существенно большие площади дорожных покрытий, а также значительно меньшая поверхность водных объектов.

Влияние водных объектов на термический режим ПСА неоспоримо, но у нас нет количественных оценок таких эффектов в масштабе большого города. Тем не менее некоторые выводы можно сделать при сравнении однородных рядов в трех рассматриваемых городах.

В Нижнем Новгороде профилимер МТП-5 расположен на расстоянии примерно 900 м от правого берега Оки, в одной из самых высоких

точек нагорной части города. На севере на расстоянии примерно 5 км Ока впадает в Волгу, которая огибает город с востока на расстоянии примерно 9 км от места установки МТП-5.

Как показали расчеты, максимальный средний вертикальный градиент температуры в Нижнем Новгороде равен $0,9 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, т. е., не более $0,98 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ (значение сухоадиабатического градиента). В этом состоит самое существенное отличие распределения температуры от такового в Москве и Красноярске.

Внутрисуточные изменения вертикального градиента температуры нижнего 100-метрового слоя составляют $1,05 \text{ }^\circ\text{C}$ (табл. 1), что немного больше, чем в Москве ($0,97$), и значительно меньше, чем в Красноярске ($1,71$). Внутрисуточная изменчивость (СКО) температурного градиента во всех слоях выше 100 м в Нижнем Новгороде меньше, чем в двух других городах.

На специфический температурный режим ПСА в Нижнем Новгороде указывают возрастающие с увеличением толщины слоя градиенты в период с 21 ч вечера примерно до 7 ч утра (в Москве наблюдается противоположная картина). Так, например, в 23 ч в Нижнем Новгороде $G_{100}(23) \geq 0,15 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а $G_{600}(23) \geq 0,38 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Предположим, что испаряющаяся с водного зеркала двух больших рек влага является источником скрытой теплоты в нижних слоях. Возможно, это и является основной причиной специфических особенностей ПСА в Нижнем Новгороде, во всяком случае, в районе функционирования прибора МТП-5. Конечно, деформации структуры ПСА способствуют и местные ветры, формирующиеся за счет большого перепада высот в береговой зоне. Но чтобы сделать уверенные выводы, не достает данных о профилях ветра и влажности.

Помимо отмеченных особенностей в Нижнем Новгороде нижние слои ПСА становятся термически устойчивыми раньше, чем в Красноярске и сохраняются в таком состоянии дольше. Так, градиент менее $0,6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ отмечается в Нижнем Новгороде с 18 ч до 10 ч утра, а в Красноярске — с 22 ч до 8 ч (продолжительность 16 и 10 ч соответственно). Устойчивость условий с отрицательными градиентами температуры (инверсионный профиль) в Нижнем Новгороде сохраняется на 2 ч дольше, чем в Красноярске.

Не исключено, что выявленные столь явные различия характеристик ПСА в двух расположенных на берегах крупных рек городах обусловлены и различиями в высоте измерений.

Частично ответы на возникающие вопросы дают результаты анализа сезонных характеристик вертикальных профилей температуры, но это находится за рамками настоящей статьи.

Выводы

По данным уникальных микроволновых измерений профилей температуры в нижнем 600-метровом слое атмосферы впервые получены среднегодовые характеристики термической устойчивости ПСА в трех крупных городах России.

Выявлены характерные черты среднегодовых вертикальных градиентов температуры в слоях толщиной от 100 до 600 м и отличительные особенности термической структуры ПСА в центре Москвы, Нижнего Новгорода и Красноярска:

— наиболее сильная деформация термической структуры ПСА наблюдается в Москве; она обусловлена многофакторным воздействием мегаполиса на термический режим нижних слоев атмосферы;

— на ПСА в Красноярске помимо собственно городского воздействия заметное влияние оказывает Енисей;

— ПСА в Нижнем Новгороде не имеет выраженных черт воздействия «большого города». Обнаруженные специфические особенности, вероятно, обусловлены влиянием большой площади речной поверхности и местными циркуляциями над резко неоднородной подстилающей поверхностью.

Донные исследования выполнены при частичной поддержке грантов РФФИ 05—0 5—65288-а, 06—0 5—644427, 06—0 5—64104.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бызова Н. Л. Типовые характеристики нижнего 300-метрового слоя атмосферы по измерениям на высотной мачте. — М.: Гидрометеиздат, 1982. — 69 с.
2. Вязанкин А. С., Вязанкин С. А., Жадин Е. А., Кадыгров Е. Н. Анализ вертикального распределения температуры в пограничном слое атмосферы в пригороде и мегаполисе // Метеорология и гидрология. — 2003. — № 7. — С. 5—12.
3. Кадыгров Н. Е., Крученицкий Г. М., Лыков А. Д. Количественные оценки возмущений, вносимых мегаполисом в поле температуры атмосферного пограничного слоя // Изв. РАН. ФАО. — 2007. — Т. 43, № 1. — С. 1—13.
4. Кадыгров Е. Н., Кузнецова И. Н., Голицин Г. С. Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом: новые результаты на основе дистанционных данных // Докл. РАН. — 2002. — Т. 385, № 4. — С. 541—548.
5. Климат, погода, экология Москвы. — СПб.: Гидрометеиздат, 1995. — 440 с.
6. Кузнецова И. Н., Хайкин М. Н., Кадыгров Е. Н. Влияние городской среды на температуру в пограничном слое атмосферы по данным микроволновых измерений в Москве и окрестностях // Изв. РАН. ФАО. — 2004. — Т. 4, № 5. — С. 678—688.
7. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — С. 265—274.

8. Оке Т. Р. Климаты пограничного слоя. — Л. : Гидрометеиздат, 1982. — 360 с.
9. Рубинштейн К. Г., Гинзбург А. С. Оценки изменения температуры воздуха и количества осадков в крупных городах (на примере Москвы и Нью-Йорка) // Метеорология и гидрология. — 2003. — № 7. — С. 29—39.
10. Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы. — Изд-во Московского ун-та, 2003. — 308 с.
11. Kadyrov E. N., Pick D. R. The potential for temperature retrieval from an angular— scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations // Meteorological Application. — UK, 1998. — P. 393—404
12. Khaikine M. N., Kuznetsova I. N., Kadyrov E. N., Miller E. A. Investigation of temporal-spatial parameters of an urban heat island on the basis of passive microwave remote sensing // Theoretical and Applied Climatology. — 2006. — Vol. 84, N 1—3. — P. 161—169.

Е. Д. Астахова

ПОСТРОЕНИЕ АНСАМБЛЕЙ НАЧАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ДЛЯ СИСТЕМЫ КРАТКО- И СРЕДНЕСРОЧНОГО АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОГОДЫ

Введение

Численные прогнозы погоды всегда имеют ошибки, связанные с неточностью нашего знания о начальном состоянии атмосферы и подстилающей поверхности, определяемом на основе недостаточно подробных (число наблюдений мало по сравнению с числом степеней свободы системы атмосфера—подстилающая поверхность) и нерегулярных в пространстве и времени данных наблюдений, а также с несовершенством применяемых моделей атмосферы. Развитие методов наблюдений и численного моделирования приводит к постепенному уменьшению этих ошибок, однако совсем устранить их невозможно (так, например, данные наблюдений всегда будут содержать инструментальную ошибку, модели всегда будут иметь конечное разрешение).

Так как атмосфера — хаотическая система, и ее динамика описывается нелинейными уравнениями, малые ошибки (возникающие как за счет неточности начальных данных, так и за счет неточности описания физических процессов) при интегрировании модели атмосферы могут быстро возрастать, путем нелинейных взаимодействий распространяться на большие масштабы и, в конечном счете, приводить к потере предсказуемости, что происходит неравномерно в пространстве и во времени. Единственным практическим средством, позволяющим оценить вариации предсказуемости в различных регионах в зависимости от начального состояния атмосферы и дать вероятностный прогноз, отражающий эти вариации [20, 30], является метод ансамблевого прогнозирования, цель которого — описать эволюцию плотности распределения состояний атмосферы во времени как можно точнее.

Применение методов ансамблевого прогнозирования позволяет дать лучшую оценку первого момента распределения состояний атмосферы в будущем (в частности, за счет того, что осреднение по ансамблю позволяет отфильтровать непредсказуемые эффекты в прогнозе), а также оценить моменты более высокого порядка, например, разброс ансамбля прогнозов, который может рассматриваться как индикатор возможной точности прогноза.

Первоначально методы ансамблевого прогнозирования были использованы для того, чтобы учесть неопределенность прогноза, возникающую за счет неточности начальных данных [23, 28]. Однако дальнейшие исследования показали, что при учете только неопределенности начальных условий разброс ансамбля слишком мал (в идеале разброс ансамбля относительно его среднего должен быть статистически согласованным с эволюцией во времени ошибок среднего прогноза) и необходимо учитывать вклад ошибок модели. В настоящее время разработан ряд методов учета неопределенности данных об исходном состоянии атмосферы, а также неопределенностей, связанных с моделью.

Менее разработаны методы учета неопределенности данных о состоянии подстилающей поверхности, которые применяются относительно редко (один из немногих примеров системы ансамблевого прогнозирования, учитывающей неопределенность поверхностных данных — система Метеорологической службы Канады [18]).

В настоящей работе мы остановимся на обсуждении только методов учета неопределенности исходных данных (раздел 1) и продемонстрируем некоторые результаты, полученные в Гидрометцентре России (раздел 2).

1. Методы учета неопределенности исходных данных

1.1. Постановка задачи и история вопроса

В идеале вероятностный прогноз — это описание эволюции плотности распределения вероятности состояний атмосферы при помощи уравнения Лиувилля (уравнения непрерывности для вероятности) [14]. Однако для задач численного прогноза этот метод требует слишком больших расчетов на ЭВМ и не применяется. Приближенно описать эволюцию плотности распределения вероятности различных состояний атмосферы при реальных затратах компьютерных ресурсов можно при помощи метода ансамблевого прогнозирования. При этом производится многократное интегрирование численной модели прогноза вперед, начиная с различных правдоподобных начальных условий, получаемых путем возмущения фактических исходных данных.

Число интегрирований модели (число членов ансамбля) всегда ограничено вычислительными мощностями, поэтому важно выбрать эти возмущения так, чтобы они были оптимальной выборкой из вероятностного распределения ошибок анализа, т. е. чтобы они реально отражали структуру и значения возможных ошибок анализа. Кроме того, поскольку мы рассматриваем прогноз по невозмущенным исходным дан-

ным (контрольный прогноз) как некоторое вполне реальное приближение эволюции состояния атмосферы и хотим, чтобы прогнозы по возмущенным начальным данным тоже давали реальное описание эволюции атмосферы, необходимо, чтобы задаваемые возмущения росли так же быстро, как и ошибки численных прогнозов. Иными словами, ансамбль, основанный на использовании возмущенных исходных данных, должен быть таков, чтобы реальную эволюцию атмосферы можно было рассматривать как его правдоподобный член.

Первоначально Лейс [20], выдвинувший идею ансамблевого прогноза, предложил возмущать начальные условия (анализы) путем добавления малых случайных чисел, используя метод Монте-Карло. Однако оказалось, что требуется несколько часов или дней расчета, чтобы случайные возмущения привели к образованию динамически неустойчивых мод, которые бы росли столь же быстро, как и ошибки прогноза.

Хоффман и Кални [16] предложили метод лагового прогнозирования (LAF¹), основанного на использовании в качестве начальных данных результатов прогнозов с различными заблаговременностями по предыдущим срокам на текущий момент времени. Применение процедуры прогнозирования при генерации возмущений приводит к тому, что LAF-возмущения растут быстрее, чем случайные возмущения. Однако привлечение результатов прогнозов с различной заблаговременностью (а следовательно, с различной точностью) приводит к тому, что более «старые» прогнозы (с большей заблаговременностью) вносят большие возмущения. Частично обойти эту проблему можно, применяя разные веса для разных членов ансамбля [16], либо путем масштабирования LAF-возмущений с учетом заблаговременности прогноза (SLAF²) [13].

Дальнейшее развитие метода лагового прогнозирования предложено Кални и Тотом [19], которые попытались взять в качестве возмущений разницу между краткосрочными прогнозами по предыдущим срокам на текущий момент (SRFD³). Эксперименты Кални и Тота показали, что скорость роста возмущений увеличивается при переходе от метода Монте-Карло к SLAF-методу и от SLAF к SRFD.

Методы лагового прогнозирования до сих пор часто используются в основном в задачах долгосрочного ансамблевого прогнозирования (см., например, работу [3]).

В начале девяностых годов XX столетия было предложено решать задачу построения оптимальной для ансамблевого прогнозирования

¹ LAF — Lagged Average Forecasting.

² SLAF — Scaled Lagged Average Forecasting.

³ SRFD — Short-Range Forecast Difference.

выборки из начального распределения вероятности состояния атмосферы более сложными методами, но также при помощи информации, полученной из прогностической модели [24, 30]. В большинстве случаев авторы пытались построить выборку, которая содержала бы те возможные начальные состояния, применение которых приводит к максимальному разбросу траекторий в фазовом пространстве. Фактически это предполагает не получение оптимальной выборки для начального распределения вероятности, а наличие в этой выборке достаточного числа элементов из крыльев распределения! Однако, как отмечено в работе [25], в ансамблевом прогнозировании обычно разброс ансамбля рассматривается как показатель качества прогноза, и поэтому оказываются необходимыми те члены ансамбля, которые дают максимально возможные расхождения с прогнозом от невозмущенных начальных данных.

Было предложено три основных метода формирования наборов начальных условий для системы ансамблевого прогнозирования, которые наиболее широко применяются в настоящее время:

- 1) бридинг-метод;
- 2) метод, основанный на применении сингулярных векторов модели;
- 3) метод возмущения данных наблюдений.

Первые два метода сфокусированы на динамических характеристиках и основаны на внесении в результаты объективного анализа возмущений, которые будут быстро расти или быстро росли ранее. Третий метод концентрируется на статистических аспектах и основан на введении статистически оправданных возмущений в исходные данные наблюдений. Рассмотрим эти методы подробнее.

1.2. Бридинг-метод

Бридинг-метод или метод выращивания наиболее быстро растущих мод разработан и используется в настоящее время в NCEP¹ [28, 29], также его используют FNMOC², SAWB³, JMA⁴ и др. Этот метод основан на определении тех возможных ошибок анализа (начальных возмущений), которые будут расти наиболее быстро.

¹ National Centers for Environmental Prediction — Национальные центры по защите окружающей среды.

² Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center — Центр по численным метеорологическим и океанографическим прогнозам ВМС США.

³ South African Weather Bureau — Бюро погоды Южной Африки.

⁴ Japan Meteorological Agency — Японское метеорологическое агентство.

Бридинг-метод включает в себя несколько шагов:

1) добавление малых произвольных возмущений к результатам анализа в момент t_0 (или к данным, описывающим любое состояние атмосферы, используемое как исходное, например, к результатам длительного счета модели);

2) интегрирование модели на период $t_1 - t_0$ (не более 1–2 сут), начиная с невозмущенных (контрольных) и возмущенных исходных данных;

3) вычисление разности между контрольным прогнозом (по невозмущенным начальным данным) и возмущенным прогнозом (по возмущенным начальным данным) в момент t_1 ;

4) масштабирование полученного поля разностей, чтобы оно имело ту же норму (например, среднеквадратическое отклонение, полную энергию или кинетическую энергию соленоидального ветра), что и поле исходных возмущений;

5) введение полученного поля возмущений в анализ для срока t_1 ;

6) построение цикла, аналогичного описанному, начиная с момента t_1 и т. д.

Если вести вычисления по приведенной схеме в течение несколько дней (выполнить несколько циклов), то возмущения становятся суперпозицией наиболее быстро растущих мод, соответствующих текущему состоянию атмосферы, и их можно использовать для формирования ансамбля исходных данных.

«Выращенные» возмущения добавляются к контрольному (невозмущенному) анализу и вычитаются из него. Таким образом, каждый бридинг-цикл дает два возмущенных начальных состояния.

Заметим, что начальные возмущения, добавляемые к контрольному анализу в момент t_0 , хотя и произвольны, но все же должны реалистично отражать неопределенность анализа. Требование это связано с нелинейностью уравнений модели. В работе [29] отмечено, что возмущения должны зависеть от значения ошибки анализа (например, амплитуды возмущения должны быть больше над районами, слабо освещенными данными наблюдений). Чтобы добиться этого, предложено ввести некоторую фиксированную для всего глобуса амплитуду возмущения и масштабирующий фактор, зависящий от горизонтальной координаты [29].

Первоначально (в 1992 г.) в системе ансамблевого прогнозирования NCEP использовался только один бридинг-цикл, и сравнительно небольшой (14 членов) ансамбль основывался на использовании бридинг-возмущений, а также прогнозов за сроки, предшествующие рассматриваемому (LAF + бридинг).

Дальнейшие исследования показали, что можно применять несколько бридинг-циклов, определяемых заданием различных начальных возмущений и различающихся за счет нелинейных взаимодействий возмущений, т. е. можно создать большой ансамбль. В последнее время (до конца марта 2007 года) в системе NCEP использовалось 6 независимых бридинг-циклов и ансамбль состоял из 14 членов (12 возмущенных прогнозов и контрольный прогноз с разрешением спектральной модели 126 гармоник, а также прогноз по невозмущенным данным с разрешением 382 гармоник).

Заметим, что в бридинг-цикле эволюция поля возмущений происходит параллельно с эволюцией поля анализа в цикле усвоения данных, что обуславливает определенную аналогию «выращенных» возмущений и «выращенных» в цикле усвоения ошибок анализа. При этом бридинг-возмущения определяются только динамикой системы, а ошибки анализа включают в себя два компонента:

- 1) растущий, связанный с прогностическим полем первого приближения;
- 2) случайный, или стохастический, возникающий за счет случайного шума, содержащегося в данных наблюдений.

В настоящее время бридинг-метод — самый простой метод формирования ансамбля начальных данных и требует меньше всего компьютерных ресурсов. При оперативной работе системы ансамблевого прогноза, основанной на применении бридинг-метода, практически нет накладных расходов, связанных с генерацией возмущений. Ограничен этот метод следующим:

- использованием климатологических фиксированных оценок изменчивости ошибки анализа (при масштабировании возмущений),
- отсутствием ортогонализации выращенных возмущений.

1.3. Метод сингулярных векторов

Метод сингулярных векторов разработан в ECMWF¹ [12, 23] и используется в настоящее время в ECMWF, JMA и др.

В соответствии с работой [22], в этом методе рассчитываются те возмущения (т. е. те возможные ошибки в начальном состоянии), которые, в приближении линейной динамики, будут расти сильнее всего в первые часы и дни прогноза [11]. Ансамбль начальных условий затем

¹ European Center for Medium-Range Weather Forecasting — Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды.

создается путем добавления к контрольному анализу этих наиболее быстро растущих потенциальных ошибок и путем их вычитания. Потенциальные ошибки определяются при помощи так называемых сингулярных векторов линейной модели.

Сингулярные векторы — это возмущения, вносимые в результаты объективного анализа (рассматриваемые в задаче ансамблевого прогноза как наилучшая оценка текущего состояния атмосферы), которые характеризуются наибольшим линейным ростом (в смысле какой-нибудь нормы) в заданный интервал времени (так называемый интервал оптимизации) над определенной областью. В ECMWF в качестве нормы используется полная энергия и находятся те возмущения, которые максимизируют эту норму на интервале 48 ч от момента анализа (т. е. интервал оптимизации равен 48 ч) во внетропических областях обоих полушарий. Существенно важен выбор нормы, интервала оптимизации и рассматриваемой области. Для генерации ансамбля из 50 начальных состояний в ECMWF используются 25 сингулярных векторов. Начальные возмущения определяются как линейная комбинация этих векторов.

Заметим, что подготовка начальных данных для ансамблевого прогноза при использовании сингулярных векторов требует дополнительного интегрирования линейной модели на 48 ч и поэтому значительно более трудоемка, чем в случае бридинг-метода.

1.4. Метод возмущения данных наблюдений

Метод возмущения данных наблюдений [18] разработан и применяется для выполнения ансамблевых прогнозов в MSC¹. Этот метод основан на идее использовать возмущения, получаемые из экспериментов по моделированию наблюдательных систем (OSSE²), в задачах ансамблевого прогнозирования. Такие эксперименты обычно проводят для оценки отклика системы усвоения данных на ошибки наблюдения. Хаутекамер и Дером [17] выполнили OSSE-эксперименты, внося случайные возмущения в данные наблюдений. Полученные при этом возмущения начальных данных характеризовались такой же скоростью роста, как и возмущения, полученные при помощи бридинг-метода. При этом возмущения были согласованы с точностью наблюдений, а также с динамикой модели (за счет самой процедуры их получения).

¹ Meteorological Service of Canada — Метеорологическая служба Канады.

² OSSE — Observation System Simulation Experiments.

³ SSA — System Simulation Approach.

Выводы работы [17] получены в предположении идеальности модели. Расширение метода для учета несовершенства модели привело к разработке так называемого системного подхода к моделированию (SSA³) в задачах ансамблевого прогноза [18]. Здесь следует провести аналогию с экспериментами по системному моделированию (SSE¹), в которых во все части прогностической системы, имеющие неопределенность, вносятся возмущения (см., например, работу [26]).

Цель предложенного метода — сгенерировать набор начальных условий, которые аппроксимируют случайную выборку из распределения вероятности анализа, путем стохастического моделирования всех возможных ошибок анализа. Для этого в данные наблюдений вносятся возмущения и на основе этих возмущенных данных генерируется ансамбль параллельных циклов усвоения данных, использующих разные модели атмосферы, результатом которого является совокупность наборов начальных данных для прогноза. Заметим, что способ возмущения исходных данных различного типа может быть различен и зависит от имеющейся статистической информации об этих данных.

Прогностический ансамбль MSC состоит из 16 членов. Для генерации такого ансамбля прогнозов нужно подготовить 8 наборов возмущенных исходных данных. Заметим, что в каждом из 16 циклов усвоения данных и в последующем прогнозе использована своя версия модели атмосферы, полученная на основе одной из двух базовых моделей (спектральной и конечно-разностной) путем вариации параметризаций процессов подсеточного масштаба, разрешения модели и т. д. Применяется вариационная система усвоения данных 3D-Var.

Безусловно, описанный метод дает возмущения, которые лучше описывают неточности полей анализа по сравнению с бридинг-методом и методом сингулярных векторов. Однако поддержание оперативной системы ансамблевого прогнозирования, основанной на использовании метода возмущения данных наблюдений, является чрезвычайно трудоемкой и сложной задачей.

1.5. Сопоставление основных методов возмущения начальных данных

Мы описали три основных метода, применяемых в системах ансамблевого прогнозирования для формирования наборов исходных данных о состоянии атмосферы. Заметим, что иногда ансамбли начальных данных формируются при помощи одного из трех рассмотренных ме-

¹ SSE — System Simulation Experiments.

тодов в сочетании с более простыми методиками. Так, например, в первых ансамблях NCEP использованы начальные данные, возмущенные при помощи бридинг-метода, а также LAF-прогнозы (прогнозы по предыдущим срокам на текущий момент). В ансамбле NCEP, предназначенном для краткосрочного прогнозирования [27], в качестве начальных данных использованы результаты шести различных анализов и контрольный анализ, возмущенный при помощи бридинг-метода.

До сих пор неясно, какой метод оптимален для систем ансамблевого прогнозирования. Сравнение результатов ансамблевых прогнозов различных прогностических центров не показательно, так как в разных центрах используются не только разные методы возмущения начальных данных, но и разные схемы анализа и прогноза, разные поверхностные поля, а ансамбли имеют разные размеры. Наиболее перспективны эксперименты с одной моделью и разными схемами возмущения начальных данных, однако результатов таких исследований пока немного.

Андерсон [7] показал на модели Лоренца [22], что более реалистичные ансамблевые прогнозы получаются при использовании метода случайных возмущений данных (сопоставление проведено с бридинг-методом и методом сингулярных векторов). В более ранних исследованиях Лоренца [6] показано в приближении идеальной модели, что построение ансамбля начальных данных для прогноза на основе только информации о наблюдениях и их ошибках может привести к неправильному представлению распределения и начальных, и прогнозируемых состояний атмосферы. Необходимо дополнительно привлекать информацию о структуре аттрактора (климата) модели. В этой же работе [6] высказана идея о перспективности применения метода возмущенных интегрирований (аналог бридинг-метода) для описания структуры локального аттрактора.

В работе [28] показано преимущество ансамблевых прогнозов на основе бридинг-метода над прогнозами, полученными по анализам, возмущенным по методу Монте-Карло, а также над результатами LAF-прогнозирования. Бридинг-метод позволяет обеспечить качество, аналогичное получаемому при помощи этих методов, но с меньшим числом членов ансамбля.

Хаутекамер и Дером [17] на квазигеострофической спектральной модели T21L3 продемонстрировали незначительность разницы качества средних по ансамблю прогнозов, получаемых на основе бридинг-метода и методов сингулярных векторов и возмущения данных наблюдений.

В работе [15] при помощи квазигеострофической модели и 3D-Var системы усвоения данных показано, что в предположении идеальности модели применение метода возмущения данных наблюдений дает лучшие результаты. При этом анализировалась не только точность средне-

го по ансамблю, но и дисперсия ансамбля, точность различных вероятностных прогнозов, ранговые гистограммы и т. д.

В ряде работ сопоставлены результаты ансамблевых прогнозов, полученные при помощи различных методов и моделей. Например, результаты ансамблевого прогнозирования в NCEP и ECMWF сопоставлены в работе [8] и в статье¹ на сайте <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/yzhu/html/pub.html>. Наиболее подробное и современное сопоставление описанных в разделах 1.2—1.4 методологий приведено в работе [10], в которой рассмотрены результаты ансамблевых прогнозов, выполненных в NCEP, ECMWF и MSC за 3 месяца. При этом для единообразия во всех ансамблях рассмотрены только 10 членов. Сопоставление результатов не показало явного преимущества какой-либо системы. Авторы работы [10] пришли к следующим выводам:

- качество ансамблевого прогноза существенно зависит от качества системы усвоения данных, используемой для создания невозмущенных начальных условий, и от качества модели атмосферы, используемой в прогнозах;
- необходим учет неопределенности прогноза за счет неточности и начальных данных, и модели атмосферы;
- для всех трех систем разброс ансамблевых прогнозов недостаточен, из чего следует, что эти системы не учитывают всех источников неопределенности прогноза.

1.6. Новые методы формирования возмущений начальных условий

В настоящее время активно исследуется формирование ансамблей начальных данных для прогнозов погоды и разрабатываются новые методы, которые тестируются в исследовательских вариантах систем ансамблевых прогнозов. Отличительная черта новых методов — большая согласованность возмущений с системами усвоения данных. Так, в NCEP разработаны и апробированы в режиме реального времени методы ансамблевых трансформаций (ET²) и ансамблевых трансформаций с использованием фильтра Калмана (ETKF³). Оба метода основаны на получении возмущений анализа из возмущений прогноза и при-

¹ Zhu Y., Iyengar G., Z. Toth Z., Tracton M. et al. Objective evaluation of the NCEP global ensemble forecasting system. — Norfolk, Virginia: Preprints, 15th AMS Conference on Weather Analysis and Forecasting, 1996.

² ET — Ensemble Transformation.

³ ETKF — Ensemble Transformation Kalman Filter.

менении данных наблюдений для масштабирования возмущений анализа. В обоих методах рассматриваются k возмущений прогноза и k возмущений анализа и находятся формулы трансформации возмущений прогноза в возмущения анализа. Обе процедуры требуют знания ковариаций ошибок наблюдений.

Метод ЕТКФ [9, 31] основан на использовании фильтра Калмана, который представляет собой рекуррентный алгоритм взвешенного сглаживания и прогнозирования временных рядов. Результаты применения метода ЕТКФ в ансамблевой системе NCEP обсуждены в работе [33]. Сопоставление результатов, полученных в рамках оперативной системы ансамблевого прогноза NCEP при помощи ЕТ, ЕТКФ и бридинг-метода для 32-дневного периода приведено в работе [32]. Авторы [32] полагают, что метод ансамблевых трансформаций с дополнительным масштабированием возмущений (ЕТ + rescaling) в целом дает наилучшие результаты, обеспечивая ортогональные возмущения, согласованные с результатами системы усвоения. Дополнительным преимуществом этого метода по сравнению с ЕТКФ является его вычислительная эффективность. В то же время при анализе некоторых характеристик ансамблевого прогноза бридинг-метод и метод ЕТКФ показали лучшие результаты. Несмотря на это, с 27 марта 2007 г. NCEP перешел к использованию метода ансамблевых трансформаций с масштабированием в оперативной практике (вместо бридинг-метода). В настоящее время ансамбль NCEP состоит из 20 возмущенных прогнозов, контрольного прогноза по модели T126L28 и прогноза по модели с высоким разрешением T382L64.

2. Формирование ансамбля начальных данных в Гидрометцентре России

Ансамблевая система кратко- и среднесрочного прогнозирования, разрабатываемая в Гидрометцентре России, основана на применении спектральной модели атмосферы с разрешением 85 гармоник и 31 уровня по вертикали [1, 2, 5], а также модифицированных блоков пре- и постпроцессинга оперативной технологии детерминированных среднесрочных прогнозов [4]. Система реализована в операционной системе LINUX на двухпроцессорном сервере на базе процессоров XEON. Особенность реализации системы — ее «распределенный» характер. Путем удаленного доступа она использует оперативную информацию, находящуюся в базах данных на других ЭВМ, сама база данных с результатами ансамблевого прогнозирования находится на двухпроцессорной ЭВМ, где и проводятся основные вычисления.

Важнейший вопрос при разработке ансамблевой системы кратко- и среднесрочного прогноза — выбор метода генерации возмущений начальных данных. Так как приведенный анализ показывает, что в настоящее время нельзя однозначно отдать предпочтение тому или иному методу формирования ансамбля начальных данных, мы выбрали наиболее простую схему — бридинг-метод (выращивание наиболее быстро растущих мод), требующую наименьших компьютерных ресурсов. Схема реализована в виде так называемого бридинг-цикла.

И ш а г. В качестве начального возмущения при старте бридинг-цикла используется ошибка поля первого приближения на сетке модели.

Берутся результаты объективного анализа (ОА) на срок t_0 и прогноза по спектральной модели на этот момент времени с заблаговременностью 12 ч и при помощи блока препроцессинга строятся два стартовых набора для модели: 1) $S_{t_0}^{OA}$ и 2) $S_{t_0}^{F12}$.

Стартовый набор для модели содержит на гауссовой сетке и сигма-уровнях модели метеорологические поля следующих характеристик:

- температуры и влажности атмосферы,
- горизонтальных компонентов скорости ветра,
- геопотенциала поверхности,
- приземного давления,
- температуры подстилающей поверхности,
- влагосодержания почвы,
- глубинной температуры и влажности почвы,
- альбедо поверхности,
- высоты снежного покрова,
- параметра шероховатости.

Также набор содержит маску суша—море.

Рассчитывается полуразность полей температуры, горизонтальных компонентов скорости и приземного давления, содержащихся в этих стартовых наборах. Эта полуразность считается начальным возмущением ($pert_{t_0}$). Рассчитывается и сохраняется в некотором файле норма возмущения. В качестве нормы выбрана полная энергия возмущения, рассчитываемая по формуле

$$E = \iiint [u^2 + v^2 + (C_p T / T_{ref})] dp ds + \iint (R T_{ref} / p_{ref}^2) p_s^2 ds,$$

где T — температура, p_s — приземное давление, u и v — горизонтальные компоненты скорости, C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, p — давление, s — площадь, R — газовая постоянная для воздуха, $T_{ref} = 270\text{К}$, $p_{ref} = 1013\text{ гПа}$.

Интегрирование выполняется по всему глобусу.

II шаг. Готовится стартовый набор для модели по результатам объективного анализа для момента времени t_i (в случае $i = 0$ этот набор уже создан на I шаге). Возмущение добавляется к соответствующим полям, содержащимся в стартовом наборе, подготовленном по результатам объективного анализа, и вычитается из этих полей.

Полученные наборы считаются возмущенными начальными данными:

$$S_{t_i}^+ = S_{t_i}^{\text{OA}} + \text{pert}_{t_i}, \quad S_{t_i}^- = S_{t_i}^{\text{OA}} - \text{pert}_{t_i},$$

где $i = 0, 1, \dots$

III шаг. Проводится интегрирование модели с использованием пары полученных возмущенных данных. Получаемые в ходе интегрирования модели результаты периодически записываются в архивные файлы (так называемые history-файлы).

IV шаг. Берутся поля температуры, горизонтальных компонентов скорости и приземного давления из архивных файлов для пары возмущенных прогнозов (прогнозов по возмущенным данным) с заблаговременностью 12 ч и рассчитывается их полуразность. Эта полуразность считается новым возмущением ($\text{pert}_{t_{i+1}}$). Новое возмущение масштабируется так, чтобы его норма стала равной норме, рассчитанной на I шаге.

V шаг. Далее выполняется II шаг и т. д. для $t_{i+1} = t_i + \Delta t$, где $\Delta t = 12$ ч.

На рис. 1 показан реализованный бридинг-цикл в графической форме.

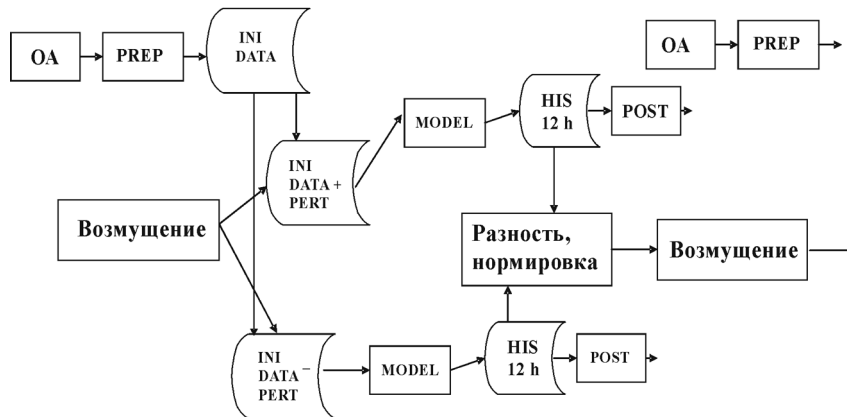


Рис. 1. Бридинг-цикл, реализованный в ГМЦ РФ.

OA — объективный анализ, PREP и POST — пре- и постпроцессинг соответственно, INI DATA — стартовый набор для модели, HIS 12h — архивный файл для прогноза на 12 ч, MODEL — счет по модели, PERT — возмущение, начальное возмущение определяется как половина ошибки поля первого приближения).

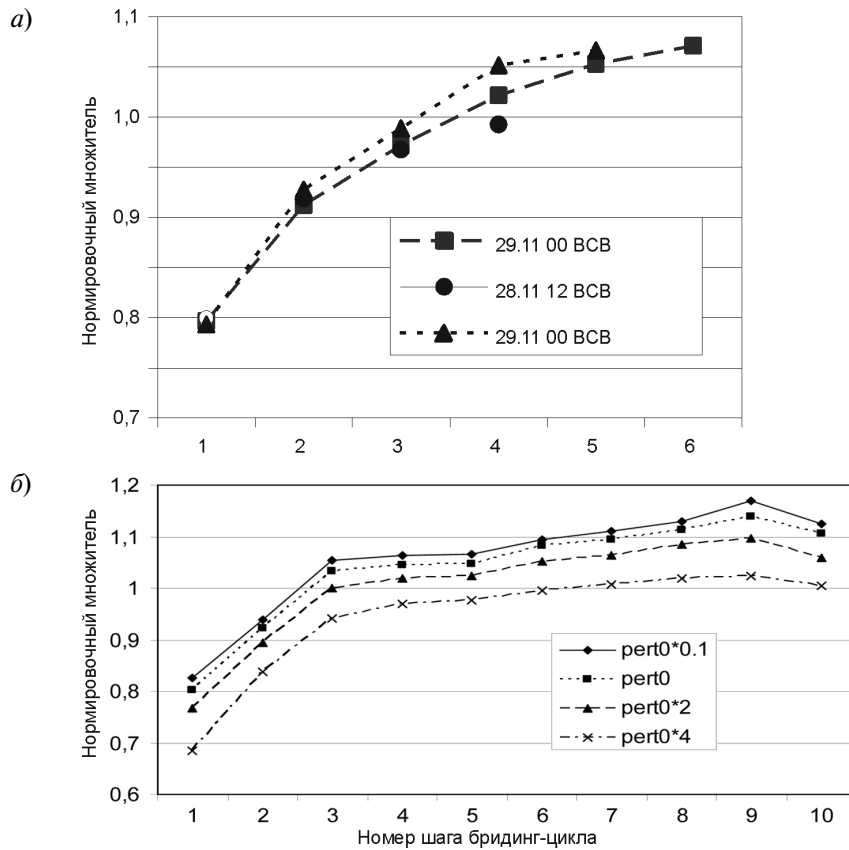


Рис. 2. Установление возмущений в бридинг-цикле при старте с разных моментов времени (а) и при использовании разной амплитуды начальных возмущений (б). Нормировочный множитель равен корню квадратному из отношения нормы на текущем шаге бридинг-цикла к норме начальных возмущений, шаг бридинга — 12 ч.

Возмущения в последовательных бридинг-циклах сначала сильно растут, затем за счет масштабирования устанавливаются, что показывает на устойчивость процедуры (рис. 2 а). При этом время установления не зависит от амплитуды начального возмущения и составляет в среднем пять шагов (при шаге, равном 12 ч) (рис. 2 б).

Таким образом, при помощи бридинг-схемы в течение 2—3 дней формируются вполне структурированные поля возмущений, используя



Рис. 3. Возмущения приземного давления, выращенные на 1 декабря 2006 г., срок 12 ВСВ при старте бридинг-цикла с различных дат (верхние рисунки и нижний левый рисунок), а также начальное возмущение приземного давления для 29 ноября 2006 г., срок 12 ВСВ (нижний правый рисунок).

Пунктир — береговая линия. Заштрихованы области с возмущениями от 1 до 4 гПа. Серый цвет — области с возмущениями более 4 гПа. Остальные области соответствуют возмущениям менее 1 гПа.

которые, можно сформировать ансамбль начальных данных и выполнять ансамблевый прогноз погоды (рис. 3).

Как уже отмечено, одинаковые возмущения добавляются к полям начальных данных и вычитаются из них, при этом формируются два члена ансамбля. Такая методология является общепринятой и позволяет обеспечить несмещенность среднего по ансамблю. Чтобы создать ансамбль из большого числа членов, стартуем бридинг-цикл с разных моментов времени, например с t_0 , $t_0 - 12$ ч, $t_0 - 24$ ч и т. п., и используем разное время «выращивания» возмущений до момента, когда их можно использовать в прогнозе. Например, при старте с момента времени t_0 мы выращиваем возмущение в течение 48 ч, а при старте с момента времени $t_0 - 12$ ч считается, что подходящее возмущение вырастает за 60 ч и т. д.

На рис. 3 показаны поля возмущений, «выращенные» с разных моментов времени. Заметно, что эти поля достаточно независимы. Первоначально были выполнены эксперименты с начальными возмущениями, различающимися только амплитудой и имеющими одинаковую структуру. При этом «выращенные» в бридинг-цикле возмущения оказались линейно зависимыми и их нельзя было применить для формирования ансамбля.

Заметим, что свободными параметрами при выращивании быстро-растущих мод являются используемая норма и вид начальных возмущений. Тот и Кални [29] отмечали, что выбор нормы практически не влияет на вид полученных возмущений, поэтому единственным свободным параметром остается вид начальных возмущений.

В принципе, в качестве начальных возмущений можно было бы взять и случайное поле. Наши эксперименты показали, что и в этом случае поля возмущений, выращенные в бридинг-цикле, приобретают вполне структурированный вид, правда, их нужно «выращивать» чуть дольше.

Однако из общих соображений ясно, что структура начальных возмущений должна отражать структуру поля ошибок анализа. Мы использовали ошибку поля первого приближения в качестве начальных возмущений, считая, что она грубо отражает ошибки анализа, данными о которых мы не располагали. Безусловно, непосредственное использование информации о структуре ошибки анализа было бы предпочтительней.

Амплитуда начальных возмущений — параметр, который подбирается при настройке системы ансамблевых прогнозов, что возможно путем оценки качества ансамблевых прогнозов на протяжении длительных промежутков времени. В работе [29] на основе анализа результатов прогнозирования за месяц показано, что амплитуда возмущений долж-

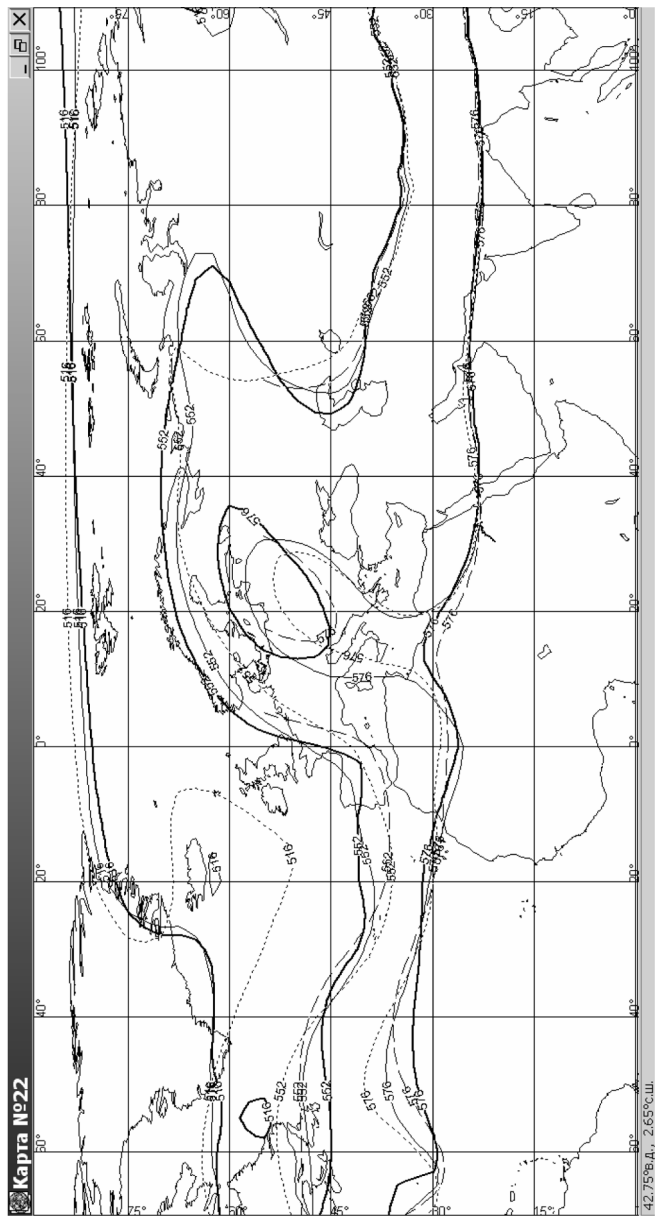


Рис. 4. Пример карт «спагетти» для прогноза с заблаговременностью 120 ч от 12 ч ВСВ 1 декабря 2006 г. Высота геопотенциальной поверхности 500 гПа. Изогипсы 516, 552 и 576 дкм. Для ясности изображения приведены только четыре члена ансамбля.

на составлять 12,5 % климатической изменчивости в Северном полушарии и 25 % — в Южном. Мы выполнили эксперименты с различными амплитудами начальных возмущений. Оказалось, что при использовании слишком малых амплитуд возмущения слабо растут в ходе прогноза и не обеспечивают достаточного разброса ансамбля. В случае больших амплитуд получаемый набор прогнозов можно рассматривать как полезный ансамбль (рис. 4).

Однако для окончательного выбора амплитуды возмущений необходимо выполнить параллельные ансамблевые прогнозы, использующие возмущения, выращенные из начальных возмущений с разной амплитудой, и оценить их качество для значительного числа случаев (обычно не менее 30), что требует больших вычислительных затрат.

Заключение

В данной работе рассмотрены различные методы формирования ансамбля начальных данных для систем кратко- и среднесрочного прогноза. Несмотря на активные исследования в этой области, до сих пор нет однозначного ответа, какой метод предпочтительней. Кроме теоретической постановки задачи при формировании ансамбля начальных данных для моделей прогноза существенную роль играет выбор настроечных параметров, который хоть и основан на физических допущениях, но в достаточной степени произволен. Поэтому даже применение одного и того же метода в разных метеорологических центрах имеет свою специфику и требует выполнения большого объема численных экспериментов, а следовательно, и значительных вычислительных ресурсов.

Работа поддержана грантами РФФИ 04—0 5—64530-а, 05—0 5—64575-а, 07-05-13607-офи_ц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курбаткин Г. П., Астахова Е. Д., Крупчатников В. Н., Рябинин В. Э. и др. Модель среднесрочного прогноза погоды // ДАН СССР. — 1987. — Т. 194, вып. 2. — С. 291—297.
2. Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Фролов А. В. Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды. — СПб.: Гидрометеиздат, 1994. — 184 с.
3. Муравьев А. В., Куликова И. А., Круглова Е. Н., Казначеева В. Д. Использование ансамблей в прогнозе метеорологических полей // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 7. — С. 5—17.

4. Розинкина И. А., Астахова Е. Д., Фролов А. В., Цветков В. И. и др. Особенности реализации новой версии спектральной модели Гидрометцентра России T85L31 и технологии выпуска глобальных кратко- и среднесрочных гидродинамических прогнозов // Тр. ГМЦ РФ. — 2002. — Вып. 338. — С. 84—98.
5. Фролов А. В., Астахова Е. Д., Розинкина И. А., Цветков В. И. и др. О практической предсказуемости метеорологических величин с помощью глобальной спектральной модели Гидрометцентра России // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 5. — С. 5—20.
6. Anderson J. L. Selection of initial conditions for ensemble forecasts in a simple perfect model framework // J. Atm. Sci. — 1996. — Vol. 53, N 1. — P. 22—36.
7. Anderson J. L. Impact of dynamical constraints on the selection of initial conditions for ensemble prediction: Low-order perfect model results // Mon. Wea. Rev. 1997. — Vol. 125. — P. 2969—2983.
8. Atger F. Verification of intense precipitation forecasts from single models and ensemble prediction systems // Nonlinear Processes Geophys. — 2001. — N 8. — P. 401—417.
9. Bishop C. H., Etherton B. J., Majumdar S. Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: theoretical aspects // Mon. Weather Rev. — 2001. — Vol. 129. — P. 420—436.
11. Buizza R. Potential forecast skill of ensemble prediction and spread and skill distributions of the ECMWF ensemble prediction system // Mon. Wea. Rev. — 1997. — Vol. 125. — P. 99—119.
10. Buizza R., Houtekamer P. L., Toth Z., Pellerin P. et al. A comparison of the ECMWF, MSC and NCEP global ensemble prediction systems // Mon. Weather Rev. — 2005. — Vol. 133. — P. 1076—1097
12. Buizza R., Palmer T. N. The singular-vector structure of the atmospheric general circulation // J. Atm. Sci. — 1995. — Vol. 52, N 9. — P. 1434—1456.
13. Ebisuzaki W., Kalnay E. Ensemble experiments with a new Lagged Analysis Forecasting scheme // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Rep. N 15. — WMO, 1991.
14. Ehrendorfer M. The Liouville equation and its potential usefulness for the prediction of forecast skill. Pt. I: Theory. Pt. II: Applications // Mon. Wea. Rev. — 1994. — Vol. 122. — P. 703—728.
15. Hamill T. M., Snyder C., Morss R. E. A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector and perturbed observation ensembles // Mon. Wea. Rev. — 2000. — Vol. 128. — P. 1835—1851.
16. Hoffman R. H., Kalnay E. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting // Tellus. — 1983. — Vol. 35A. — P. 100—118
17. Houtekamer P. L., Derome J. Methods for ensemble prediction // Mon. Wea. Rev. — 1995. — Vol. 123. — P. 2181—2196.
18. Houtekamer P. L., Lefaivre L., Derome J., Ritchie H. et al. A system simulation approach to ensemble prediction // Mon. Wea. Rev. — 1996. — Vol. 124. — P. 1225—1242.
19. Kalnay E., Toth Z. Estimation of the growing modes from short range forecast errors // Res. Highlights of the NMC Development Division: 1990—1991, 1991. — Available from NMC, Washington DC 20233. — P. 160—165.
20. Leith C. E. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts // Mon. Wea. Rev. — 1974. — Vol. 102. — P. 409—418
21. Lorenz E. N. Deterministic nonperiodic flow // J. Atm. Sci. — 1963. — Vol. 20. — P. 130—141.
22. Lorenz E. N. A study of predictability of a 28-variable atmospheric model // Tellus. — 1965. — Vol. 17. — P. 321—333.
23. Molteni F., Buizza R., Palmer T. N., Petroliagis T. The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. — 1996. — Vol. 122. — P. 73—119.

24. Molteni F., Palmer T. N. Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* — 1993. — Vol. 119. — P. 269–298.
25. Mureau R., Molteni F., Palmer T. N. Ensemble prediction using dynamically conditioned perturbations // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* — 1993. — Vol. 119. — P. 299–323.
26. Palmer T. D., Andersen L. T. The prospects for seasonal forecasting — A review paper // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* — 1994. — Vol. 114. — P. 755–793.
27. Stensrud D. J., Brooks H. E., Du J., Tracton M. S. et al. Using Ensembles for Short-Range Forecasting // *Mon. Wea. Rev.* — 1999. — Vol. 127. — P. 433–446
28. Toth Z., Kalnay E. Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* — 1993. — Vol. 74. — P. 2317–2330.
29. Toth Z., Kalnay E. Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method // *Mon. Wea. Rev.* — 1997. — Vol. 125. — P. 3297–3319.
30. Toth Z., Zhu Y., Marchok T. The ability of ensembles to distinguish between forecasts with small and large uncertainty // *Weather and Forecasting.* — 2001. — Vol. 16. — P. 436–477.
31. Wang X., Bishop C. H., Julier S. J. Which is better, an ensemble of positive/negative pairs or a centered spherical simplex ensemble? // *Mon. Weather Rev.* — 2004. — Vol. 132. — P. 1590–1605.
32. Wei M., Toth Z., Wobus R., Zhu Y. et al. Initial Perturbations for NCEP Ensemble Forecast System // *ThorpeX Symp. Proc. for the I THORPEX Internal Sci. Symp. 6–10 December 2004, Montreal, Canada. The Symp. Proc. in a WMO Publication.* — 2005. — WMO TD N 1237, WWRP THORPEX N 6. — P. 227–230.
33. Wei M., Toth Z., Wobus R., Zhu Y. et al. Ensemble Transform Kalman Filter-based ensemble perturbations in an operational global prediction system at NCEP // *Tellus.* — 2006. — Vol. 58A. — P. 28–44.

Е. Д. Астахова, Ю. В. Алферов

**ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНАЯ ВЕРСИЯ
СПЕКТРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ДЕТЕРМИНИРОВАННОГО
И АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ
НА МНОГОПРОЦЕССОРНЫХ СИСТЕМАХ**

Введение

Прогноз погоды — одна из наиболее актуальных задач метеорологии, решение которой важно для экономики. Численный прогноз погоды (ЧПП) основан на компьютерном расчете поведения атмосферы при помощи ее моделей.

Модель атмосферы представляет собой совокупность основных уравнений гидротермодинамики, описывающих изменение ее состояния, способы дискретизации и численного решения этих уравнений, а также способы параметрического учета процессов подсеточного масштаба, т. е. процессов, характерный масштаб которых много меньше масштаба явлений, описываемых дискретизированными уравнениями.

Точность ЧПП определяется точностью исходной информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности, а также точностью используемой модели атмосферы — ее пространственно-временным разрешением, точностью численных схем и адекватностью параметризаций физических процессов подсеточного масштаба. Роль всех этих факторов различна для прогнозов разной заблаговременности. В частности, при увеличении заблаговременности прогнозов становится более существенной точность параметризаций процессов подсеточного масштаба, что приводит к необходимости использования более сложных алгоритмов.

Технология ЧПП состоит из нескольких этапов:

- 1) получение данных о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности, их автоматизированный контроль и обработка (объективный анализ данных наблюдений);
- 2) подготовка исходных данных для модели атмосферы (препроцессинг модели);
- 3) численное интегрирование модели атмосферы;
- 4) обработка результатов модели (постпроцессинг модели).

Задача интегрирования модели атмосферы (этап 3) требует наибольших затрат времени счета.

Специфика задачи ЧПП — необходимость получить конечный продукт (прогностические поля) за ограниченное время. С одной стороны, метеорологические наблюдения проводятся в фиксированные сроки, а для подготовки исходных данных для модели нужно иметь информацию за эти сроки из различных источников (данных метеорологических станций, кораблей, самолетов, спутников и т. п.), с другой, — потребитель должен получить прогноз к строго определенному моменту времени.

Обычно на численное интегрирование модели атмосферы отводится не более 20 минут на сутки прогноза.

Из указанного понятно, что выбор модели атмосферы для численного прогноза погоды всегда основан на компромиссе между ее точностью (а значит, и сложностью) и временем, необходимым для ее интегрирования на требуемые сроки. Таким образом, оптимизация программного комплекса модели атмосферы с целью сократить время ее счета — чрезвычайно важная задача, решение которой может способствовать увеличению точности ЧПП.

Заметим, что требования к скорости счета модели атмосферы становятся даже более жесткими в случае ансамблевого прогноза, когда вместо одного интегрирования модели по начальным данным, полученным в результате процедуры объективного анализа, выполняется ряд расчетов (в лучших системах ансамблевого прогнозирования их около 50) по начальным данным, возмущенным в пределах ошибки наблюдений.

Современная тенденция развития вычислительной техники — это уже не увеличение производительности одного процессора (в этой области практически невозможен дальнейший существенный прогресс в рамках известных технологий), а создание многоядерных процессоров и многопроцессорных систем различных архитектур. Многоядерный процессор содержит несколько счетно-решающих устройств, которые в этом случае принято называть процессорными элементами (ПЭ). Далее в статье термин «процессор» используется как синоним термина «процессорный элемент».

Таким образом, задачу оптимизации программного кода можно рассматривать в двух аспектах [2]:

- 1) уменьшение времени счета на одном процессоре,
- 2) организация параллельного счета отдельных частей программы на нескольких процессорах.

В данной работе рассмотрены способы и результаты решения задачи оптимизации программного комплекса спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России [4, 5, 8].

1. Краткая характеристика спектральной модели атмосферы и ее программного обеспечения

В Гидрометцентре России в оперативном режиме для численного кратко- и среднесрочного прогноза погоды используется глобальная спектральная модель атмосферы, имеющая пространственное разрешение 85 спектральных гармоник (с треугольным усечением) и 31 уровень по вертикали — версия T85L31 [7]. Модель основана на решении стандартной системы гидротермодинамических уравнений для бароклиной атмосферы, записанных в сигма-системе координат (вертикальная координата $\sigma = p/p_s$, где p и p_s — давление воздуха на некотором уровне и на уровне земли соответственно). Система решается при помощи спектрально-сеточного метода. Дискретизация по горизонтали осуществляется при помощи спектрального метода, для вертикали используется конечно-разностная дискретизация. Основные переменные модели и геопотенциал земной поверхности аппроксимируются усеченными сходящимися рядами, построенными на базисе ортогональных функций, определенных во всей области решения. При решении полученных уравнений часть вычислений проводится в спектральном пространстве (т. е. со спектральными коэффициентами), а часть, в том числе расчет нелинейных динамических слагаемых основных прогностических уравнений и эффектов физических процессов подсеточного масштаба — в сеточном пространстве (в узлах сетки). При переходе из спектрального пространства в сеточное выполняются некоторые расчеты в пространстве образов Фурье (с коэффициентами Фурье). В модели используется так называемая гауссова сетка, регулярная по долготе и слабо нерегулярная по широте. Шаг этой сетки связан со спектральным разрешением модели (см. далее).

Модель параметрическим образом учитывает важнейшие процессы подсеточного масштаба:

- радиационно-облачное взаимодействие,
- процессы в пограничном слое атмосферы,
- проникающую конвекцию,
- крупномасштабную конденсацию,
- процессы на поверхности суши.

Мелкомасштабные процессы горизонтальной турбулентности учтены при помощи диффузионной линейной схемы четвертого порядка. Применяется полунявная схема интегрирования по времени. Структура шага модели во времени условно изображена на рис. 1, на котором буквы G или S показывают, что на данном этапе вычисления проводятся в сеточном или спектральном пространстве. Запись G→S (или S→G)

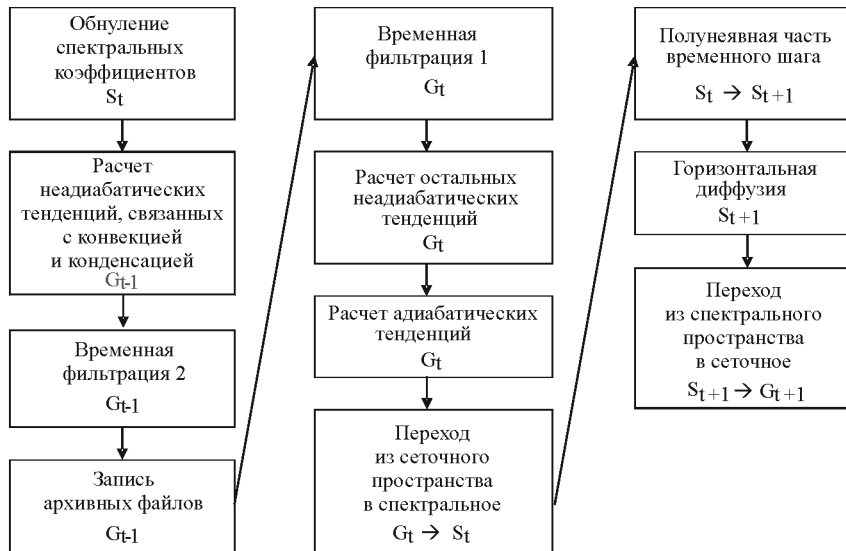


Рис. 1. Структура временного шага модели.

означает, что в этом месте осуществляется переход из сеточного пространства в спектральное (или наоборот). На каждом временном шаге производятся расчеты для трех моментов времени, что показано индексами $t - 1$, t и $t+1$.

Программное обеспечение модели написано на языке Фортран. В целом это 128 программ или около 20 000 строк. Блок-схема программного комплекса приведена на рис. 2, где показаны только основные программы. Обозначения S и G имеют такой же смысл, как и на рис. 1. На каждом временном шаге выполняется два сканирования по широтам, реализованные в подпрограммах SCAN1 и SCAN2.

Расчеты выполняются последовательно для всех кругов широты; при этом сначала рассматривается самая северная широта, затем самая южная, затем следующая северная и следующая южная и т. д. до экватора. Такой порядок перебора широт позволяет сократить объем вычислений за счет использования части результатов расчетов для северной широты при расчетах для симметричной ей относительно экватора южной широты.

Программы модели реализованы так, что можно менять разрешение модели без существенного изменения кода. Для работ по оптимизации использовались версии T169L31 и T339L31. В отличие от опера-

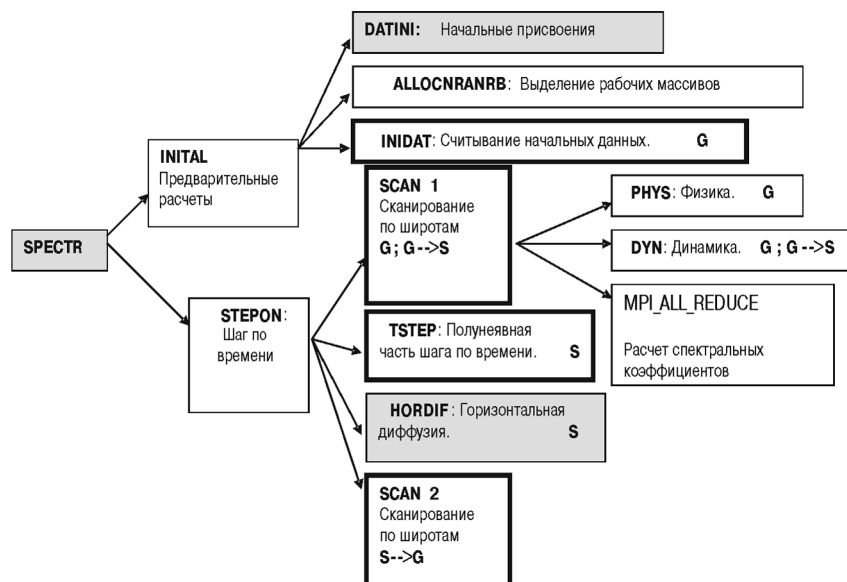


Рис. 2. Блок-схема программного комплекса.

В толстой рамке — имена программ, расчет которых удалось хорошо распараллелить для нескольких процессоров, серым цветом даны последовательные части программы.

Таблица 1

Характеристики различных версий спектральной модели атмосферы ГМЦ РФ

Параметр	Оперативный вариант (T85L31)	Исследовательский вариант		
		1-й (T169L31)	2-й (T339L31)	3-й (T679L31)
Разрешение: спектральное, число гармоник	85	169	339	679
пространственное, км	150	75	37	17,5
Шаг по времени, с	900	900	450	450
Число уровней по вертикали	31	31	31	31

тивной версии T85L31, они в настоящее время эксплуатируются в исследовательском режиме. Кроме того, некоторые эксперименты были проведены с версией T679L31.

Сравнительные характеристики всех перечисленных версий модели приведены в табл. 1.

Заметим, что шаг по времени в исследовательских вариантах выбран так, чтобы заведомо обеспечить устойчивость счета при уменьшении шага по пространству (в соответствии с критерием Фридрихса—Куранта—Леви).

2. Оптимизация программного кода на одном процессоре

Оптимизация программного кода на одном процессоре выполнена для ЭВМ, основанных на процессорах XEON и Itanium, разработанных компанией Intel Inc. Использовался компилятор Intel Fortran 8.1, операционная система LINUX.

Оптимизация программного комплекса модели включала в себя:

- подбор флагов (опций) компилятора для автоматической оптимизации;
- использование директив компилятора, разрешающих оптимизацию отдельных частей программы;
- использование подпрограмм из математической библиотеки Intel MKL¹;
- переписывание отдельных фрагментов программы с целью улучшить условия для конвейеризации расчетов.

Результаты приведены в табл. 2, из которой видно, что использование директив компилятора и подпрограмм библиотеки MKL привело к уменьшению времени счета в 6,3 раза. Заметим, что в основном использовалась директива компилятора CDIR\$ IVDEP, указывающая на независимость переменных друг от друга и позволяющая поэтому конвейеризировать циклы. Сильный положительный эффект от применения этой директивы связан со спецификой программного кода модели, в котором использован один большой массив, где хранятся почти все физические величины, участвующие в вычислениях.

Интересно отметить, что при оптимизации программ модели для векторной машины CRAY YMP/8E в 1998 г. применение аналогичной директивы, обозначающей в этом случае отсутствие векторной зависи-

¹ MKL — Intel Math Kernel Library.

Таблица 2

**Время интегрирования спектральной модели атмосферы на сутки
на одном процессоре
(частота вызова радиационного блока — 1 раз в сутки,
без вызова блока нелинейной инициализации)**

ЭВМ	Версия модели, область интегрирования	Оптимизация	Время CPU, мин	Ускорение
Tiger (Intel Itanium 1.6 ГГц)	T169L31, сфера	Отсутствует	82,42	1
		+ оптимизация компилятора	28,17	2,9
		+ конвейеризация + Intel MKL*	13,07	6,3
		+ БПФ Intel	8,60	9,5
Cray YMP/8E	T40L15, полусфера	Отсутствует	10,40	1
		+ векторизация**	2,42	4,3
		+ CRAY Scientific Library	0,93	11,1

* Конвейеризация циклов осуществлена путем введения в текст директивы компилятора CDIR\$ IVDEP. Кроме того, использованы другие директивы и часть текстов была переписана.

** Векторизация осуществлена в основном путем включения в тексты программ директивы компилятора CDIR\$ IVDEP и замены пользовательских программ, вызов которых в циклах препятствовал векторизации, на векторные встроенные программы.

мости и разрешающей векторизацию цикла, также оказалось весьма плодотворным. Это, а также замена ряда пользовательских подпрограмм, вызов которых из циклов препятствовал векторизации, на встроенные функции и программы из математической библиотеки CRAY Scientific Library, позволило ускорить счет почти в 11 раз на одном векторном процессоре для версии модели T40L15 [1].

В табл. 2 для сравнения приведены результаты по оптимизации программ модели для векторной ЭВМ CRAY YMP/8E, на которой оперативная технология среднесрочного и краткосрочного прогноза функционировала с 1999 по 2006 г. Для суперскалярных ЭВМ, основанных на процессорах XEON и Itanium, удалось добиться общего уменьшения времени счета T169L31 в 9,6 раз по сравнению с первоначальным вариантом.

При анализе табл. 2 следует также обратить внимание на важность оптимизации программ быстрого преобразования Фурье (БПФ). Использование программы БПФ из CRAY Scientific Libraries дало ускорение счета почти в 2 раза на ЭВМ CRAY, а использование программы БПФ, специально разработанной компанией Intel, ускорило счет в 1,5 раза на ЭВМ Tiger.

3. Методика распараллеливания программного кода

Основная задача при оптимизации программного комплекса спектральной модели атмосферы — создание варианта, способного функционировать с одновременным использованием нескольких процессоров на многопроцессорной ЭВМ. Для этого решено использовать технологию MPI¹ [3, 6]. Эта технология позволяет выполнять параллельные вычисления на многопроцессорных системах с памятью, разделяемой между процессорами (SMP²-машины), а также с распределенной памятью.

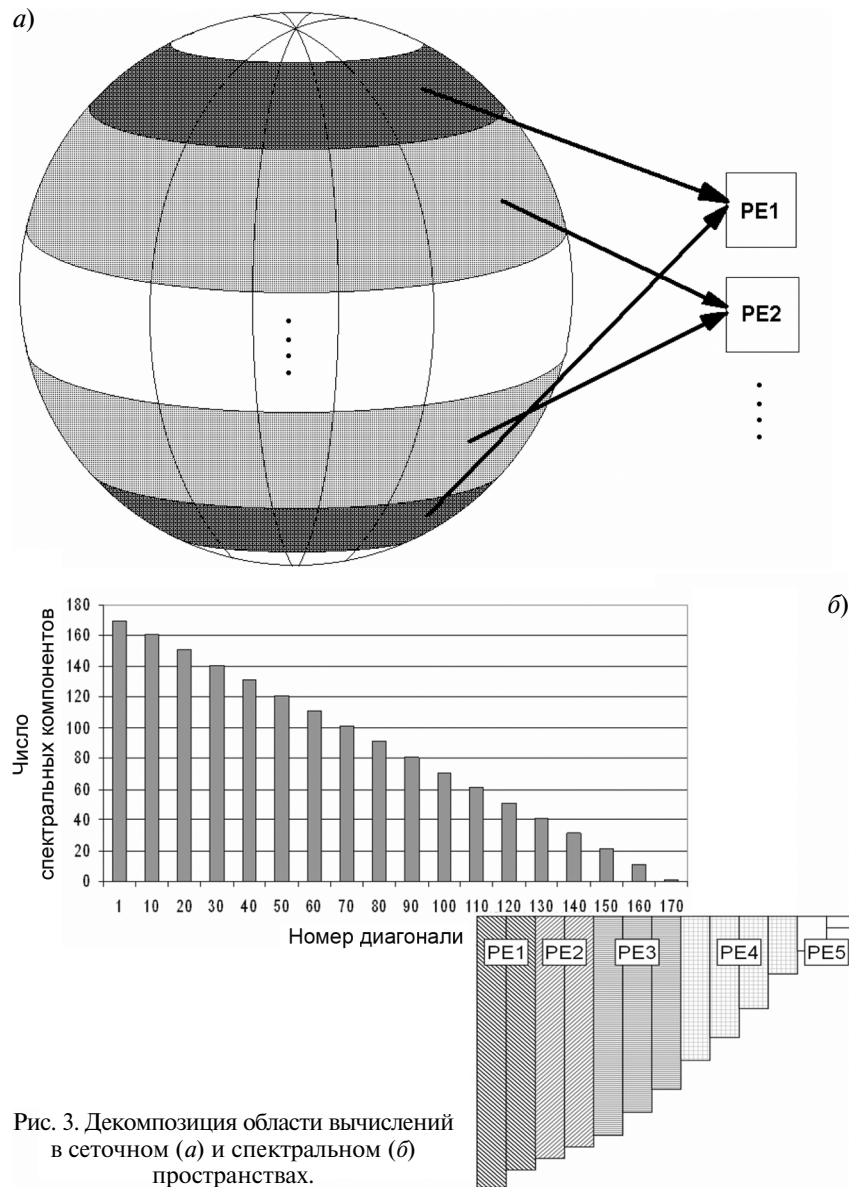
Главная проблема при создании параллельной версии любой большой программы — оценка независимости отдельных фрагментов расчетов и декомпозиция вычислений. Желательно также начать параллельную часть программы на как можно более раннем этапе счета.

Выполнив некоторые изменения в программах спектральной модели атмосферы, мы создали ее новую версию, в которой вычисления в подпрограммах SCAN1 и SCAN2 для различных широт независимы. Далее мы использовали такую декомпозицию области, при которой все процессоры обрабатывали бы по возможности равное число широт. Единственным ограничением при «раздаче» широт процессорам было требование парности северной и южной широты. Ограничение связано с тем, что некоторые вычисления для северной широты используются в расчетах для симметричной ей относительно экватора южной широты (см. ранее). Таким образом, минимальное число широт, которое может обрабатывать каждый процессор — две; максимально возможное число процессоров, используемых для вычислений, определяется как половина числа модельных широт. Используемая в сеточном пространстве декомпозиция приведена на рис. 3 а, из которого видно, что каждый процессор выполняет вычисления для двух одинаковых широтных зон, расположенных симметрично относительно экватора. Заметим, что полюса не включены в расчетную сетку модели.

В спектральном пространстве использована также одномерная декомпозиция, но по спектральным числам. Так как в модели используется треугольное усечение спектральных рядов, то объемы вычислений, производимых для различных спектральных компонентов, оказываются различными. Поэтому приходится перераспределять загрузку процессоров для достижения баланса. Декомпозиция, использованная в пространстве спектральных коэффициентов, приведена на рис. 3 б.

¹ MPI — Message Passing Interface.

² SMP — Symmetric Multiprocessing.



Для объяснения алгоритма работы новой параллельной версии спектральной модели атмосферы и проблем, возникающих при организации параллельных вычислений модели, обратимся к рис. 2.

При запуске задачи иницируется N одинаковых MPI-процессов, где число N определяется пользователем. Этап предварительных вычислений выполняется всеми процессами одновременно. Так как эти вычисления выполняются только 1 раз при интегрировании модели и не требуют много времени, последовательный характер этой части кода несуществен. Параллельная работа программы начинается с вызова подпрограммы ALLOCNRANRB, в которой выделяются основные массивы для работы модели. Разработанная нами версия программного кода основана на динамическом распределении памяти в зависимости от числа используемых процессов N , что позволяет уменьшить объем памяти, необходимой для каждого процесса. Затем каждый процесс считывает свою долю исходной информации о состоянии атмосферы на гауссовой сетке (в подпрограмме INIDAT) и подготавливает данные, необходимые для дальнейшего интегрирования модели. В отличие от прежней версии модели, файл с исходными данными — это файл прямого доступа.

При выполнении шага по времени сначала каждый процесс проводит вычисления для своей порции широт (подпрограмма SCAN1). После расчетов эффектов физических процессов подсеточного масштаба (подпрограмма PHYS) и вычисления нелинейных динамических слагаемых (подпрограмма DYN) необходимо рассчитать спектральные коэффициенты, в которые вносят вклад все широты. Поэтому приходится суммировать вклады, рассчитанные разными процессами и возвращать окончательные значения спектральных коэффициентов всем процессам. Эта операция осуществляется при помощи стандартной для пакета MPI программы MPI_ALLREDUCE. Массив спектральных коэффициентов достаточно велик (более 27 МБ для версии T169L31). Поэтому, хотя число обменов информацией между процессами не слишком велико, эти обмены занимают большое время, поскольку передаваемый объем информации велик. К тому же время, требуемое на обмены, растет с увеличением числа процессоров. Таким образом, необходимость суммирования массива спектральных коэффициентов накладывает ограничение на ускорение счета модели на многих процессорах.

Вторая часть вычислений на временном шаге модели осуществляется в пространстве спектральных коэффициентов. На этом этапе решается уравнение Гельмгольца и вычисляется полунейная часть временных тенденций (подпрограмма TSTEP, см. рис. 3 б). Заметим, что распараллеливание в TSTEP не накладывает дополнительных ограни-

чений на число процессоров, на которых можно считать модель, так как спектральное разрешение M и число широт N_G связаны формулой

$$N_G \geq (3M + 1)/2,$$

и N_G всегда выбирается близким к минимальному значению, получаемому из этой формулы. Так, для T339L31 $N_G = 512$, а для T169L31 $N_G = 256$. Однако, к сожалению, при распараллеливании программы TSTEP мы опять столкнулись с необходимостью больших обменов, что замедляет быстроедействие программы, хотя и не так существенно, как расчеты спектральных коэффициентов.

Далее учитывается вклад горизонтальной диффузии (подпрограмма HORDIF). Эта программа небольшая и выполняется всеми процессами одновременно (т. е. этот кусок последовательный), что, согласно закону Амдала [2], накладывает ограничения на ускорение счета при увеличении числа используемых процессоров и является еще одним ограничением в нашей задаче.

В конце временного шага восстанавливаются сеточные функции для следующего момента времени при помощи обратного преобразования Лежандра и обратного быстрого преобразования Фурье на основе спектральных коэффициентов (подпрограмма SCAN2). В этой части кода используется декомпозиция, аналогичная приведенной на рис. 3 а.

Таким образом, создан параллельный вариант спектральной модели атмосферы, с использованием которого можно выполнять расчеты на большом числе процессоров, но не превышающем половины числа гауссовых широт. При этом получаемое уменьшение астрономического времени счета ограничено:

- во-первых, из-за больших обменов данными между процессорами при расчете спектральных коэффициентов;
- во-вторых, из-за наличия последовательного куска в итоговом коде.

В следующем разделе показаны результаты и обсуждены возможности преодоления этих ограничений.

4. Анализ результатов

Разработанный параллельный алгоритм подробно протестирован на ЭВМ с разделяемой памятью. Расчеты выполнялись на 4-, 12-, 32- и 64-процессорных SMP-компьютерах, основанных на процессорах Itanium. Возможность провести расчеты нам любезно предоставили компании Intel и Silicon Graphics.

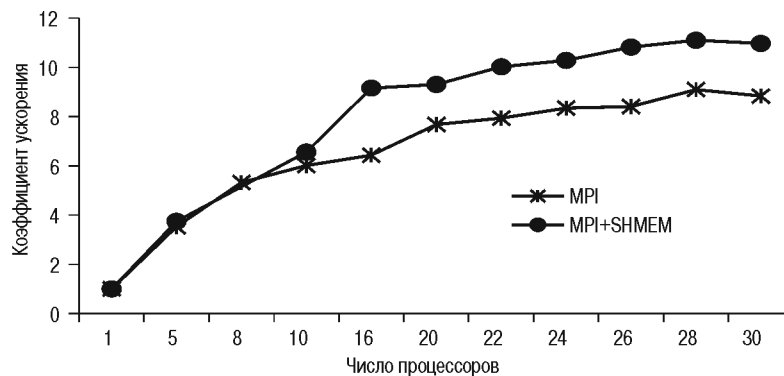


Рис. 4. Уменьшение времени счета модели T339L31 при увеличении числа используемых процессоров.

На рис. 4 продемонстрировано уменьшение времени счета модели T339L31 при увеличении числа используемых процессоров. По оси ординат отложен коэффициент ускорения — отношение времени численного интегрирования модели на сутки на одном и на нескольких процессорах. При числе процессоров менее 20 кривая растет достаточно быстро. Увеличение этого числа свыше 30 приводит лишь к небольшому ускорению программы за счет того, что время, требуемое на обмены, оказывается сопоставимым с временем, затраченным на реальные вычисления.

Сделана попытка уменьшить время, затрачиваемое на обмены, путем использования библиотеки SHMEM, разработанной Silicon Graphics Inc. для своих SMP-машин. Подпрограммы SHMEM являются аналогом подпрограмм MPI с существенным использованием факта общности оперативной памяти для всех процессоров. Средства SHMEM могут использоваться совместно со средствами MPI и имеют аналогичный интерфейс. Поэтому мы смогли применить соответствующую программу из библиотеки SHMEM только вместо MPI_ALLREDUCE при сложении массивов (основной из которых — массив спектральных коэффициентов), не отказываясь от технологии MPI в целом. Оказалось, что такое использование SHMEM позволяет улучшить скорость счета модели на большом числе процессоров (см. рис. 4). На 64 процессорах использование SHMEM привело к уменьшению времени счета почти на 30%. На рис. 5 сопоставлены периоды времени, используемого моделью на коммуникации (т. е. на передачу информации от процессора к процессору) и на вычисления в случае применения только MPI

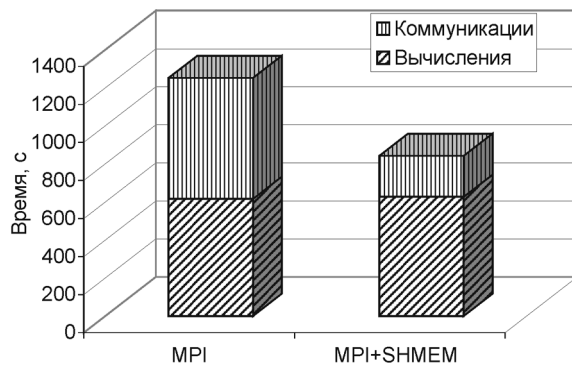


Рис. 5. Соотношение времени, используемого моделью на коммуникации и на вычисления в случае применения только MPI и комбинированного применения SHMEM и MPI.

и комбинированного применения SHMEM и MPI. Видно, что во втором случае время, затрачиваемое на коммуникации, оказывается существенно меньше.

Для анализа дальнейшей возможности ускорения программного кода модели рассмотрены затраты времени на выполнение расчетов в подпрограммах модели SCAN1, SCAN2, TSTEP, HORDIF, PHYS, а также на коммуникации (ALL_REDUCE), расчеты эффектов конвекции (CONVECTION) и общее время счета (TOTAL) на 16 и 64 процессорах (рис. 6). Коммуникации начинают вносить наибольший вклад в общее время счета при использовании 64 процессоров. Таким образом, дальнейшее увеличение скорости счета модели возможно за счет уменьшения времени межпроцессорных взаимодействий.

T339L31. 24-часовой прогноз. Itanium 1,5 GHz 6 MB cache

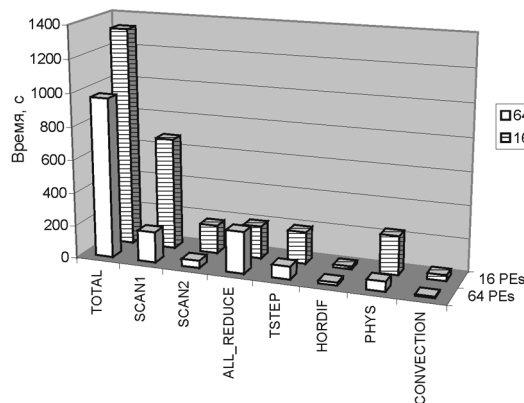


Рис. 6. Затраты времени на выполнение расчетов в различных подпрограммах модели и на коммуникации, расчеты эффектов конвекции и общее время счета.

Заштрихованные и незаштрихованные столбцы — расчет на 16 и 64 процессорах соответственно.

Заметим, что рассмотренные в наших тестах версии модели T169L31 и T339L31 являются исследовательскими вариантами.

Необходимый этап в дальнейшем развитии модели атмосферы высокого разрешения — усовершенствование параметризаций подсеточного масштаба. Заметим также, что расчет эффектов подсеточного масштаба (так называемая «физика» модели) выполняется в той части программы, которая успешно распараллеливается. Это позволяет сильно «утяжелять» параметризацию модели без существенного роста времени счета. При этом доля последовательных вычислений уменьшается, и поэтому ускорение счета модели при увеличении числа процессоров оказывается более существенным. Это демонстрирует рис. 7, на котором показано ускорение модели T169L31 при увеличении объема радиационных расчетов за счет изменения частоты вызова радиационного блока с 1 раза в сутки до 1 раза в 15 минут. При увеличении объема вычислений в параллельной области программы ускорение становится близким к максимально возможному.

Исходя из указанного, мы надеемся, что новый доработанный вариант спектральной модели (с более сложной «физикой») покажет лучшее ускорение, чем приведенное на рис. 4. Однако этот эффект, понятно, будет наблюдаться до тех пор, пока число используемых для расчетов процессоров не достигнет указанного максимума (половины числа широт). Для дальнейшего ускорения счета необходимо будет работать над распараллеливанием алгоритмов «физики».

Также отметим, что в задачах ансамблевого прогноза, когда выполняется более 20—30 интегрирований модели, чтобы получить один прогноз, для каждого члена ансамбля вряд ли можно выделить более 20—30 процессоров. Таким образом, применение разработанного алгорит-

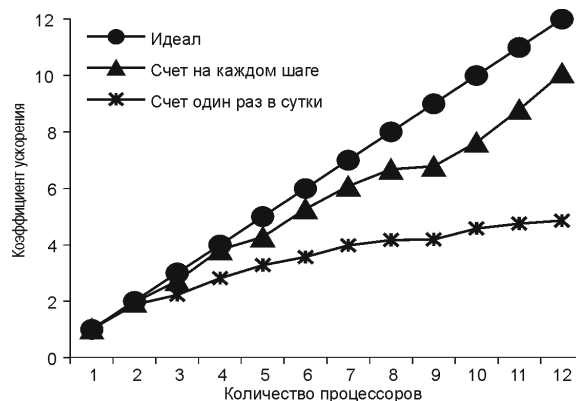


Рис. 7. Ускорение счета модели T169L31 при вызове радиационного блока на каждом временном шаге и 1 раз в сутки.

ма для ансамблевого прогноза представляется весьма перспективным. Заметим, что новый параллельный алгоритм позволяет получить детерминированный прогноз на средние и краткие сроки по модели с высоким разрешением за время, требуемое для проведения оперативного численного прогноза. Так, время счета модели T339L31 на сутки составляет около 18 мин на 32 процессорах. Причем, это время получено при вызове радиационного блока каждый час, чего достаточно для корректного описания суточного хода радиации. Это даже меньше, чем тратится в настоящее время для расчетов оперативного варианта T85L31, в котором радиационные расчеты выполняются лишь 2 раза в сутки, а суточный ход учтен при помощи приближенной методики.

Заключение

Разработана новая версия программного обеспечения спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России, способная функционировать на многопроцессорных ЭВМ. Для этого использована технология MPI и выполнена одномерная декомпозиция области расчетов. Дополнительное привлечение средств SMMEM позволило сократить время на межпроцессорные взаимодействия.

При помощи полученного программного обеспечения можно выполнять расчеты на любом числе процессоров, не превышающем половину числа гауссовых широт, используемых моделью.

Программное обеспечение протестировано на многопроцессорных ЭВМ с разделяемой памятью, основанных на процессорах Intel Itanium. Время счета модели T339L31 на сутки на 32 процессорах около 18 мин при проведении расчетов эффектов радиации каждый час, что позволяет после доработки и соответствующих испытаний рассматривать модель T339L31 как возможную замену нынешней оперативной версии T85L31.

Авторы выражают благодарность компаниям Intel Inc. и Silicon Graphics Inc. за предоставленную возможность проведения расчетов на многопроцессорных ЭВМ, ГВЦ Росгидромета (В. А. Анцыповичу, С. В. Лубову и В. Д. Жупанову) за поддержку работы, И. Е. Захарову за консультации и выполнение расчетов, Н. Местеру, П. Е. Шелепугину, А. Семину, А. И. Нарайкину за консультации и оптимизацию для процессоров Intel, В. И. Цветкову за проведение расчетов.

Работа поддержана грантами РФФИ 04-05-64530-а, 05-05-64575-а, 07-05-13607-офи_ц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахова Е. Д. Исследовательская технология численного среднесрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России // Тр. ГМЦ РФ. — 2002. — Вып. 338. — С. 107—118.
2. Воеводин В. В., Воеводин Вл. В. Параллельные вычисления. — СПб.: БХВ-Петербург, 2002. — 609 с.
3. Корнеев В. Д. Параллельное программирование в MPI. — Москва—Ижевск.: Изд. Института компьютерных исследований. — 2003. — 304 с.
4. Курбаткин Г. П., Астахова Е. Д., Крупчатников В. Н., Рябинин В. Э. и др. Модель среднесрочного прогноза погоды // ДАН СССР. — 1987. — № 194, вып. 2. — С. 291—297.
5. Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Фролов А. В. Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды. — СПб.: Гидрометеиздат, 1994. — 184 с.
6. Оленев Н. Н. Основы параллельного программирования в системе MPI. — М.: Изд. Вычислительного центра им. А. А. Дородницына РАН, 2005. — 80 с.
7. Розинкина И. А., Астахова Е. Д., Фролов А. В., Цветков В. И. и др. Особенности реализации новой версии спектральной модели Гидрометцентра России T85L31 и технологии выпуска глобальных кратко- и среднесрочных гидродинамических прогнозов // Тр. ГМЦ РФ. — 2002. — Вып. 338. — С. 84—98.
8. Фролов А. В., Астахова Е. Д., Розинкина И. А., Цветков В. И. и др. О практической предсказуемости метеорологических величин с помощью глобальной спектральной модели Гидрометцентра России // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 5. — С. 5—20.

А. Ю. Бундель

**ОЦЕНКА КАЧЕСТВА СРЕДНЕСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ
КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ
ПО ДАННЫМ АНСАМБЛЕВОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ
ПРИ ПОМОЩИ СПЕКТРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ**

Введение

В лаборатории гидродинамических среднесрочных прогнозов Гидрометцентра России разработана методика ансамблевого прогнозирования при помощи бридинг-метода создания начальных полей возмущений [2]. Ансамблевый подход потребовал ввести вероятностные оценки в систему верификации. В настоящее время Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО) рекомендует следующие стандартные вероятностные характеристики качества прогностической системы [8]:

- ROC-диаграмму и площадь под ней;
- ранговую гистограмму (называемую также диаграммой Талаграна);
- оценку Брайера;
- диаграммы надежности и разрешения;
- неопределенность, характеризующую синоптическую ситуацию.

Очень важна для практического использования прогнозов — задача принятия решения. Она зависит от потребностей конкретного пользователя. В настоящее время хорошо разработана оценка потенциальной экономической эффективности, учитывающая затраты на меры предотвращения от неблагоприятного погодного явления и потери в результате этого явления при отсутствии предохранительных мер. Далее обсуждены эти оценки в применении к среднесрочным ансамблевым прогнозам осадков при помощи спектральной модели Гидрометцентра России.

Технологические аспекты

В настоящее время используется версия модели T85L31 с 7—11 членами ансамбля, однако настройки разрешения модели и числа членов ансамбля легко можно изменить.

Расчеты ведутся от начальной даты для 28 заблаговременностей (до 10 сут): 0, 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48, 54, 60, 66, 72, 78, 84, 96, 108, 120, 132, 144, 156, 168, 180, 192, 204, 216, 228, 240 ч.

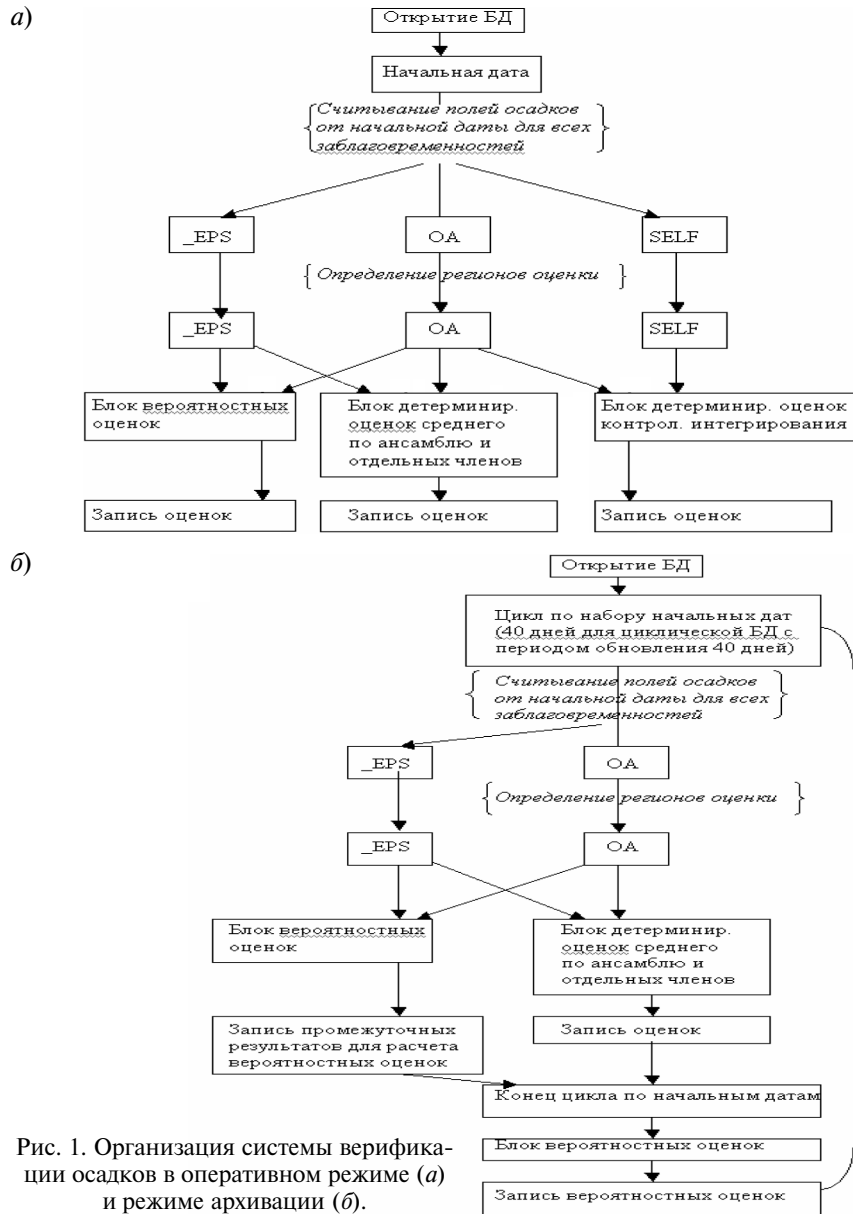


Рис. 1. Организация системы верификации осадков в оперативном режиме (а) и режиме архивации (б).

В качестве данных наблюдений для верификации осадков используются сеточные поля осадков, получаемые в оперативном режиме в схеме восстановления уточненных значений шестичасовых сумм осадков по данным сетевых метеорологических измерений [1]. Далее они названы объективным анализом (ОА) осадков.

Система реализована в двух режимах: 1) оперативном и 2) архивации данных (рис. 1).

Архивация данных необходима для получения статистически значимых вероятностных оценок. Поэтому потребовалось создать специальную циклическую базу данных (БД) с периодом 40 сут для накопления результатов ансамблевого прогноза. ОА осадков сохраняется в отделе информационного обеспечения Гидрометцентра России в циклической базе данных с периодом 60 сут. Архивация данных позволит также оценить качество моделирования в конкретных синоптических ситуациях, например, при интенсивных циклонах.

В настоящее время проводится накопление результатов для расчета статистически обеспеченных оценок. Приведенные далее оценки рассчитаны по данным отдельного случая.

Оценки

Метод ROC¹ представляет собой расширение методики таблиц сопряженности для вероятностных прогнозов. При вероятностном прогнозе вместо категорического утверждения о том, будет явление или нет, вычисляется вероятность явления.

Имеются методы учета неопределенности при оценке прогностической вероятности по конечному числу членов ансамбля (например, байесовский подход), однако в данной работе применен стандартный способ расчета прогностической вероятности как отношения членов ансамбля, предсказывающих явление, к общему числу членов ансамбля.

Весь диапазон вероятностей от 0 до 100 % можно разбить на интервалы пороговыми значениями вероятностей. В нашем случае пороговые значения выбирались в зависимости от числа членов ансамбля, т. е., использовалось $N + 1$ категорий от $0/N$ до N/N для ансамбля из N членов. Использование пороговых вероятностей как бы переводит вероятностный прогноз в детерминированный:

— прогноз явления с вероятностью, превышающей пороговое значение, рассматривается как прогноз наличия явления;

¹ Relative Operating Characteristic — относительная рабочая характеристика.

— прогноз явления с вероятностью, которая меньше порогового значения, рассматривается как прогноз отсутствия явления.

Таким образом, для каждой пороговой вероятности строится обычная таблица сопряженности, а на графике попаданий—ложных тревог строится набор точек по числу интервалов вероятностей. Этот график и определяет кривую, называемую ROC-кривой. ROC-кривая по определению проходит через точки с координатами (0,0) и (1,1) соответственно для событий, прогнозируемых только со значениями вероятности более 100 % (чего никогда не бывает), и для всех значений вероятности не менее 0 % (эта градация включает в себя весь набор возможных реализаций, так как всегда либо ни один член ансамбля не прогнозирует событие, либо сколько-то членов ансамбля прогнозируют событие).

Мерой качества прогноза является площадь под этой кривой, которая лежит в диапазоне от 1 (идеальная вероятностная прогностическая система) до 0. Площадь, равная 0,5, соответствует диагональному графику, при котором доли точных прогнозов равны долям ложных тревог. Отрицательные значения площади ROC (график под диагональной кривой) соответствуют системе, в которой доли ложных тревог больше долей точных прогнозов, т. е. отсутствует полезный сигнал. В мировой практике считается, что площадь ROC = 80 соответствует хорошей прогностической системе, а площадь ROC = 70 — полезной [4].

В реализованной системе оценивают события: «количество суммарных осадков больше некоторого порогового значения». Используют следующие пороговые значения: «осадки больше 0,1 мм/6 ч, 1 мм/6 ч, 2,5 мм/6 ч, 5 мм/6 ч». Данные пороговые значения соответствуют функции распределения осадков и известны из литературы и опыта отдела среднесрочных прогнозов Гидрометцентра России. Значение 5 мм/6 ч соответствует интенсивным осадкам.

Рассмотрим подробно случай ансамблевого прогноза для начальной даты 22 ноября 2005 г. (рис. 2).

Для осадков больше 0,1 мм/6 ч в четырех случаях из шести площадь ROC = 0,65...0,67, для Западной Сибири площадь ROC = -0,46. Интенсивные осадки (больше 5 мм/ч) в некоторых регионах предсказываются с очень хорошим качеством:

- площадь ROC = 0,79 для Западной Европы с заблаговременностью 12 ч;
- площадь ROC = 0,80 для европейской территории России (ЕТР) с заблаговременностью 60 ч.

Однако для Западной Сибири отсутствует полезный сигнал.

Все перечисленные данные являются результатами отдельного случая. Статистически значимые оценки будут получены после завершения периода архивирования результатов в базе данных.

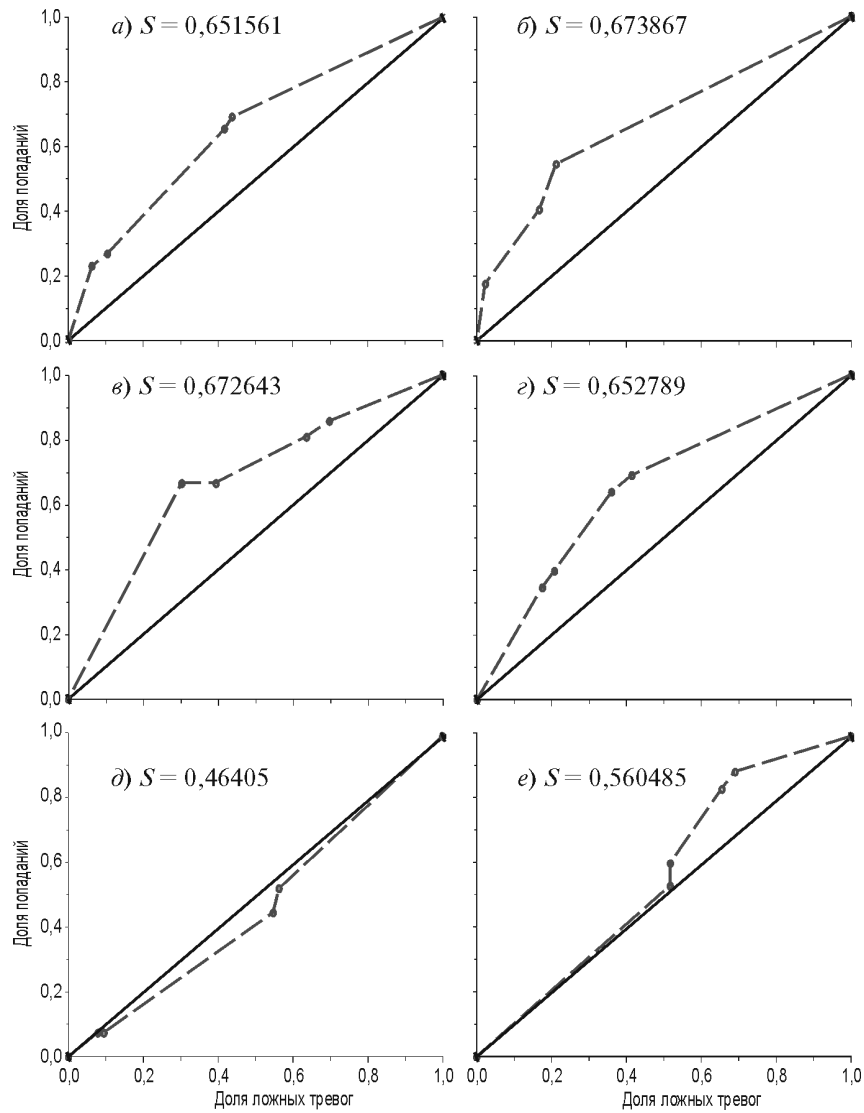
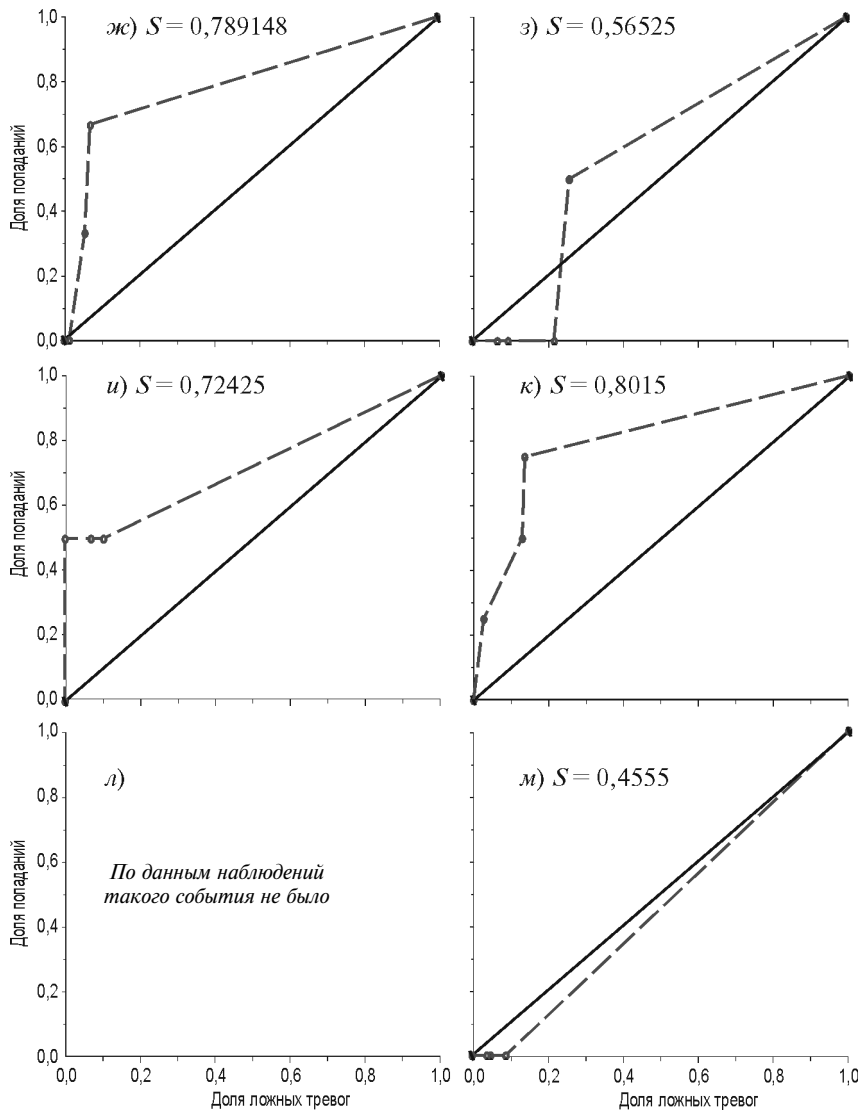


Рис. 2. ROC-кривые суммарных осадков больше 0,1 мм/6 ч (а–е)
 а, в, д, ж, и, л — заблаговременность 12 ч,
 а, б, ж, з — Западная Европа (40–60° с. ш., 10° з. д.–20° в. д.); в, г, и, к — ЕТР (45–65 с. ш.,



и больше 5,0 мм/6 ч (ж—м). Начальная дата: 22 ноября 2005 г., срок 12 ч.

б, г, е, з, к, м — заблаговременность 60 ч;

20° в. д.—60° в. д.); д, е, л, м — Западная Сибирь (50—70° с. ш., 60—90° в. д.)

Ранговая гистограмма (диаграммой Талаграна)

В этом методе учитывается попадание фактической величины F в пределы одной из $N + 1$ градаций ранжированного ряда из N членов ансамбля в предположении независимости членов ансамбля друг от друга [5, 9]. В каждом прогностическом эпизоде имеется ансамбль значений прогностической величины:

$$x_1, \dots, x_N.$$

Из этого ряда строится ранжированный ряд величин

$$x_{(1)} \dots x_{(N)}.$$

Оговариваются условия присваивания номеров градаций при равенстве членов ранжированного ряда и при попадании фактического значения на границу градации. Значение гистограммы в каждой градации определяется из условия

$$r_1 = P(F < x_{(1)}), \quad r_j = P(x_{(j-1)} \leq F < x_{(j)}), \quad r_{N+1} = P(x_{(N)} \leq F),$$

где P — частота попадания F в каждую из градаций $j = 1, \dots, N + 1$, т. е. число случаев попадания факта (F) в пределы градации, деленное на общее число случаев.

Теоретически функция распределения прогностического ансамбля, построенного на основе идеальной модели, совпадает с функцией распределения фактической величины. Это выражается в строго равномерном (горизонтальном) расположении результирующей кривой гистограммы. Отличие кривой гистограммы от равномерной — четкий признак несовершенства прогностической системы. Более или менее равномерное расположение кривой свидетельствует об удовлетворительном качестве построенной ансамблевой схемы.

Оценка Брайера, диаграммы надежности и разрешения

Оценка Брайера BS (Brier score) — это аналог среднеквадратической ошибки $RMSE$ (root-mean-square error) для вероятностных прогнозов и определяется по формуле

$$BS = \overline{(p - o)^2}.$$

При помощи BS оценивается разность между прогностической вероятностью события P и его частотой o , равной 0 или 1 в зависимости от того, было событие или нет. Чем меньше значение BS — тем лучше оценка прогноза.

Оценка BSS определяется как мастерство системы вероятностного прогноза по отношению к какому-либо другому вероятностному методу:

$$BSS = (BS_{ref} - BS) / BS_{ref}$$

где BS_{ref} — оценка Брайера метода, с которым сравнивается оцениваемый метод.

BS можно разложить на три составляющие, характеризующие различные аспекты системы:

$$BS = \underbrace{(p_k - c)^2}_{\text{Надежность}} - \underbrace{(c_k - c)^2}_{\text{Разрешение}} + \underbrace{(1 - c)c}_{\text{Неопределенность}}$$

где вся выборка вероятностных прогнозов поделена на $N + 1$ категорий ($k = 1, 2, \dots, N + 1$), в каждой из которых содержится n_k прогнозов с вероятностью p_k ; c_k — частота наблюдаемого события в данной категории; c — частота наблюдаемого события по всей выборке.

Надежность — среднеквадратическая разность между прогностической вероятностью и наблюдаемой частотой в разных вероятностных категориях. Она означает способность системы прогнозировать точные вероятности. Например, явление наблюдалось в 30 % случаев прогнозов с вероятностью 30 %. Надежность направлена отрицательно, т. е. чем меньше значение этого члена — тем лучше.

Разрешение — это среднеквадратичная разность между наблюдаемой частотой в каждой категории и средней наблюдаемой частотой явления во всей выборке. Этот член означает способность прогностической системы разделять всю выборку прогнозов на подвыборки с различающимися наблюдаемыми частотами явления.

Неопределенность зависит только от изменчивости наблюдений и характеризует трудность прогностической ситуации. Она не зависит от качества прогностической системы.

Предварительные результаты расчетов ранговых гистограмм и всех компонентов оценки Брайера по расчетам от одной начальной даты показали, что для статистической обеспеченности оценок требуется большее число прогностических случаев.

Оценка экономической эффективности

Очень важен для практического использования прогнозов процесс принятия решения. Он зависит от конкретных задач пользователя. В настоящее время хорошо разработана оценка экономической эффективности, учитывающая затраты на предохранительные меры на случай

неблагоприятного погодного явления и потери в результате этого явления. Методика подробно описана в работах [3, 6, 7, 10].

Приведем окончательную формулу для расчета экономической эффективности:

$$V(p_k) = \frac{\min[r, 0] - FAR(p_k)(1 - o)r + HR(p_k)(1 - r)o - o}{\min[r, 0] - or},$$

где $r = C/L$ — соотношение затрат (C) и потерь (L) конкретного потребителя, o — наблюдаемая частота явления по всей выборке, HR и FAR^* — доли попаданий и ложных тревог соответственно, p_k — пороговая вероятность, k — номер вероятностной категории (в нашем случае $k = 1, \dots, N + 1$ для ансамбля из N членов).

Достоинство данного метода — возможность определить оптимальную пороговую вероятность $p_{\text{макс}}$ (при прогнозе с вероятностью, превышающей $p_{\text{макс}}$, принимается решение о проведении защитных мер), при которой экономическая эффективность максимальна и равна

$$V_{\text{опт}} = \text{Max}_{p_k} [V(p_k)].$$

Таким образом, метод позволяет повысить эффективность использования ансамблевого прогноза. Данная характеристика требует знания наблюдаемой частоты явления на временном интервале оценки прогностической системы, поэтому она будет рассчитана после завершения накопления данных.

Заключение

Создана система верификации среднесрочных прогнозов атмосферных осадков по данным ансамблевого моделирования в отделе среднесрочных прогнозов погоды Гидрометцентра России. Система предназначена для работы в оперативном режиме и режиме архивации, однако в связи с нехваткой вычислительных ресурсов работа в оперативном режиме в настоящее время затруднительна. Проводятся работы по созданию базы данных для архивирования результатов ансамблевого моделирования, что позволит получить статистически обеспеченные оценки качества ансамблевого моделирования количества осадков на срок до 10 сут. Архивация позволит также оценить качество ансамблевых прогнозов в конкретных синоптических ситуациях, например, количе-

* HR и FAR — «Hit rate» и «False alarm rate» соответственно.

ство осадков в интенсивном циклоне. Система ориентирована на оценку осадков, однако некоторые ее блоки можно применить для верификации прогнозов других погодных характеристик при условии, что они сформулированы в виде бинарного события.

Автор выражает благодарность всем сотрудникам отдела среднесрочных прогнозов, создавшим систему среднесрочного ансамблевого прогноза, и конкретно Ю. В. Алферову, Е. Д. Астаховой и И. А. Розинкиной за помощь и сотрудничество при реализации данной работы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 04-05-64530-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алферов Ю. В. О восстановлении значений 6-часовых сумм осадков по данным синоптических наблюдений // Тр. ГМЦ РФ. — 2000. — Вып. 334. — С. 44—51.
2. Астахова Е. Д. Построение ансамблей начальных полей для системы кратко- и среднесрочного ансамблевого прогнозирования погоды // См. наст. сб. — С. 98—117.
3. Муравьев А. В., Куликова И. А. Оценка экономической эффективности ансамблей гидродинамических прогнозов на основе вероятностных оценок качества // Метеорология и гидрология. — 2004 — № 11. — С. 17—26.
4. Buizza R., Hollingsworth A., Lalaurette F., Ghelli A. Probabilistic Predictions of Precipitation Using the ECMWF Ensemble Prediction System // Weather and Forecasting. — 1999. — Vol. 14. — P. 168—189.
5. Hamill T. M., Colucci S. J. Evaluation of Eta-RSM ensemble probabilistic precipitation forecasts // Mon. Wea. Rev. — 1998. — Vol. 126. — P. 711—724.
6. Mylne K. R. Decision-making from probability forecasts based on forecast value // Meteor. Appl. — 2002. — Vol. 9. — P. 307—315.
7. Richardson D. R. Obtaining economic value from the EPS // ECMWF Newsletter. — 1998. — N 80. — P. 8—12.
8. Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF) // New Attachment II-9 to the Manual on the GDPS. Vol. I. — 2002. — WMO-No. 485. — P. 1—22*.
9. Talagrand O. Statistical consistency of ensemble prediction systems // Discussion paper, SAC Working Group on EPS, ECMWF. — Reading, UK, 1997. — P. 1—25.
10. Zhu Y., Toth Z., Wobus R., Richardson D., Mylne K. The economic value of ensemble-based weather forecasts // Bull. Amer. Met. Soc. — 2002. — January. — P. 73—83.

* Доступно по адресу <http://www.wmo.ch/pages/prog/www/DPS/LRF/LRF-standardised-verif-sys-2002.doc>.

К. Г. Рубинштейн, М. В. Золоева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИНАМИКИ КЛАССОВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ДЛЯ ВАЛИДАЦИИ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Введение

При моделировании изменения климата один из наиболее тонких и сложных моментов — воспроизведение обратных связей климатической системы с максимальной близостью к природе. В свою очередь, сезонный снежный покров — один из важнейших механизмов обратной связи в климатической системе. При появлении снежного покрова радикально меняется энергетика атмосферы.

Снег — очень динамичный элемент, свойства которого зависят от условий выпадения, времени, термических и динамических режимов существования. Основными свойствами снежного покрова, определяющими взаимодействие снежного покрова и атмосферы, являются альbedo снега, его теплоемкость и теплопроводность.

Задача данной работы — использовать схематизацию разнообразия физического описания снежного покрова для настройки годового хода альbedo подстилающей поверхности и гидродинамической модели за счет учета его вертикальной структуры и изменения физических свойств снега в соответствии с типом. Вертикальная структура (стратиграфии) снега в гидродинамической модели учтена при помощи так называемой динамики классов снежного покрова. Метод классификации снежного покрова (в дальнейшем называемый климатическим) основан на идеях, предложенных в работе М. Штурма [9] для классификации климатического снежного покрова. В нем для определения класса снега использован анализ изменения трех метеорологических параметров за предшествующий формированию снега интервал времени: 1) приземной температуры воздуха, 2) осадков, 3) ветра. Такой метод классификации снежного покрова выгодно отличается от многочисленных предшествующих методов тем, что тип снега определяется по истории изменения метеорологических параметров, а не по свойствам самого снега. Другое достоинство предложенного метода — выделение относительно небольшого числа классов, которые, в общем, в достаточно условном виде представляют реальные типы вертикальной структуры снежного покрова.

В статье кратко описан алгоритм динамической классификации и приведены первые результаты его использования для валидации разработанной в Гидрометцентре России модели общей циркуляции атмосферы.

Расчет динамики классов снежного покрова

Предложенная в работе [9] классификация снежного покрова, полученная по климатическим значениям температуры приземного воздуха, осадков и ветра, характеризует снежный покров, сформировавшийся с середины до конца зимы. В соответствии с различиями в характерной вертикальной структуре снежный покров разбит на шесть классов:

- 1) «тундровый»,
- 2) «таежный»,
- 3) «горный»,
- 4) «степной»,
- 5) «морской»,
- 6) «эфемерный».

Названия классов взяты в кавычки, так как они определяют только свойства снега и не привязаны напрямую к климато-географическим зонам и их появление возможно в совершенно других регионах. Типичная стратиграфия для каждого класса снега, следуя [9], приведена на рис. 1. В системе классификации учтен период залегания снега, условия его формирования и глубина снежного покрова, наличие ледяных вкраплений и слоев и другие свойства. Заметно, что по своей вертикальной структуре классы сильно различаются. В связи с этим различаются альbedo снежной поверхности, теплопроводность и теплоемкость снега.

В работе [9] построено глобальное распределение классов, которое используется в оперативной практике определения свойств снежного

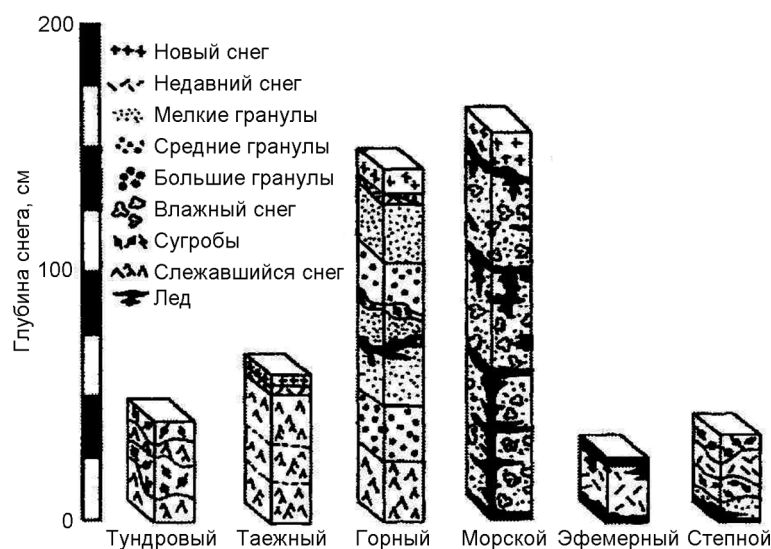


Рис. 1. Стратиграфия классов снежного покрова [9].

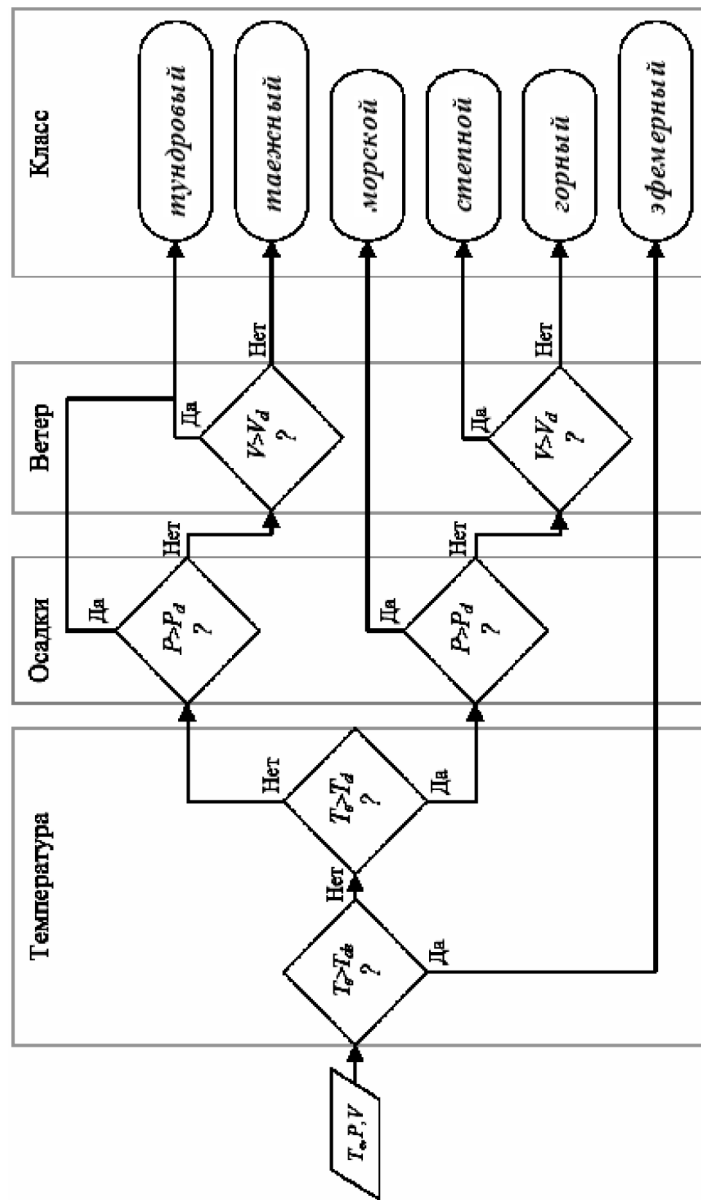


Рис. 2. Блок-схема алгоритма вычисления классов снега.

покрова при расшифровке спутниковой информации NOAA (США). В ней же предложен формальный алгоритм определения класса снежного покрова, классификация снега проведена для годового интервала осреднении метеорологических переменных [8]. В ряде регионов мира, в том числе на Аляске, Штурм [9] сверял свою классификацию с реальной стратиграфией в шурфах и таким образом подбирал критические значения для климатической классификации, в большой мере определяющие класс снега. Итак, определение классов снежного покрова в климатической классификации основано на сравнении среднегодовых значений метеорологических величин (приземной температуры воздуха, интенсивности осадков и скорости ветра) с соответствующими критическими значениями. Блок-схема этого алгоритма приведена на рис. 2, а сам алгоритм подробно описан в работе [9]. В своей публикации мы рассмотрим только особенности алгоритма, использованного в рамках нашей модели.

При разработке метода расчета динамики типов снега для произвольного интервала времени ключевым моментом является определение интервала осреднения и критических метеорологических параметров, используемых в алгоритме. В экспериментах, результаты которых приведены далее, применялось осреднение за трехмесячный интервал, предшествующий расчетному моменту. Критические константы для климатической и динамической классификации подобраны в результате многочисленных предварительных экспериментов и приведены в табл. 1. Заметно, что они отличаются от критических коэффициентов климатической классификации в основном для осадков.

Один из критериев разумности динамической классификации, который мы использовали при получении критических коэффициентов, — соображение, что для конца зимы в северном полушарии на этапе окончания формирования снежного покрова распределение площади каждого класса должно быть близким к распределению классов по работе [9]. Близость относительных площадей в феврале в динамической классификации к относительным площадям в климатической заметна на рис. 3. Годовой

Таблица 1

Константы, используемые для динамической и климатической классификации и интервалы усреднения

Тип классификации	Температура T_d , °С	Осадки P_d , мм/сут	Скорость ветра V_d , м/с	Интервал усреднения
Климатическая [8]	125	2	—	1 год
Климатическая [7]	125	1,9	—	1 год
Климатическая [6]	125	0,9	—	1 год
Динамика классов	120	1,7	1	3 месяца

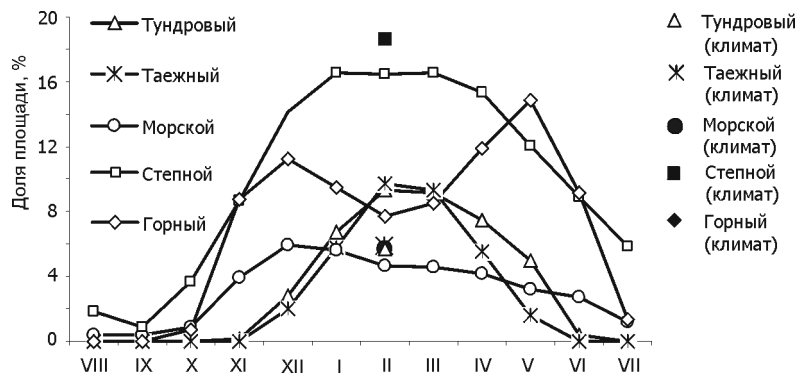


Рис. 3. Годовой ход доли площади, покрытой снегом различных классов («динамика» классов) в северном полушарии и доли площади в феврале полученные по среднегодовым осреднениям метеорологических параметров.

ход площадей, занятых снегом каждого класса, получен по среднемесячным многолетним значениям температуры приземного воздуха, осадкам и ветру из реанализа ERA [6]. По сути, данный график демонстрирует степень реалистичности динамики классов, которую отражают доли площади, занятой каждым классом снега: снежный покров устанавливается с сентября по октябрь, таяние и сход продолжают с марта по июль. Установление снежного покрова начинается в большинстве регионов с возникновения снега классов «степной» и «горный», так как для них характерны более высокие суммы значений температуры в начале зимы и меньшие количества накопившихся осадков. Далее в ноябре возрастает доля снега класса «морской», которому соответствует большое количество еще относительно теплого снега. С декабря по февраль формируется снег классов «таежный» и «тундровый», характерных для более низких сумм значений температуры середины и конца зимы. Максимумы для площадей, занимаемых снегом различных классов, приходятся:

- для «степного» и «морского» — на декабрь,
- для «таежного» и «тундрового» — на февраль,
- для «горного» — на декабрь и май,

Два выраженных максимума для «горного» снега можно объяснить в первую очередь довольно высокими суммами значений температуры, при которых снег еще лежит на земле весной, и малым количеством осадков в виде свежего снега, необходимого для существования данного типа. К июлю весь снежный покров практически сходит, что проявляется в наличии только некоторой площади снега типа «эфемерный».

**Предварительные результаты численных экспериментов
по валидации модели общей циркуляции атмосферы
при помощи динамики физических характеристик
классов снежного покрова**

Как уже отмечено, снег оказывает большое влияние на изменение свойств подстилающей поверхности. В частности, при выпадении снега резко изменяется альbedo поверхности. На альbedo влияет «возраст» снежного покрова, т. е. время между снегопадами, а также его влажность, плотность, структура поверхности, на которую он выпадает. Альbedo изменяется под влиянием оседания и уплотнения снега, перекристаллизации, таяния и др. Поверхность, покрытая сухим чистым снегом, отражает до 80 % солнечной радиации, для рыхлого и стаявшего снега эта доля меньше. Поэтому для каждого класса снега в динамической классификации задается соответствующее альbedo.

На теплоемкость и теплопроводность снежного покрова также влияют влажность, плотность и структура снега. Кроме того, в толще снежного покрова могут возникать фазовые переходы в виде таяния, возгонки и т. д., что изменяет вид уравнения теплового баланса. К сожалению, подробная информация о тепловых свойствах снега приведена только в изданиях полувековой давности, например в работах [1, 4].

Исходя из приписываемой Штурмом [9] каждому классу средней плотности, рассчитаны средние значения теплоемкости и теплопроводности соответствующего класса снега (табл. 2).

В этом разделе мы представим предварительные результаты трех численных экспериментов с версией T42L15 разработанной в Гидрометцентре России модели общей циркуляции атмосферы, описание которой и результаты ряда экспериментов приведены в работах [2, 3]. Каждый эксперимент проводился по протоколу AMIP (проект сравнения

Таблица 2

Характеристики снега каждого класса

Характеристика	«Тундровый»	«Таежный»	«Морской»	«Эфемерный»	«Степной»	«Горный»
Плотность, кг/м ³	310	200	350	—	180	220
Альbedo, 0,90	0,90	0,70	0,5	0,76	0,87	
Теплопроводность, Вт/(м·К)	0,3618	0,1692	0,3068	—	0,2568	0,2256
Теплоемкость, 10 ⁵ Дж/(м ³ ·К)	2,5	1,1	2,6	—	1,2	1,4

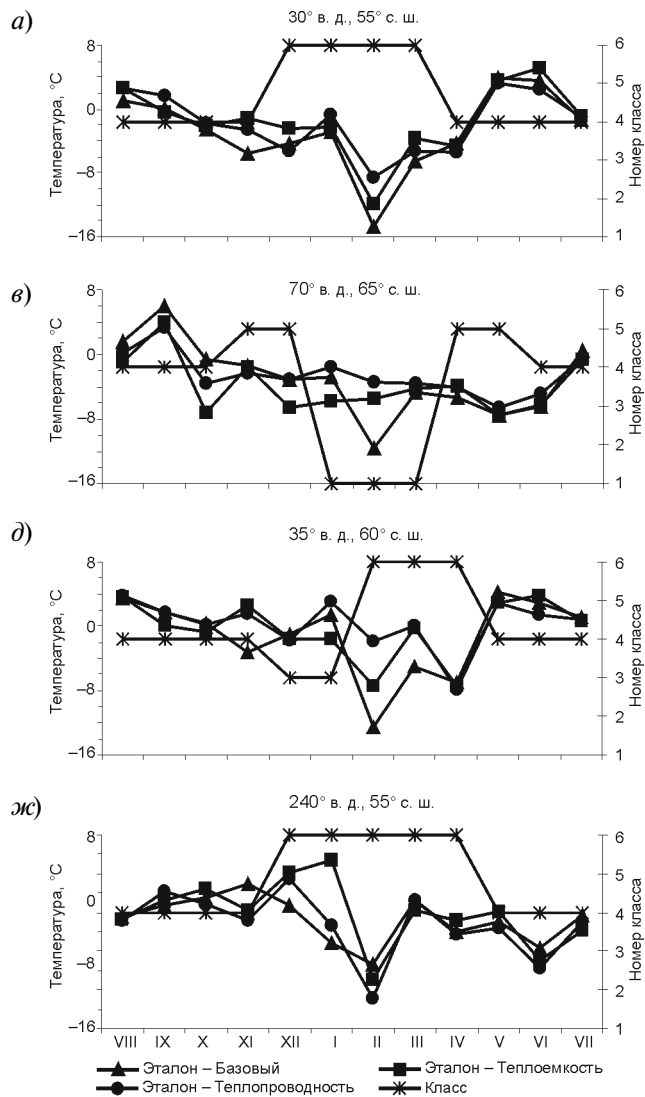
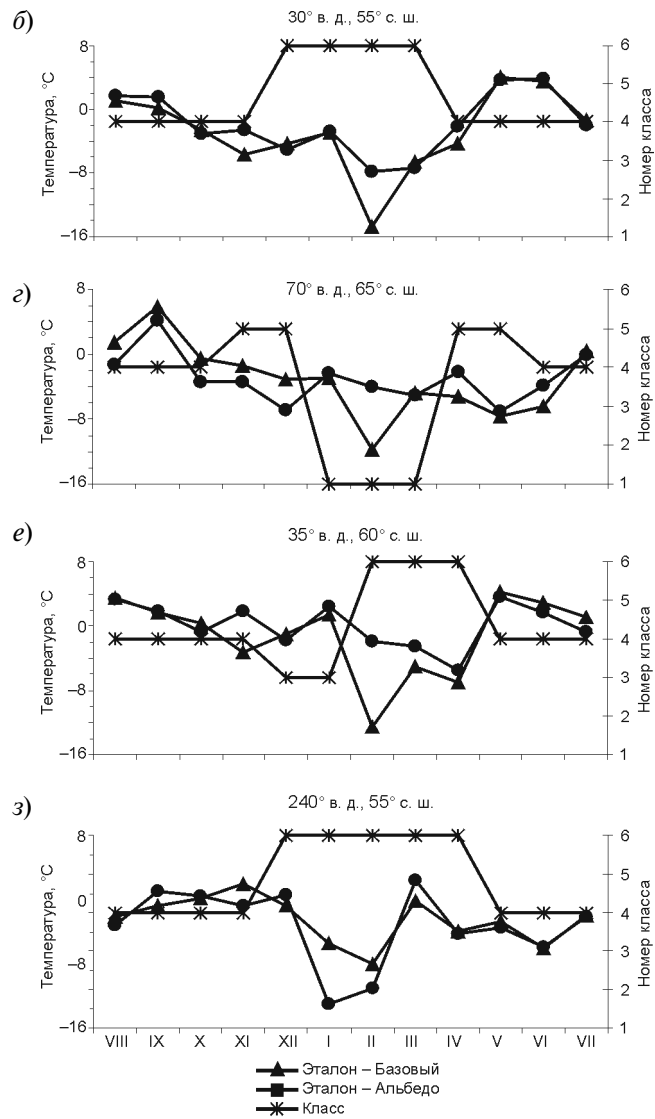


Рис. 4. Годовой ход разностей температуры приземного воздуха эталона эксперимента, а также эталона и экспериментов с изменением северного



(температуры на уровне 2 м из реанализа NCAR/NCEP) минус «базовый» свойств соответствующих классов снежного покрова для ряда точек полушария.

моделей атмосферы) [5] 2 года. Задача каждого эксперимента — определить влияние различных физических характеристик снежного покрова на приземную температуру воздуха.

Теплоемкость и теплопроводность снега каждого класса менялась по мере его появления в каждой точке.

Так как альbedo в каждой точке в модели зависит от толщины снежного покрова, поясним учет снежного покрова в экспериментах.

В модели Гидрометцентре России влияние снега на альbedo рассчитывается по формуле

$$a = a_l + (a_s - a_l)sn/(sn + sn_{кр}),$$

где sn — толщина снежного покрова в водном эквиваленте, $sn_{кр} = 0,01$ м — критическая толщина снежного покрова, a_l — альbedo бесснежной поверхности, a_s — максимальное альbedo снега для соответствующего класса (см. табл. 2).

В данной публикации мы не приводим полный анализ результатов численных экспериментов с учетом различных классов, а анализируем только непосредственное влияние теплоемкости, теплопроводности и альbedo различных классов снега на годовой ход альbedo и температуры приземного воздуха. При анализе полученных результатов, приведенных в данной публикации, выбраны серии отдельных характерных точек, в которых с определенной очередностью менялись типы снега. В этих точках рассчитаны разности в изменении годового хода температуры приземного воздуха эталонного эксперимента и эксперимента с изменением характеристик снежного покрова.

Рассмотрим рис. 4 *а* и *б*. Видно, что до ноября и после апреля наблюдался так называемый «эффемерный» тип снега и, по сути, никакого значительного эффекта от изменения свойств снега не проявляется. В интервале от декабря до марта в этой точке возник снежный покров типа «степной». Заметно, что именно зимой отклонения от эталона температуры достигали в экспериментах 15 °С. Видно также, что изменение теплоемкости и теплопроводности снега в соответствии с классом привело к уменьшению среднемесячного отклонения от эталона более чем на 8 °С. Еще больший эффект от приближения к эталону альbedo для этой же точки заметен на рис. 4 *б*. Если эти эффекты в эксперименте с учетом всех трех эффектов будут суммарными, то можно надеяться, что даже в феврале приземная температура значительно приблизится к эталону.

На рис. 4 *в* и *г* приведены еще более яркие аналогичные результаты для точки Западно-Сибирской равнины (70° в. д., 65° с. ш.), в соответствии с которыми ноябрь, декабрь, апрель и май характеризовались

«степным» типом снега, а январь, февраль, март — «тундровым». Причем заметно, что при «степном» типе введение другой теплоемкости даже несколько ухудшило результаты по сравнению с базовым вариантом. Пример заметного приближения к эталону виден также на рис. 4 *д* и *е* для точки вблизи Санкт-Петербурга (35° в. д., 60° с. ш.), на которых «морской» тип снега в декабре и январе сменился на «горный» в феврале, марте и апреле. Среднемесячные изменения в январе, феврале и марте достигали 4—6 °С.

На рис. 4 *ж* и *з* приведен пример для точки на севере США (240° в. д., 55° с. ш.), в которой все три эксперимента при появлении устойчивого «морского» типа снега в течение всей зимы и весны привели к некоторому увеличению отклонения температуры от эталона. Из проанализированного значительного числа точек и областей можно сказать, что большая часть заснеженных территорий улучшает свои термические свойства, но имеется часть точек, где этого эффекта не происходит. Мы предполагаем, что это связано с тем, что назначение классов в наших экспериментах проводилось не по внутренним параметрам модели (температуре приземного воздуха, ветру и осадкам), а по климатическим величинам и, в какой-то мере, навязывалось извне.

В дальнейшем предполагается алгоритм расчета типов вычислять в каждой точке модельной области независимо от результатов моделирования.

Выводы

На основе классификации [4] разработан алгоритм динамической классификации снежного покрова, отражающий сезонное изменение распределения снега по классам. Показано, что динамическая классификация сохраняет основные интегральные свойства снежного покрова в период его формирования, залегания и схода.

Динамическая классификация была внедрена в модель общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России (Т42L15). В работе приведены результаты первых экспериментов с учетом влияния альбедо, теплоемкости и теплопроводности снега в зависимости от классов снега. В них в процессе расчетов по модели общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России определялись классы снежного покрова и каждому классу приписывалось различное значение характеристик снежного покрова. В работе показано, что на большей части северного полушария альбедо подстилающей поверхности приблизилось к эталонным величинам по сравнению с базовым экспериментом. Так как альбедо

подстилающей поверхности заметно влияет на энергетику атмосферы, улучшились (приблизились к эталонам) и средние величины температуры и осадков, но эти результаты в публикации не приведены из-за недостатка места.

Работа выполнена при частичной поддержке следующими грантами: INTAS 03—51—5296, РФФИ 04—05—64151, 05—05—08018 — ОФИ, 06—05—64104, NATO ESP CLG 981842.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 178 с.
2. Рубинштейн К. Г., Громов С. С., Игнатов Р. Ю. Оценка воспроизведения характеристик снежного покрова в моделях общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2007. — № 3. — С. 1—15.
3. Рубинштейн К. Г., Егорова Е. Н. Оценка воспроизведения годового хода характеристик атмосферы и суши моделью общей циркуляции атмосферы // Тр. ГМЦ РФ. — 2000. — № 33. — С. 41—98.
4. Снег / Под ред. Д. М. Грея, Д. Х. Мэйла. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 751 с.
5. Gates W. L. An overview of AMIP and preliminary results // Proc. The I Intern. AMIP sci. conf. (Monterey, California, USA, 15—19 May 1995). — 1995. — WMO/TD-No. 732. — P. 1—8.
6. Gibson R., Kallberg P., Uppala S., Hernandez A. et al. ERA description, ECMWF Re-analysis Project Report Series. Vol. 1. — Reding: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 1997. — P. 72.
7. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. — 1996. — N 77(3). — P. 437—470.
8. Legates D. R., Willmott C. J. Mean seasonal and spatial variability in gauge — corrected, global precipitation // Int. J. Climatol. — 1990. — N 10. — P. 111—127.
9. Sturm M., Holmgren J., Liston G. E. A seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications // J. Climate. — 1995. — Vol. 8 (5). — P. 1261—1283.

А. Ю. Михайлов, К. Г. Рубинштейн, А. Б. Шмакин

**МЕТОД ДЕТАЛИЗАЦИИ
ПРИЗЕМНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЗДУХА,
ОСНОВАННЫЙ НА МОДЕЛЯХ
ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
И ЛОКАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСОВ**

Введение

Несмотря на стремительный рост мощностей вычислительной техники, крупномасштабные гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА) не воспроизводят локальные особенности метеорологических параметров. Для воспроизведения этих особенностей (и в пространстве, и во времени) по данным крупномасштабного моделирования разрабатывают и используют специальные процедуры, основанные на статистических [7], динамических [6], вариационных [4] и гибридных [9] методах.

Предлагаемый в данной статье метод является гибридным, развитым на основе метода, изложенного в работе [9]. Он, с одной стороны, использует ряды наблюдений, с другой, — результаты локальной тепло-водобалансовой модели подстилающей поверхности в комплексе с трехмерной моделью атмосферного пограничного слоя (АПС). Включение в данный комплекс модели АПС вызвано необходимостью детально воспроизвести характеристики приземного слоя атмосферы по данным модели подстилающей поверхности и характеристикам свободной атмосферы, взятым из модели ОЦА. При этом предполагается, что влияние на атмосферу подсеточных неоднородностей подстилающей поверхности выше АПС не распространяется. В данной работе также исследован вопрос о надежности воспроизведения моделью АПС приземных характеристик по фактическим аэрологическим данным (верификация комплекса моделей АПС и локального теплового и водного балансов).

Использование гибридного метода позволяет, в отличие от статистических методов, проводить детализацию не только в том месте, где имеется многолетний ряд наблюдений, но и в ближайших к станции регионах. Для этого в модель вводятся свойственные этим регионам характеристики подстилающей поверхности и в соответствии с ними пересчитываются ряды метеорологических параметров.

В статье приведены результаты валидации процедуры детализации значений приземной температуры и отношения смеси водяного пара. Термин «приземная» подразумевает температуру воздуха и отношение смеси на высоте 2 м для фактических данных и на высоте 8 м — для модельных данных.

1. Алгоритм метода детализации

На первом этапе при помощи крупномасштабной модели ОЦА рассчитываются метеорологические характеристики для исследуемой области.

Второй этап — подготовка детальных данных о характеристиках почв и растительности для территории, где проводится детализация результатов расчетов крупномасштабной модели.

На третьем этапе рассчитывается приземная температура воздуха в узлах мелкой сетки по модели пограничного слоя атмосферы, для которой граничными условиями являются результаты расчетов на крупномасштабной модели и детализированные характеристики, получаемые по тепло-водобалансовой модели на подстилающей поверхности.

Реализация и испытание данного гибридного метода проведены по данным экспериментов со спектральной моделью ОЦА Гидрометцентра России [5].

2. Описание модели АПС

В данной работе для расчетов по тестовому региону использована трехмерная нестационарная модель горизонтально-неоднородного пограничного слоя атмосферы (АПС). В этой модели реализовано конечно-разностное решение системы семи гидродинамических уравнений (переноса количества движения, тепла, влаги, турбулентной кинетической энергии, неразрывности несжимаемой жидкости и статики) для заданного поля давления, и с L – B -замыканием при расчете вертикальных коэффициентов турбулентности (описание уравнений для стационарного случая приведено в работах [2, 8]).

Рассчитываемыми величинами в модели являются:

- составляющие скорости ветра (u , v и w),
- потенциальная температура (Θ),
- отношение смеси водяного пара (q),
- турбулентная кинетическая энергия (b),
- масштаб турбулентности (l).

Вычисления осуществлялись по полунявной схеме с центральными конечными разностями для пространственных производных и с прогонкой по вертикальной координате.

При постановке задачи использован подход, при котором горизонтальные градиенты давления P в уравнениях движения задавались по следующим соотношениям, получающимся путем интегрирования уравнения статики от верхней границы АПС до расчетного уровня:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = L_k u_g + gT \int_z^H \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz, \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = -L_k v_g + gT \int_z^H \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} dz,$$

где u_g и v_g — составляющие геострофического ветра (в нашем случае приняты равными соответствующим составляющим ветра на верхней границе АПС); L_k — параметр Кориолиса; T — температура воздуха, К; H — высота АПС; ρ — плотность воздуха; g — ускорение свободного падения, z — вертикальная координата, отсчитываемая от уровня земли (в данной работе он задан постоянным), м.

В уравнении переноса тепла учтено изменение температуры, вызванное фазовыми переходами в точках, где отношение смеси q больше, чем отношение смеси насыщения $q_{\text{макс}}$. При этом изменение температуры за шаг по времени равно:

$$\Delta\Theta = L(q - q_{\text{макс}})/c_p,$$

где L — удельная теплота конденсации (сублимации); $c_p = 1003$ Дж/(кг·К); q принято равным $q_{\text{макс}}$ с выпадением всей сконденсированной влаги в виде осадков, которые добавляются к водному балансу подстилающей поверхности (они составляют примерно 10 % месячных сумм).

Фазовые переходы в толще АПС приводят в модели к увеличению встречного инфракрасного излучения на поверхности земли за счет поправки на температуру нижней границы облачности в АПС (более трех уровней с фазовыми переходами). Согласно предварительным экспериментам, учет данных эффектов заметно улучшает результаты моделирования.

Для замыкания системы уравнений переноса относительно вертикальных коэффициентов турбулентности (k), масштаба турбулентности (l) и скорости диссипации турбулентности (ϵ) использованы следующие соотношения [2, 3]:

$$L = -k \frac{b/k}{(1 + az) \frac{\partial}{\partial z} (b/k)}, \quad k = c^{0,25} l \sqrt{b}, \quad \epsilon = cb^2/k, \quad (1)$$

где $k = 0,38$, $c = 0,05$.

В уравнениях (1) поправка $(1 + az)$ взята из формулы Блэкедара, где коэффициент a имеет размерность $[м^{-1}]$ и равен согласно [12]:

$$a = \int_0^H b \rho dz / \int_0^H z b \rho dz.$$

Условия на верхней границе пограничного слоя атмосферы (при $z = H$) сформулированы следующим образом:

$$u = u_g, \quad v = v_g, \quad \Theta = \Theta_h, \quad q = q_h, \quad b = 0.$$

На нижней границе заданы следующие условия:

$$u = v = w = 0, \quad \Theta = T_s, \quad q = q_s, \quad l = kz_0 \text{ при } z = z_0 + d,$$

где z_0 — параметр шероховатости, d — высота слоя вытеснения, T_s и q_s — параметры, вычисляемые в блоке модели подстилающей поверхности [9].

Поверхностные характеристики согласованы с характеристиками приземного подслоя ($z_0 < z < \zeta$) по формулам подобия и эмпирическим функциям подобия. При этом коэффициент турбулентности в приземном подслое задан по формуле:

$$k(z) = k \frac{u_* (z - d)}{\varphi[(z - d)/L]}, \quad (2)$$

где L — масштаб длины Монина—Обухова,

$$u_*^2 = k \sqrt{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}.$$

Эмпирические формулы для функций подобия (кроме случая $L \leq -1$) взяты из работы [1], где

$$\varphi(z) = \begin{cases} 1 + 4,7(z - d)/L & \text{для } 1 > L > 0, \\ 5,7 & \text{для } L \geq 0, \\ [1 - 16(z - d)/L]^{-0,25} & \text{для } 0 > L > -1, \\ (17,0)^{-0,25} & \text{для } L \leq -1. \end{cases} \quad (3 a)$$

Функции подобия для потоков тепла и влаги отличаются от функций подобия для количества движения при конвективных условиях и имеют вид:

$$\varphi(z) = \begin{cases} [1 - 16(z - d)/L]^{-0,5} & \text{для } 0 > L > -1, \\ (17,0)^{-0,5}. & \end{cases} \quad (3 б)$$

Ограничение для функций подобия при $L < -1$, специально введенное в данной модели, обусловлено необходимостью учета прибли-

жения свободной конвекции при скорости ветра в приземном подслое, равной нулю. Такое ограничение приводит к тому, что вертикальный поток тепла, рассчитанный по данной модели, совпадает с аналогичным потоком, вычисленным при приближении свободной конвекции (при одинаковых температурных градиентах) при скорости ветра в приземном подслое, равной 0,002 м/с.

При помощи первых двух уравнений (1) и формул (2)—(3) методом последовательных приближений рассчитаны значения l и b на верхней границе приземного подслоя при $z = \zeta$ (в модели $\zeta = 2$ м). Эта процедура необходима для согласования величин b , k и l на границе приземного подслоя и АПС. Полученные значения соответствовали значениям этих величин на нижней границе моделируемого АПС при $z = \zeta$. Коэффициент турбулентности нижнего модельного слоя вычислен при помощи интегральных функций подобия для приземного подслоя.

Поскольку функции подобия для потоков тепла и влаги отличаются от функции подобия для потока количества движения в приземном подслое, то при интегрировании первого уравнения (1) внутри АПС масштабы турбулентности для тепла и влаги отличаются от масштаба турбулентности для количества движения (в нижней части АПС на 20—40 %; в верхней части они равны). Это соответственно относится и к коэффициентам турбулентности.

В экспериментах использована прямоугольная конечно-разностная сетка, имевшая $23 \times 30 = 690$ ячеек с горизонтальным шагом 9 км. Число уровней модели по вертикали равно 20, а шаг по времени — 60 с. В данной версии модели высота ячеек моделируемой области и соответственно нижнего расчетного уровня задана постоянной (пренебрежение рельефом).

3. Краткое описание модели теплового и водного балансов

Эффективная температура поверхности T_s и отношение смеси q_s при $z = z_0$ рассчитываются при помощи модели теплового и водного локального баланса. Модель рассчитывает все составляющие теплового и водного баланса на суше с учетом процессов в почве и на растительности [9].

В число переменных, рассчитываемых схемой на каждом шаге по времени, входят следующие:

- суммарное испарение, по которому рассчитывается q_s ,
- эффективная температура поверхности T_s ,
- температура в почве на двух расчетных уровнях,
- содержание в почве влаги в жидком и твердом состоянии по двум слоям .

В качестве внешнего параметра на подстилающей поверхности в каждой точке модельной области задается тип ландшафта (для модельной области использовано семь типов), которому соответствуют 14 постоянных характеристик (альбедо, шероховатость, листовой индекс, высота растительности, характеристики грунта и т. д.). Модель ранее протестирована по бассейну р. Роны (Франция) [10], по данным Валдайской гидрологической лаборатории [11], по району г. Печора [9] и другим полигонам. Значение параметра шероховатости растительности вычисляется из соотношения, учитывающего высоту растительности и общее проективное покрытие растительности [9].

Для исследуемого региона использовано семь типов ландшафтов:

- 1) хвойные вечнозеленые леса,
- 2) лиственные листопадные леса,
- 3) трава высотой до 30 см,
- 4) пашни (сезонная смена растительности),
- 5) сельскохозяйственные застройки и сады,
- 6) болота,
- 7) городские застройки.

Наиболее контрастны с точки зрения значений характеристик, определяющих тепловой и водный балансы, хвойные леса и городские застройки.

4. Описание экспериментов

В данной работе модельный комплекс протестирован на основе данных для Московского региона.

На верхней ($H = 2$ км) и боковых границах модельной области задавались значения температуры, влажности воздуха и горизонтальные составляющие скорости ветра, полученные в результате численных экспериментов на модели ОЦА Гидрометцентра России. Балл облачности и интенсивность осадков, использованные в балансной модели, также получены из модели ОЦА.

Для всех перечисленных величин осуществлена линейная интерполяция во все ячейки сетки локальной модели на верхней границе. На боковых границах также осуществлялась линейная интерполяция данных величин по высоте между нижним (8 м) и верхним (2 км) уровнями на все расчетные уровни АПС.

В данной работе для детализации использованы результаты базового эксперимента, выполненного по протоколу АМІР2 (проект сравнения моделей циркуляции атмосферы) на модели ОЦА за май—октябрь 1990 г. для сроков 6, 12, 18 и 24 ч. Для испытания выбран Московский

регион с координатами 36,6—39,4° в.д., 54,4—57,2° с. ш., который покрыт достаточно густой сетью из 14 метеостанций, необходимых для проверки качества результатов. Для оценки успешности процедуры гибридной детализации использованы выборки по приземной температуре и абсолютной влажности воздуха для 14 метеостанций Московской области для тех же сроков и за тот же период, предоставленные Гидрометцентром России.

Выбор интервала май—октябрь связан с тем, что начальное значение относительного влагосодержания почвы в начале мая можно принять близким к единице. Действительно, выбор начального момента интегрирования прямо зависит от влажности почвы и запаса воды в снеге как наиболее инерционных членов в системе тепло-влагообмена. Согласно предварительным экспериментам, изменение начальной относительной влажности почвы на 0,5 приводит к изменению среднемесячной температуры ближайшего месяца на 2 °С. Чувствительность модели к выбору начальных значений других характеристик незначительна.

Для верификации комплекса «модель АПС — модель теплового и водного баланса поверхности» проведен расчет приземных характеристик воздуха при всех идентичных параметрах модели, рассмотренной выше. Единственное отличие — задание на верхней границе модели фактических аэрологических данных на уровне 850 гПа, взятых из архива¹ для Москвы за май—октябрь 1990 г. При этом поля на верхней границе модели заданы однородными. На боковых границах задан ноль горизонтальных градиентов вычисляемых величин, нормальных к границе. Все результаты такого эксперимента приведены в табл. 1—3 под термином «по фактическим данным», который означает осреднение результатов модели по 14 ячейкам сетки, содержащим данные одной метеостанции из упомянутых 14.

5. Анализ результатов

Детализация результатов крупномасштабного моделирования означает приближение воспроизводимых временных рядов к фактическим, т. е. увеличение коэффициента корреляции и среднеквадратического отклонения (СКО), а также воспроизведение пространственных неоднородностей меньшего масштаба, чем воспроизводит крупномасштабная модель.

Результаты сравнения временных рядов приземной температуры и отношения смеси водяного пара приведены в табл. 1. Здесь и далее по

¹ Integrated Global Radiosonde Archive. ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra.

Таблица 1

**Коэффициенты корреляции между модельными и фактическими
временными рядами приземных значений температуры воздуха
и отношения смеси водяного пара**

Вид данных	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Температура						
Без детализации	0,40	0,38	0,61	0,70	0,35	0,21
С детализацией	0,52	0,51	0,54	0,76	0,47	0,35
Фактические	0,90	0,94	0,93	0,93	0,84	0,73
Отношение смеси						
Без детализации	х	х	0,31	0,48	0,19	х
С детализацией	х	х	0,20	0,53	0,27	0,19
Фактические	0,82	0,82	0,79	0,74	0,77	0,64

Примечание: х — незначимые величины при 5 %-м уровне значимости.

Таблица 2

**Относительные среднеквадратические погрешности температуры
за 1990 г.**

Вид данных	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Без детализации	0,91	0,92	0,86	0,71	0,93	1,02
С детализацией	0,86	0,86	0,82	0,70	0,88	0,92
Фактические	0,47	0,44	0,52	0,65	0,41	0,72

Таблица 3

**Коэффициенты корреляции расчетных среднемесячных значений
приземной температуры с фактическими данными
для 13 метеостанций Московской области**

Вид данных	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Входные данные из модели ОЦА	0,81	0,74	0,62	0,64	0,80	0,50
Фактические аэро- логические	0,78	0,74	0,74	0,72	0,77	0,55

тексту выражение «без детализации» означает данные модели ОЦА, осредненные по четырем узлам модельной сетки, соответствующим боковой границе области интегрирования модели АПС. Выражение «детализация» означает результаты расчетов по этой модели, осредненные по всей модельной области.

Все приведенные здесь коэффициенты корреляции являются значимыми при 5 %-м уровне значимости для выборки $N = 120...124$ (че-

тыре срока в сутки) по критерию Фишера. Из табл. 1 следует, что рассматриваемый в статье алгоритм детализации позволяет улучшить временной ход приземной температуры, воспроизводимый моделью ОЦА. Это улучшение связано с более точным описанием суточного хода всех метеоэлементов за счет детального воспроизведения процессов вертикального обмена теплом и влагой внутри различных ландшафтов, представляющих данную территорию, а также за счет более точного описания вертикальной структуры всех моделируемых величин.

Временной ход влажности воздуха незначительно улучшается за счет детализации только в трех случаях из шести при общем низком качестве воспроизведения этой величины моделью ОЦА в свободной атмосфере. Об этом свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции фактической влажности и модельных рядов, воспроизводимых по фактическим аэрологическим данным. Таким образом, возможность применения такого метода детализации для воспроизведения рядов приземной влажности воздуха напрямую зависит от улучшения описания рядов этой величины моделью ОЦА в свободной атмосфере.

Высокие коэффициенты корреляции температуры и влажности приземного воздуха между фактическими и модельными значениями, полученными по фактической аэрологии, говорят о возможности применения такого комплекса моделей для решения различных задач детализации данных (о моделировании ОЦА, модели прогноза погоды на различные сроки, объективный анализ полей).

Качество результатов детализации временного ряда температуры (из-за низкой корреляции для отношения смеси такая оценка не проводилась) количественно оценено путем расчета функций спектральных плотностей для трех рассматриваемых рядов на исследуемом интервале времени (5 месяцев — 612 точек). Для этого из исходных рядов были удалены соответствующие сезонные тренды. Результаты спектрального анализа приведены в табл. 4.

Заметим, что большая часть дисперсии формируется за счет двух узких интервалов частот (периодов):

- 1) низких частот (5—75 сут),
- 2) суточного хода (1,1—0,9 сут).

Остальные интервалы соответствуют ограниченному по частоте белому шуму.

В табл. 4 показано, что подсеточная детализация рядов, вычисляемых по модели ОЦА, улучшает статистическую структуру временных рядов за счет увеличения доли процессов, связанных с суточным ходом (амплитуда суточного хода температуры увеличивается более чем в 2 ра-

Таблица 4

**Интегралы от спектральной плотности приземной температуры воздуха
по заданному интервалу частот
и соответствующие доли этой величины в дисперсии ряда**

Интервал, сут	<i>N</i> %	Фактическая	Без детализации	Детализация
0,5—0,9	47	0,83/5	0,28/6	1,14/9
0,9—1,1	3	7,29/45	1,48/32	6,50/52
1,1—5	41	2,64/16	0,73/16	2,20/18
5—75	9	5,55/34	2,17/47	2,61/21
Дисперсия	—	16,30/100	4,66/100	12,45/100
Амплитуда суточного хода, °С	—	3,7	1,7	4,1
СКО, °С	—	4,04	2,16	3,53

Примечания. 1. *N* — доля данного интервала во всем частотном интервале. 2. Приведенные значения соответствуют дисперсии температуры в данном частотном интервале. 3. Числитель — спектральная плотность, (°С)²; знаменатель — доля спектральной плотности в дисперсии ряда, %.

за). При этом амплитуды низкочастотных составляющих при подсеточной детализации практически не меняются (по всей видимости, эти составляющие обусловлены крупномасштабными процессами).

Для оценки эффективности долгосрочных прогнозов на практике часто используется относительная среднеквадратическая погрешность *E*, которая вычисляется по следующей формуле (см. [4]):

$$E = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - T_3)^2 / (D)}, \quad (4)$$

где *N* — длина ряда, *T* и *T₃* — расчетная и наблюдаемая температура соответственно, *D* — дисперсия *T₃*.

Результаты расчетов *E* приведены в табл. 4. Значения относительных погрешностей для отношения смеси водяного пара в силу низкой корреляции велики и составляют 1,0—3,5 для случая без детализации (для случая детализации погрешность всюду немного ниже). Погрешности для модельных данных этой характеристики, полученных по фактической аэрологии, составляют 0,7—0,9.

Табл. 2 показывает, что согласно данному критерию, детализация подсеточных процессов при помощи моделей данного типа немного уменьшает ошибки расчетов приземной температуры.

Для решения задачи пространственной детализации рассчитаны поля среднемесячной температуры для всех узлов сетки модельной области за упомянутый период времени. Затем значения этих величин в ячейках сетки, в которых расположены 14 метеостанций (для кото-

рых проведен временной анализ), сравнивались с наблюдаемыми значениями на этих же метеостанциях. В результате пространственного анализа выбрано 13 станций, для которых выполнен корреляционный анализ. Результаты такого анализа приведены в табл. 3. Все выборочные коэффициенты корреляции в табл. 3 значимы при 5 %-м уровне значимости для выборки $N = 13$.

Расчет аналогичных коэффициентов корреляции для отношения смеси водяного пара привел к отрицательным результатам — все аналогичные коэффициенты оказались незначимыми при выборке $N = 13$ и поэтому здесь не приведены.

По формуле линейной регрессии между модельными и фактическими данными, полученной предварительно для каждого месяца, рассчитана среднемесячная температура в каждой ячейке исследуемой области (всего 640 точек). Этот расчет показал, что пространственное СКО для всей области в среднем по пяти месяцам в 2,5 раза больше, чем СКО по данным метеостанций. Причина такого несовпадения, очевидно, — однотипность ландшафтов вблизи точек наблюдений (городская застройка). Это говорит о возможности выявлять при помощи рассмотренного метода пространственные аномалии в поле среднемесячной температуры для различных целей, тем более что эти аномалии привязаны к определенным типам ландшафтов. Так, например, хвойные леса и болота создают отрицательные аномалии в поле температуры, а городские застройки и пашни, наоборот, приводят к повышению температурного фона.

Для подтверждения последнего вывода проведен аналогичный эксперимент для случая аномально холодного июля 1979 г. Сравнение расчетных полей средних июльских температур за 1979 и 1990 гг. показало, что, несмотря на различные циркуляционные ситуации (в июле 1979 г. преобладали холодные вторжения), эти поля имеют практически одну и ту же горизонтальную структуру (коэффициент корреляции между ними равен 0,91). Этот результат говорит о том, что пространственная структура среднемесячных полей приземной температуры данного масштаба обусловлена, главным образом, пространственным распределением различного типа ландшафтов. Этот вывод, а также высокая пространственная корреляция между расчетными и наблюдаемыми значениями, говорят о целесообразности и возможности использования данного метода пространственной детализации не только для результатов моделирования ОЦА, но и для целей краткосрочного прогноза и пространственного анализа мезомасштабных полей температуры.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 04—05—64151, 04—05—64745, 06—05—64604, INTAS—03—051—5296) и грантом NATO — CLG981842.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Братсерт У. Х. Испарение в атмосферу. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985. — 351 с.
2. Вагер Б. Г., Надежина Е. Д. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 136 с.
3. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 342 с.
4. Рубинштейн К. Г. Принципы создания системы обеспечения метеорологической информацией моделей дальнего переноса примеси в атмосфере и анализ некоторых результатов // Метеорология и гидрология. — 2002. — № 9. — С. 34—50.
5. Рубинштейн К. Г., Егорова Е. И. Оценка воспроизведения годового хода характеристик атмосферы и суши моделью ОЦА // Тр. ГМЦ. — 2000. — Вып. 333. — С. 41—98.
6. Рубинштейн К. Г., Игнатов Р. Ю., Гранберг И. Г., Гусева М. С. и др. Динамическая детализация краткосрочных численных прогнозов с помощью региональной численной модели на примере курортного региона Минеральные Воды // МЕТЕОСПЕКТР. — № 3. — 2005. — С. 8—17.
7. Рубинштейн К. Г., Новикова И. В. Испытание метода статистической детализации сезонного прогноза погоды для региона Москвы // Тр. ГМЦ РФ. — 2006. — Вып. 341. — С. 166—185.
8. Ставиский Д. Б. Моделирование влияния локальной адвекции на тепловой баланс растительного слоя // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1990. — Т. 26, № 6. — С. 571—578.
9. Шмакин А. Б., Рубинштейн К. Г. Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // Тр. ГМЦ РФ. — 2006. — Вып. 341. — С. 186—208.
10. Boone A., Habets F., Noilhan J., Clark D. et al. The Rhone-Aggregation land surface scheme intercomparison project: an overview // J. Climate. — 2004. — Vol. 17, N 1. — P. 187—208.
11. Luo L., Robock A., Vinnikov K. Ya., Schlosser C. A. et al. Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia // J. Hydrometeorology. — 2003. — Vol. 4, N 2. — P. 334—351.
12. Mellor G. L., Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // J. Atm. Sci. — 1974. — Vol. 31, N 7. — P. 1791—1806.

И. В. Новикова, С. Мостаманди, К. Г. Рубинштейн

**РЕЗУЛЬТАТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ДЕТАЛИЗАЦИИ
ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА И ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ
НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЬЮ РОССИИ
(РЕГИОН БАЛТИЙСКОГО МОРЯ) ДЛЯ РАСЧЕТА НАВОДНЕНИЙ**

Введение

С учетом географического положения Санкт-Петербурга и постоянно существующей опасности невских наводнений разработка надежных методов прогнозирования наводнений — чрезвычайно актуальная задача.

Прогноз наводнений зависит от двух основных составляющих:

- 1) прогноза синоптической ситуации над Балтикой,
- 2) прогноза ее влияния на уровень воды в Финском заливе и в Неве.

Задача данной работы — прогноз синоптической ситуации при помощи региональной гидродинамической модели MM5 (США) (Mesoscale Model, version 5, см. <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>) и анализ полученных результатов динамической детализации.

При анализе результатов использованы синоптические карты, фактические данные скорости и направления ветра, приземного давления, данные уровня воды по четырем метеостанциям (Кронштадт, Выборг, Озерки, Хельсинки).

Для сравнения результатов прогнозов по модели MM5 проанализирован также прогноз синоптической ситуации при помощи региональной модели скандинавских стран HIRLAM (см. <http://hirlam.org>).

Для расчета прогноза уровня воды в Финском заливе и в Неве использована модель CARDINAL¹ (<http://webcenter.ru/~klevanny/>).

1. Невские наводнения: причины и механизмы

Невские наводнения представляют собой крайне сложное явление. В их возникновении и развитии участвуют многочисленные метеорологические и гидрологические факторы. Значение каждого фактора и их комбинации меняются от одного случая наводнения к другому.

¹ Coastal ARea Dynamic INvestigation Algorithm.

При наводнении циклоны, фронты и связанные с ними поля давления и ветра обуславливают быстрые деформационные колебания уровня воды. В зависимости от синоптических условий колебания уровня могут принимать вид либо длинной перемещающейся волны, либо приближаться к виду стоячей волны (сейше). Эти волны при распространении по Финскому заливу изменяются под влиянием формы береговой линии и ветра в момент прохождения волны. Обычно при наводнениях происходит сложение различных видов колебаний уровня, т. е. на волну сейшеобразного характера накладывается перемещающаяся длинная волна.

В Финском заливе нарастание волн усиливается ветровым нагоном.

На колебания уровня воды, вызванные этими явлениями в устье, также оказывают влияние сток Невы и приливные колебания [1].

Наиболее очевидные и ярко выраженные метеорологические явления, приводящие к резкому подъему воды при невских наводнениях, это сильный ветер западного направления, противоположный течению Невы. Как правило, при наводнениях он сопровождается циклонами, траектории которых проходят над центральной Балтикой и Финским заливом. Циклоны, как области низкого атмосферного давления, проходя над морем, вызывают повышение уровня воды, как бы «всасывая» ее в центре низкого давления. В середине Балтики высота такой волны держится в пределах 30—50 см, а скорость ее свободного распространения составляет 40—60 км/ч. Если направления движения циклона и длинной волны совпадают, то эта волна может сохранить и даже увеличить свою высоту, получая постоянную подпитку энергии от циклона.

Наиболее благоприятные условия для ветровых нагонов создаются в тех случаях, когда наряду с ростом западной составляющей скорости ветра в Финском заливе значительно падает давление и уровень воды увеличивается по направлению от входа в Финский залив к его вершине.

Модель прогноза уровня воды в Финском заливе К. А. Клеванного представляет собой замкнутую систему уравнений мелкой воды, одно из преимуществ которых — сравнительно доступная гидрологическая информация, необходимая для их численного интегрирования, и двумерное уравнение переноса примесей в криволинейных координатах. Исходная система уравнений, без уравнения переноса примесей, приведена в работе [2]. Программная реализация модели CARDINAL использована в работе как основной механизм прогноза уровня воды [3, 4]. Программа имеет удобный и многофункциональный пользовательский интерфейс. Использование метода криволинейных координат позволяет достичь высокого разрешения сетки в важных областях и получать более точные решения, чем при использовании прямолинейных сеток.

2. Детализация прогноза ветра и давления над северо-западом России при помощи региональной гидродинамической модели MM5

Успешность гидродинамического прогноза уровня воды при прогнозировании невских наводнений в высокой степени зависит от надежности прогноза атмосферных параметров.

Качество прогноза метеорологических параметров и уровня воды в этом сложном регионе в большой степени связано с деталями орографии, точностью описания свойств и конфигурации водной поверхности. Как правило, глобальные прогностические модели не позволяют описать эти свойства достаточно точно, и поэтому для прогноза используются региональные модели с высоким пространственным разрешением в этой области, а из глобальных моделей получают начальные и граничные условия. Поэтому мы эти расчеты называем «детализацией» крупномасштабного прогноза.

В качестве начальных и граничных условий использованы данные реанализа. Эксперименты проведены для двух принципиально различных случаев нагона: 1) зимой (3—11 января 2005 г.) и 2) летом (20—22 июня 2002 г.). В течение обоих периодов над Финским заливом проходили мощные циклоны, которые вызвали сильный ветровой нагон и как следствие — повышение уровня воды в Неве более 1 м.

Прогностическим регионом модели MM5 является северо-западная область России. Сетка с пространственным шагом 18 км вложена в сетку с пространственным шагом 54 км. Модель HIRLAM имеет пространственное разрешение 22 км.

Прежде чем анализировать прогноз синоптической ситуации, рассмотрим результаты расчета нагонов за эти сроки. На рис. 1 приведены фактические уровни воды и результаты расчетов по модели CARDINAL для вариантов расчета по давлению и ветру из моделей MM5 и HIRLAM. Видно, что 21 июня 2002 г. при помощи модели CARDINAL и метеорологического прогноза по модели MM5 практически идеально удалось воспроизвести амплитуду подъема воды, а по фазе подъем прогнозировался на несколько часов раньше, чем наблюдалось.

Прогноз уровня по данным модели HIRLAM описал только 80 % амплитуды, а сдвиг фазы сравним с аналогичным по данным MM5.

В зимнем нагоне отмечены две сильные волны (8 и 10 января 2005 г.), фазы которых прогнозировались по обоим моделям вполне удачно, а амплитуды в прогнозах по данным обеих моделей завышены, особенно 10 января. Причем завышение по данным MM5 составляло около 30 %, а по данным HIRLAM — 20 %.

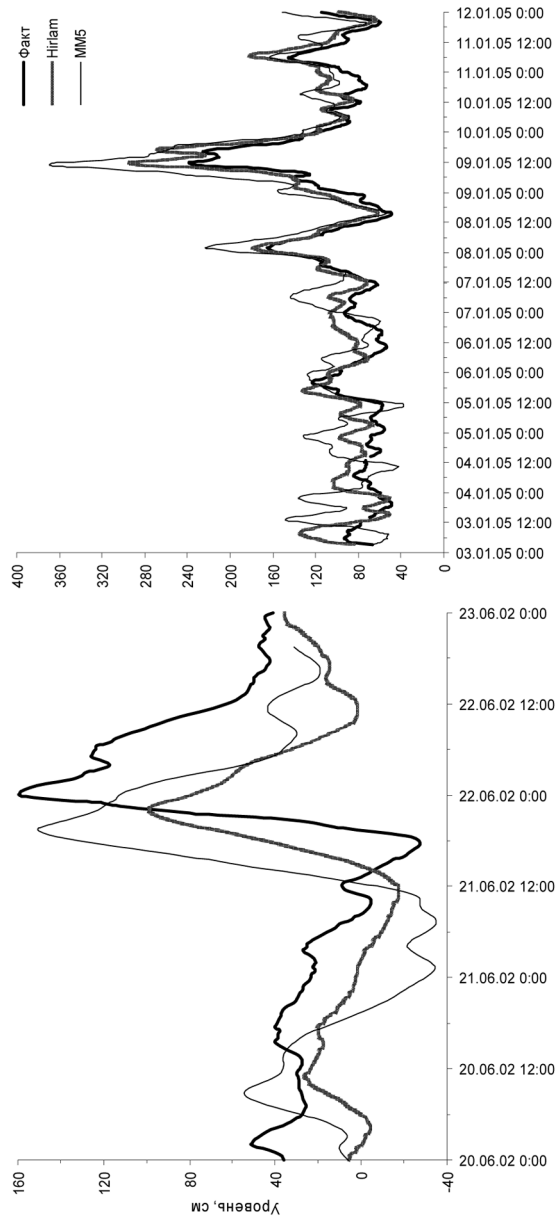


Рис. 1. Уровень воды (см) в реке Неве 20—22 июня 2002 г. (слева) и 3—11 января 2005 г. (справа).
 Результаты расчета по модели CARDINAL с метеорологическими прогнозами из MM5 и HIRLAM
 и по данным наблюдений.

Перейдем к анализу приведенных результатов нагонов. Для этого рассмотрим корреляции фактических данных ветра и давления с результатами прогнозов по моделям, а также с данными реанализа в четырех пунктах наблюдений для двух периодов:

- 1) 20—22 июня 2002 г.,
- 2) 3—11 января 2005 г.

Из таблицы видно, что коэффициенты корреляции скорости ветра в летнем периоде на всех пунктах наблюдения, кроме станции Озерки, в прогнозах по модели MM5 несколько выше, чем в прогнозах по модели HIRLAM, и в обоих моделях заметно выше, чем в реанализе. Направление ветра в летний период в обоих прогнозах коррелирует с результатами наблюдений практически одинаково.

Сравнивая связи для зимнего периода, отметим, что корреляции скорости ветра в моделях очень близки друг к другу и также выше корреляции временного хода скорости ветра по данным реанализа. Однако они приблизительно на 10 % ниже, чем для летнего периода. Корреляция направления ветра для обеих моделей сравнима. У модели HIRLAM корреляция направления ветра несколько ниже, особенно для станции Озерки. Отметим также, что временной ход направления ветра в обоих периодах по данным реанализа воспроизведен не хуже, а для некоторых пунктов даже лучше, чем по обеим моделям.

В целом констатируем, что динамическая детализация улучшает временной ход скорости ветра, но не всегда улучшает его направление.

Судя по приведенным примерам, выскажем гипотезу о том, что близость временного хода скорости ветра к данным наблюдения в Кронштадте в большой мере определяет удачность воспроизведения фазы и амплитуды нагона (так как Кронштадт — наиболее близкий к устью

Коэффициенты корреляции модельных характеристик ветра с фактическими

Пункт	Скорость ветра			Направление ветра		
	MM5	HIR-LAM	Реанализ	MM5	HIR-LAM	Реанализ
20—22 июня 2002 г.						
Кронштадт	0,94	0,93	0,87	0,82	0,82	0,93
Выборг	0,86	0,85	0,85	0,87	0,88	0,84
Озерки	0,86	0,89	0,83	0,77	0,70	0,84
Хельсинки	0,92	0,87	0,59	0,72	0,72	0,85
3—11 января 2005 г.						
Кронштадт	0,85	0,82	0,77	0,69	0,47	0,77
Выборг	0,79	0,81	0,72	0,76	0,77	0,72
Озерки	0,86	0,82	0,80	0,66	0,46	0,80
Хельсинки	0,82	0,84	0,75	0,85	0,92	0,75

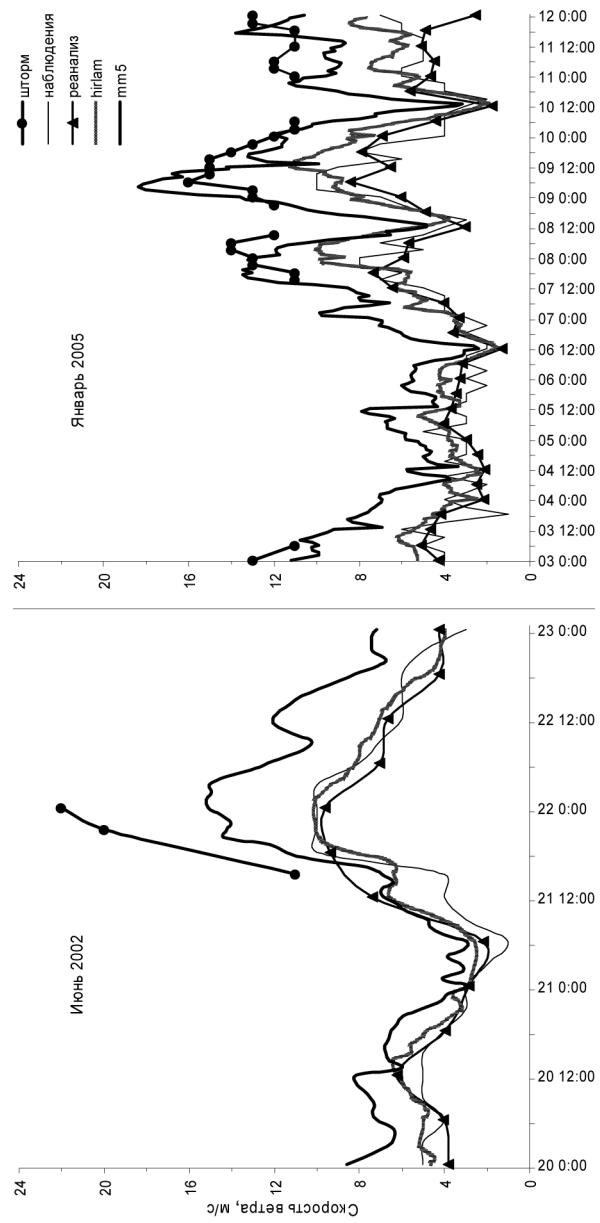


Рис. 2. Временной ход модуля скорости ветра для двух периодов:
 20—22 июня 2002 г. (справа) и 3—11 января 2005 г. (слева) в Кронштадте.
 Результаты прогноза по двум моделям, наблюдениям и реанализу.

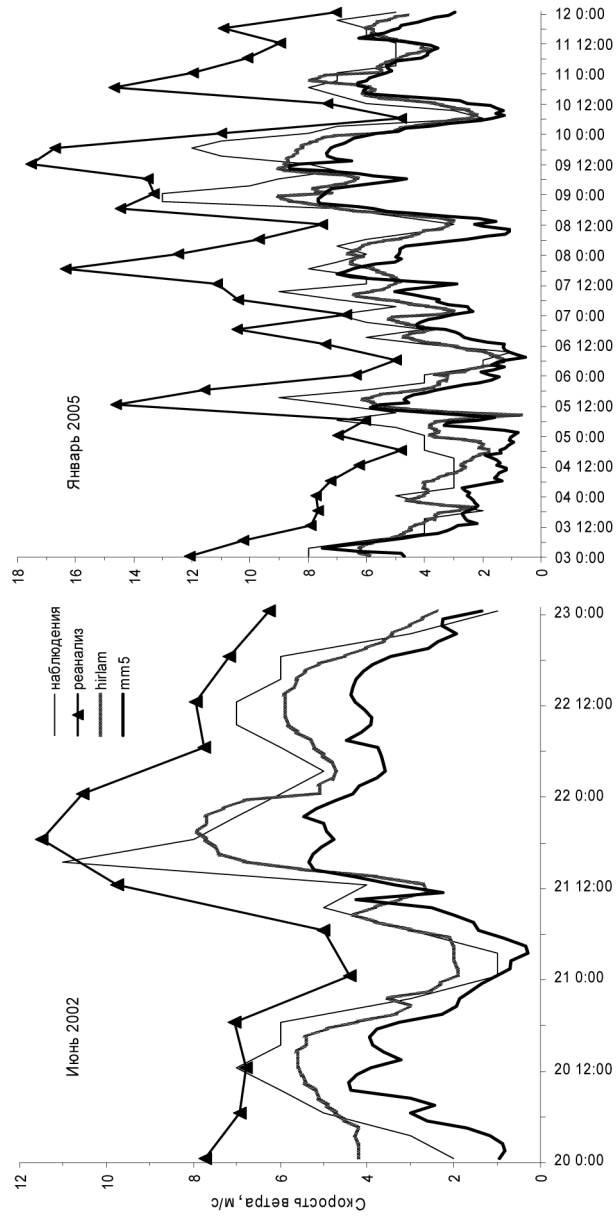


Рис. 3. Временной ход модуля скорости ветра (м/с) для двух периодов:
 20—22 июня 2002 г. (справа) и 3—11 января 2005 г. (слева) в Хельсинки.
 Результаты прогноза по двум моделям, наблюдениям и реанализу.

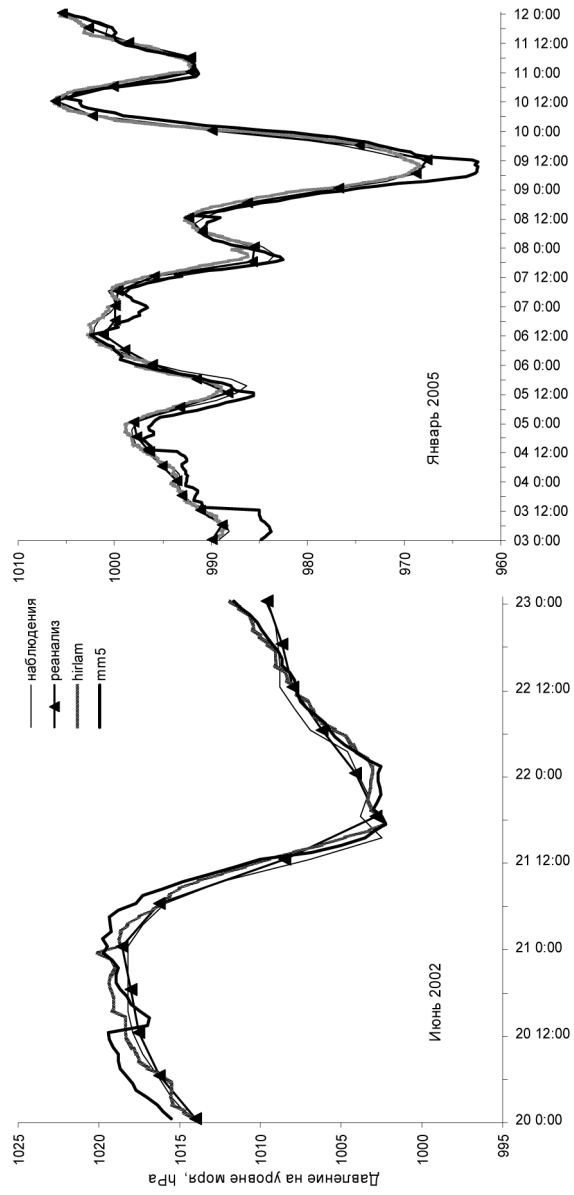


Рис. 4. Временной ход приземного давления для двух периодов:
 20—22 июня 2002 г. (справа) и 3—11 января 2005 г. (слева) в Кронштадте.
 Результаты прогноза по двум моделям и наблюдениям.

Невы пункт, расположенный прямо напротив него, все остальные пункты расположены дальше на северном берегу Финского залива). Эту гипотезу предстоит проверить в дальнейшем на большом статистическом массиве данных.

На рис. 2 приведен временной ход модуля скорости ветра для г. Кронштадт в двух периодах прогноза наводнения. Заметно, что для обоих периодов по прогнозу модели ММ5 сила ветра над Кронштадтом была больше, чем по другим моделям. Для летнего периода прогноз был близок к наблюдаемым порывам. В зимний период ветер в момент нагона превосходил порывы. Как видно на рис. 1, это и привело к прогнозу чересчур большого нагона. Отметим также, что реанализ в обоих примерах описал наименьшие, хотя и близкие значения скорости.

Для анализа качества воспроизведения крупномасштабного поля скорости ветра рассмотрим его временной ход в наиболее удаленной точке — Хельсинки — для обоих периодов прогноза (рис. 3). Заметно, что для обоих примеров наиболее сильный ветер воспроизведен в реанализе. Он превосходил данные наблюдений в 2—3 раза. Наименьшие значения модуля ветра воспроизведены моделью ММ5.

Для полной картины воспроизведения моделями крупномасштабного барического поля рассмотрим прогноз хода давления для обоих периодов (рис. 4). Ход давления при прохождении циклона над регионом в момент наводнения летом и по фазе, и по значениям был близок к данным наблюдений, а зимой в прогнозе по данным модели ММ5 был предсказан заметно более глубокий циклон для срока 00 ч 9 января 2005 г., что и послужило, скорее всего, причиной прогнозирования заметно большей высоты нагона. При этом отметим, что ход давления в обоих прогнозах предсказан близко к результатам наблюдений. По результатам реанализа он ближе к данным наблюдений, чем по прогнозам региональных моделей.

Выводы

1. По результатам прогнозов региональных моделей, или другими словами путем динамической детализации метеорологического процесса с пространственным разрешением порядка 20 км возможно описать фазу и амплитуду наводнений при помощи гидродинамической модели [4] близко к результатам наблюдений.

2. Динамическая детализация полей ветра позволяет заметно приблизить прогнозные значения фазы и амплитуды наводнения к результатам наблюдений.

3. Динамическая детализация полей приземного давления при помощи модели MM5 не всегда приводит к улучшению результатов. В частности, в случае прохождения над акваторией глубокого циклона модель чрезмерно увеличила депрессию, и тем самым прогнозная высота подъема уровня при наводнении оказался заметно выше фактического.

Работа выполнена при частичной поддержке грантами INTAS 03—51—5296, РФФИ 03—05—64312, 05—05—08018—ОФИ, 06—05—64104, NATO ESP CLG 981842.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ермоленко Н. А. Статистическая оценка работы модели BSM-5 в оперативной практике СЗУГМС за период 16.01.2004—31.03.2005 гг. // Дипломная работа Н. А. Ермоленко. — СПб.: Изд. РГГМУ, 2005.
2. Клеванный К. А. Моделирование длинноволновых процессов в геофизической гидродинамике // Автореферат дис. док. физ.-мат. наук. — СПб.: 1999.
3. Клеванный К. А., Матвеев Г. В. Справочник пользователя программы CARDINAL. — СПб., 1994.
4. Klevanny K. A., Matveyev V. G., Voltzinger N. E. An integrated modeling system for coastal area dynamics // Intern. J. for Numerical Methods in Fluids. — 1994. — Vol. 19. — P. 181—206.

Н. С. Сидоренков, А. А. Исаев, И. А. Орлов, Б. Г. Шерстюков

ТОНКАЯ СТРУКТУРА ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Введение

Измерения атмосферного давления производятся с шагом 3 ч. Как правило, ряды срочных наблюдений не используются, а вычисляются средние арифметические значения и среднеквадратические отклонения (СКО). Периодами осреднения обычно являются сутки, пентады, декады, месяцы и годы. Такая статистическая обработка вполне оправдана для обеспечения большого круга потребителей, которые решают всевозможные прикладные задачи. Однако для научных целей наибольший интерес представляют именно ряды срочных наблюдений.

Цель нашей статьи — использовать накопленные 40-летние ряды наблюдений для изучения тонкой структуры колебаний атмосферного давления во времени. Эти исследования проводились в первой половине XX века, когда разрабатывалась теория атмосферных приливов. Обзор их можно найти в работах [1, 5, 6]. Однако тогда не было однородных рядов наблюдений такой длительности, как сейчас.

Помимо этого, многолетние ряды наблюдений позволяют уточнить детерминированные составляющие изменений атмосферного давления, к которым относятся: его линейный тренд, годовой и суточный ход. Эти компоненты описывают значительную долю дисперсии общей изменчивости давления на станции. Знание их требуется при составлении сверхдолгосрочных прогнозов изменений атмосферного давления с суточным разрешением по методу Н. С. Сидоренкова [4].

Исходные данные наблюдений

В качестве исходных возьмем временные ряды наблюдений атмосферного давления метеорологических станций МГУ и Диксон. Метеорологическая станция или, точнее, обсерватория кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова расположена в Москве на северной окраине Воробьевых гор, на территории Ботанического сада МГУ. Ее координаты $55^{\circ} 42' \text{ с. ш.}$, $37^{\circ} 31' \text{ в. д.}$ Высота станции над уровнем моря 192,9 м.

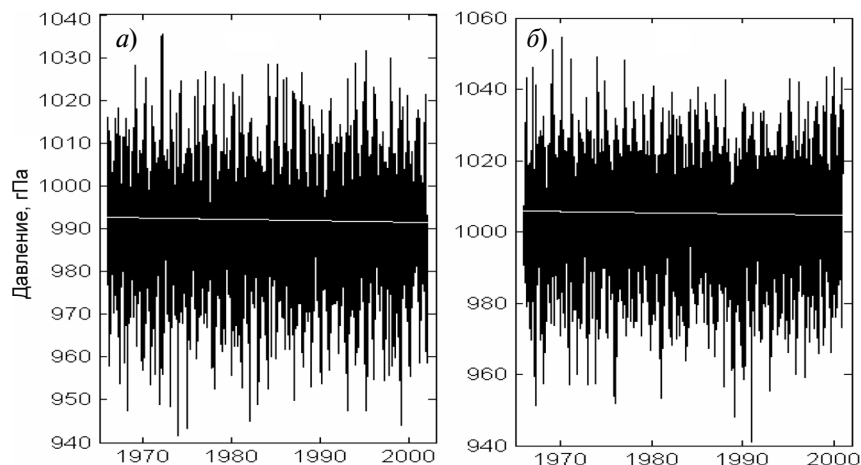


Рис.1. Вариации атмосферного давления на станциях МГУ (а) и Диксон (б).

С 1 января 1966 г. на станции МГУ регулярные наблюдения за метео-элементами, в том числе и за атмосферным давлением, производятся 8 раз в сутки через 3 ч, начиная с 0 ч московского зимнего времени или с 21 ч ВСВ. До этого наблюдения здесь были 4-разовыми. Далее использован ряд измерений атмосферного давления на уровне станции МГУ с 1 января 1966 г. по 31 декабря 2001 г. Основной прибор для измерения давления — барометр чашечный ртутный типа СР-А. В соответствии с международной системой единиц СИ давление воздуха измеряется в гектопаскалях

Метеостанция Диксон расположена на о. Диксон за полярным кругом. Ее координаты $73^{\circ} 32'$ с. ш., $80^{\circ} 17'$ в. д. Высота станции над уровнем моря 47 м. Далее использован ряд измерений атмосферного давления на уровне станции Диксон с 1 января 1966 г. по 31 декабря 2000 г.

На рис.1 и в таблице приведены исследуемые ряды атмосферного давления и их статистические параметры. В рядах обеих станций обнаружены слабые отрицательные линейные тренды. Давление убывает со скоростью около 0,03 гПа/год. Тренды, вероятно, возникли из-за многолетних (порядка 70 лет) колебаний атмосферной циркуляции в рассматриваемом макрорайоне [3].

Статистические параметры рядов атмосферного давления

Станция	Среднее, гПа	СКО, гПа	Медиана, гПа	Максимум, гПа	Минимум, гПа	Тренд гПа/год
МГУ	992,1	10,4	992,0	1035,6	941,7	-0,035
Диксон	1005,2	12,4	1005,5	1054,6	941,1	-0,032

Спектральный анализ

Мы имели ряды из 105 192 срочных значений атмосферного давления с шагом 3 ч. При помощи программы Матлаб 6 сделано быстрое преобразование Фурье каждого из этих рядов. Полученные энергетические спектры колебаний атмосферного давления приведены на рис. 2. На них легко прослеживаются области макро-, мезо- и мелкомасштабной турбулентности, занятые сплошным спектром, в котором энергия непрерывно спадает от низких частот к высоким по известным законам макро- и микромасштабной турбулентности.

На непрерывный спектр накладываются четко выраженные полосы на периодах 1 год, 1 сут, 12, 8 и 6 ч. При большем увеличении у суточной гармоники и ее супергармоник выявляются боковые линии, которые расположены симметрично относительно центральной линии, образуя пары равноудаленных линий. Они явно указывают на то, что мы имеем дело с модулированными колебаниями.

Ясно, что атмосферное давление меняется с суточным и годовым периодами. Амплитуда суточных колебаний зависит от сезона года. В итоге возникает амплитудная модуляция суточных колебаний давления. Длительность метеорологического года варьируется в пределах нескольких процентов. Из-за этого возникает частотная модуляция суточных колебаний давления.

Амплитудно-модулированное колебание можно описать моделью [2]:

$$\begin{aligned} P &= A \left[1 + \sum_{i=1}^N m_i \cos(\Omega_i t + \Phi_i) \right] \cos(\omega t + \varphi) = \\ &= A \cos(\omega t + \varphi) + \sum_{i=1}^N 0,5 A m_i \cos[(\omega + \Omega_i)t + \Phi_i] + \\ &\quad + \sum_{i=1}^N 0,5 A m_i \cos[(\omega - \Omega_i)t + \varphi + \Phi_i], \end{aligned} \quad (1)$$

где P — давление; A , ω и φ — амплитуда, круговая частота и начальная фаза несущего колебания соответственно; m — глубина модуляции; Ω и Φ — частота и фаза модуляции амплитуды несущего колебания соответственно; t — время; i — номер гармоники.

Рассмотрим подробнее структуру колебаний модели (1):

— первое слагаемое в правой части уравнения (1) является несущим колебанием;

— второе слагаемое описывает гармонические составляющие с частотами $\omega + \Omega_i$, их называют верхней боковой полосой частот;

— третье слагаемое описывает гармонические составляющие с частотами $\omega - \Omega_i$, их называют нижней боковой полосой частот.

Амплитуды боковых составляющих равны $0,5 A m_i$.

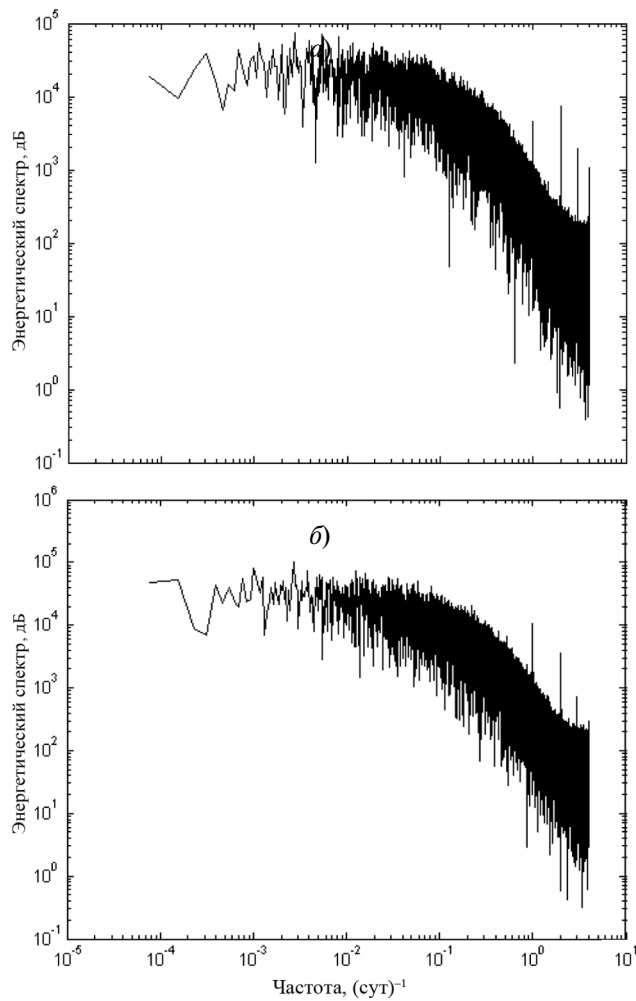


Рис. 2. Энергетический спектр S колебаний атмосферного давления на метеостанциях МГУ (а) и Диксон (б).

В случае частотной модуляции колебания можно описать моделью [2]:

$$\begin{aligned}
 P &= A[1 + m \cos(\Omega t + \Delta\Omega \sin vt)] \cos \omega t = \\
 &= A \left[1 + m J_0(\Delta\Omega) \cos \Omega t + m \sum_{n=1}^{\infty} J_n(\Delta\Omega) \cos(\Omega + n v) t + \right. \\
 &\quad \left. + m \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n J_n(\Delta\Omega) \cos(\Omega - n v) t \right] \cos \omega t, \quad (2)
 \end{aligned}$$

где $\Delta\Omega$ и ν — амплитуда и круговая частота изменений модулирующей частоты Ω соответственно; m — глубина модуляции; $J_n(\Delta\Omega)$ — функция Бесселя n -го порядка аргумента $\Delta\Omega$; остальные обозначения такие же, как в выражении (1).

Спектр частотно-модулированного колебания даже при модуляции гармоническим сигналом состоит из бесконечного числа боковых составляющих, симметрично отстоящих от несущей частоты на расстояния, кратные частоте вариаций ν . Амплитуды боковых составляющих выражаются через функции Бесселя первого рода n -го порядка:

$$A_n = Am|J_n(\Delta\Omega)|.$$

Теперь вернемся к рассмотрению энергетического спектра колебаний атмосферного давления на метеостанциях МГУ и Диксон. Поскольку боковые полосы этих спектров аналогичны, то приведем только графики спектров метеостанции МГУ. Сначала проанализируем близсуточную область в диапазоне частот $0,97-1,03$ (сут) $^{-1}$ (рис. 3 а). Здесь центральной линией на частоте 1 (сут) $^{-1}$ является хорошо известная суточная волна термического прилива S_1 [3, 5]. Ее мощность равна 4214.

Несущую волну S_1 окружают симметрично расположенные боковые линии. Линия, расположенная слева на частоте $0,9973$ (сут) $^{-1}$, отождествляется с главной солнечной волной P_1 , а линия, находящаяся справа на частоте $1,0027$ (сут) $^{-1}$, соответствует лунно-солнечной деклинационной волне K_1 [3, 5]. Мощности волн P_1 и K_1 равны соответственно 4608 и 3874. Сложение волны S_1 с волнами P_1 и K_1 обуславливает модуляцию (медленное изменение) амплитуды суточных колебаний давления с годовым периодом.

Модуляция суточных колебаний давления полугодовым периодом должна порождать пару линий на частотах $0,9945$ (сут) $^{-1}$ (волна π_1) и $1,0055$ (сут) $^{-1}$ (волна ψ_1). В полученном спектре надежно выделяется только волна ψ_1 . Ее мощность равна 1621. Волна исчезла, вероятно, из-за взаимодействия с третьесуточными волнами. На рис. 4 а, где приведен спектр третьесуточной области, аналогичные боковые пики расположены противоположным образом, чем на рис. 3 а.

В полусуточной области, в диапазоне частот $1,98 < f < 2,02$ (сут) $^{-1}$, центральной является линия на частоте 2 (сут) $^{-1}$ (рис. 3 б). Это хорошо известная полусуточная волна термического прилива S_2 [3, 5]. Ее мощность равна 7435, т. е. почти в 2 раза больше мощности суточной волны S_1 . Несущую волну S_2 окружают симметрично расположенные две пары боковых линий. Первую пару образуют:

— слева линия на частоте $1,9973$ (сут) $^{-1}$, совпадающая с большой эллиптической солнечной волной T_2 ;

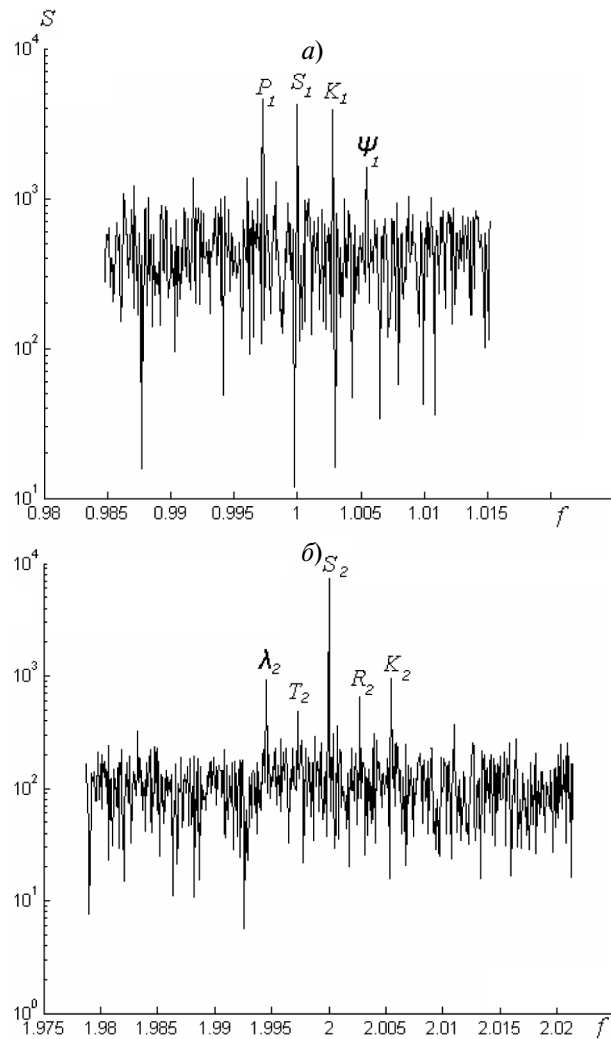
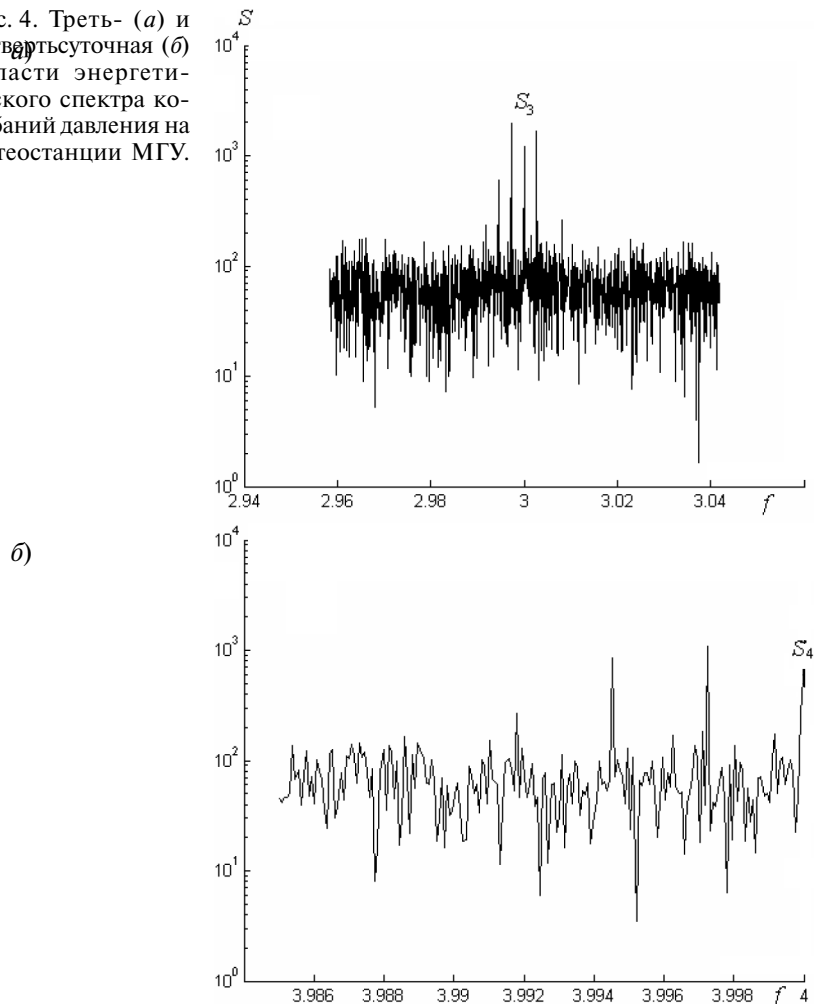


Рис. 3. Близуточная (а) и полусуточная (б) области энергетического спектра колебаний давления на метеостанции МГУ.

— справа линия на частоте $2,0027 \text{ (сут)}^{-1}$, соответствующая малой эллиптической солнечной волне R_2 [3, 5].

Мощности волн T_2 и R_2 равны соответственно 479 и 644. Сложение волны S_2 с волнами T_2 и R_2 обуславливает модуляцию амплитуды полусуточных колебаний давления с годовым периодом.

Рис. 4. Треть- (а) и четвертьсуточная (б) области энергетического спектра колебаний давления на метеостанции МГУ.



Вторую пару образуют:
 — слева линия на частоте $1,9945 \text{ (сут)}^{-1}$ (волна λ_2),
 — справа линия на частоте $2,0055 \text{ (сут)}^{-1}$ (волна K_2).
 Мощности этих волн равны соответственно 929 и 938. Сложение волны S_2 со второй парой волн обуславливает амплитудную модуляцию полусуточных колебаний давления с периодом 1/2 года.

В третьесуточной области, в диапазоне частот $2,92 < f < 3,08$ (сут)⁻¹, центральной является линия на частоте 3 (сут)⁻¹ (рис. 4 а). Она имеет мощность 1193. Ее можно назвать третьесуточной волной термического прилива S_3 . Несущую волну S_3 окружают две симметрично расположенные боковые линии. Это волны с частотами $2,9973$ и $3,0027$ (сут)⁻¹, имеющие мощности соответственно 1981 и 1683. Они ответственны за модуляцию амплитуды третьесуточных колебаний давления с периодом 1 год.

В случае модуляции третьесуточных колебаний давления с полугодовым периодом можно ожидать боковые линии на частотах $2,9945$ и $3,0055$ (сут)⁻¹. Однако в полученном спектре (вероятно, из-за взаимодействия с суточными волнами) выделяется только волна с частотой $2,9945$ (сут)⁻¹, мощность которой равна 596. Отметим еще симметрично расположенную на равном удалении от несущей волны S_3 пару боковых линий на частотах $2,9918$ и $3,0082$ (сут)⁻¹, имеющих мощности соответственно 234 и 258. Эта пара линий указывает на существование амплитудной модуляции третьесуточных колебаний давления с периодом $1/3$ года.

В четвертьсуточной области, в диапазоне частот $3,89 < f < 4,04$ (сут)⁻¹, достоверны только боковые линии, расположенные слева от центральной линии S_4 , расположенной на частоте 4 (сут)⁻¹ и имеющей мощность 829 (см. рис. 4 б). Здесь также выделяются боковые линии на частотах $3,9973$; $3,9945$ и $3,9918$ (сут)⁻¹, имеющие мощности соответственно 1094, 849, и 267. Они обуславливают амплитудную модуляцию четвертьсуточных колебаний давления с периодами 1, $1/2$ и $1/3$ года.

Из-за сложения всех гармоник суточный ход давления оказывается сложным. Пользуясь пакетом Матлаб 6, мы вычислили средние за 36 лет значения давления в каждый из восьми сроков наблюдения в сутках. Каждое срочное значение вычислено как среднее из 13 149 измерений. Результаты приведены на рис. 5.

Для данных обсерватории МГУ преобладает полусуточная гармоника, а кривая суточного хода имеет два максимума в 12 и 24 ч и два минимума в 6 и 18 ч московского времени (см. рис. 5 а). Общий размах суточной вариации давления составляет 0,38 гПа, что хорошо согласуется с данными работы [5]. Для данных метеостанции Диксон преобладает суточная гармоника, поэтому в суточном ходе имеется один максимум (в 12 ч) и один минимум (в 3 ч местного поясного времени) (рис. 5 б). Здесь общий размах суточной вариации составляет 0,50 гПа.

Чтобы выявить годовой ход давления, аналогично расчету срочных значений, вычислены среднесуточные значения давления. Так как анализировались 36-летние ряды наблюдений, поэтому каждое среднесуточное значение вычислено путем усреднения

Рис. 5. Суточный ход атмосферного давления на метеостанциях МГУ (а) и Диксон (б).

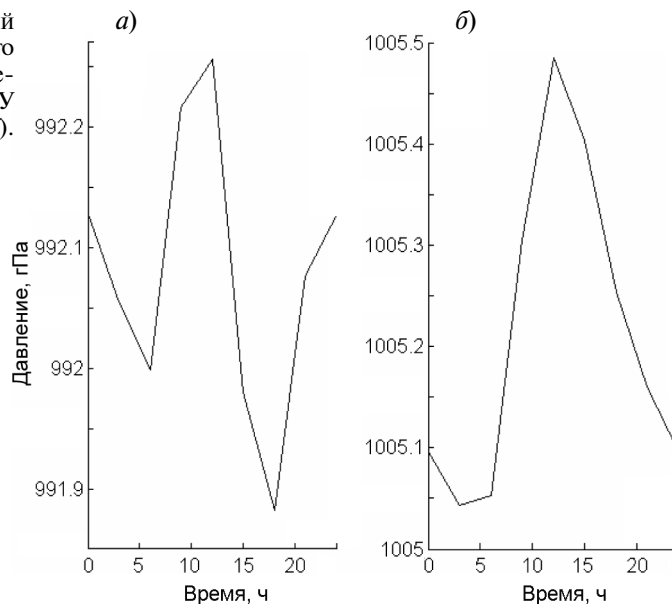
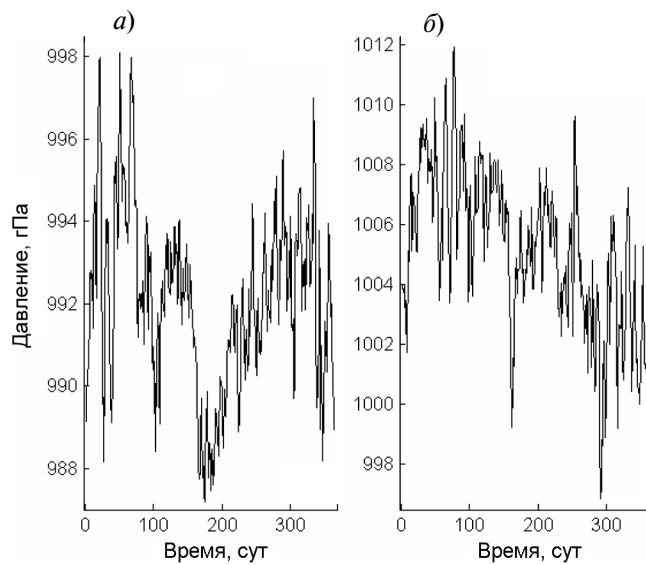


Рис. 6. Годовой ход атмосферного давления на метеостанциях МГУ (а) и Диксон (б).



всего 36 значений давления за соответствующие календарные сутки. Результаты вычислений приведены на рис. 6.

Для обсерватории МГУ кривая годового хода имеет давления два максимума (в конце февраля и конце октября) и два минимума (в конце июня — основной и в декабре) (рис. 6 а). То есть здесь сезонный ход атмосферного давления обусловлен не только сезонным перераспределением массы воздуха между океанами и материками, но и эффектом циркуляции воздуха между летним и зимним полушариями (см. п. 7.6 в работе [3]). Разность давления между февральским максимумом и июньским минимумом равна 11 гПа.

На метеостанции Диксон в годовом ходе атмосферное давление достигает максимума в марте, затем медленно спадает до минимума в октябре и быстро нарастает до максимума в марте (рис. 6 б). Перепад давления между максимумом и минимумом составляет 15 гПа.

Выводы

Энергетические спектры колебаний атмосферного давления имеют занятые сплошным спектром области макро-, мезо- и мелкомасштабной турбулентности. Энергия колебаний непрерывно возрастает от высоких к низким частотам по известным законам мелко- и макромасштабной турбулентности. На фоне непрерывного спектра выделяются пики на периодах 1 год, 1 сут, а также 12, 8 и 6 ч. Суточная гармоника и ее субгармоники модулированы гармониками и субгармониками годовой частоты, и поэтому имеют семейства приливных составляющих. Средний размах суточного хода атмосферного давления составляет около 0,5 гПа, а у годового хода достигает 15 гПа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диккий Л. А. Теория колебаний земной атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 196 с.
2. Зернов Н. В., Карпов В. Г. Теория радиотехнических цепей. — Л.: Энергия, 1972. — 816 с.
3. Сидоренков Н. С., Атмосферные процессы и вращение Земли. — СПб.: Гидрометеоздат, 2002. — 366 с.
4. Сидоренков Н. С. Приливы дирижируют погодой // Земля и Вселенная. — 2003. — № 5. — С. 3—9.
5. Чепмен С., Линдзен З. Атмосферные приливы: термические и гравитационные. — М.: Мир, 1972. — 295 с.
6. Hamilton K., Garcia R. R. Theory and observations of the short-period normal mode oscillations of the atmosphere // J. Geophys. Res. — 1986. — Vol. 91, N D11. — P. 11867—11875.

Р. Ф. Бурлуцкий

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И КОЛЕБАНИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА В КОНЦЕ XX ВЕКА

Высоко- и низкочастотные колебания (с периодом от суток—недель до сезонов—лет) системы земля—атмосфера (СЗА) определяются потоком солнечной радиации и внутренними свойствами самой системы. Колебания СЗА в конце XX века рассмотрены здесь на основе ежедневных балансов тепла и водяного пара тропосферы и солнечной радиации. Для расчета балансов использованы:

- объективный анализ Гидрометцентра России в 00 ч МСВ,
- прогноз на 12 ч Регионального специализированного метеорологического центра в Экзетере (РСМЦ-Экзетер),
- реанализ приземной температуры Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП-Рединг).

Мониторинг ежедневных полушарных и глобальных потоков тепла, водяного пара и радиации на верхней границе атмосферы позволил уточнить вклад различных тепловых потоков в годовой цикл и генезис глобальных и региональных колебаний. Приведем вначале средний за 14 лет годовой цикл с суточным разрешением всех радиационных и нерadiационных тепловых потоков по результатам нашего мониторинга (рис. 1).

Особенность приведенных потоков — полное замыкание всех радиационных и нерadiационных потоков в любой момент времени. Полный набор тепловых потоков системы СЗА позволяет проанализировать роль каждого потока в формировании годового цикла, их потенциальную значимость в формировании сезонных и межгодовых колебаний. Краткая (без малых членов) запись системы средних по полушарию мгновенных тепловых потоков приведена в табл. 1. Символ Δ , соответствующий частной производной по времени, в данном случае означает изменение за сутки; множители p/g перед $c_p \Delta T$ и $\text{div}(vq)$, а также p_w/g перед $c_w \Delta T_w$ для сокращения записи опущены.

В статье использованы следующие обозначения:

$J_{\infty\text{изм}}$ — средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы (является функцией солнечной постоянной, расстояния до Солнца, ориентацией земной оси относительно Солнца);

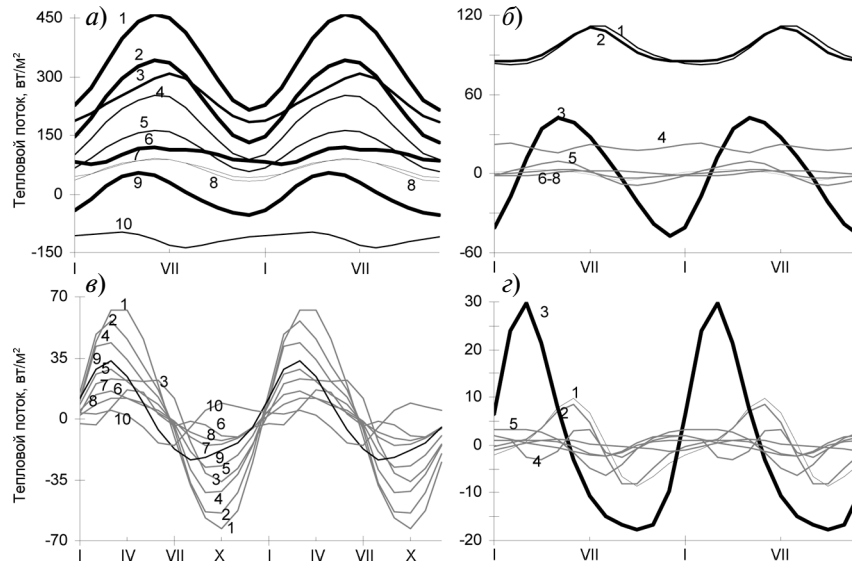


Рис. 1. Среднегодовой (за два года) цикл среднемесячных тепловых потоков и их разностей в северном полушарии.

a: 1 – $J_{\infty\text{ИЗМ}}$, 2 – $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$, 3 – $F_{\infty\text{ИЗМ}}$, 4 – I_s , 5 – R_s , 6 – $J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$, 7 – I_a , 8 – F_s , 9 – $R_{\infty\text{ИЗМ}}$, 10 – R_a ;

б: 1 – P , 2 – E , 3 – $c_w \Delta T_w$, 4 – F , 5 – $c_p \Delta T$, 6 – $(E - P)$, 7 – $\text{div}(vq)$, 8 – ΔQ ;

в: 1 – $\Delta J_{\infty\text{ИЗМ}}$, 2 – $\Delta J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$, 3 – ΔF , 4 – ΔI_s , 5 – ΔR_s , 6 – $\Delta(J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}})$, 7 – ΔI_a , 8 – ΔF_s , 9 – $\Delta R_{\infty\text{ИЗМ}}$, 10 – ΔR_a ;

г: 1 – ΔP , 2 – ΔE , 3 – $\Delta(c_w \Delta T_w)$, 4 – ΔF , 5 – $\Delta(c_p \Delta T)$, 6 – $\Delta(E - P)$, 7 – $\Delta \text{div}(vq)$, 8 – $\Delta(\Delta Q)$, ΔX – межмесячная разность X .

$A_{\infty\text{ИЗМ}}$ – альbedo на верхней границе атмосферы;

$J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$ и $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$ – солнечная радиация, соответственно отраженная и поглощенная СЗА;

$F_{\infty\text{ИЗМ}}$, F_s и F – соответственно уходящее и эффективное излучение и поток явного тепла;

$R_{\infty\text{ИЗМ}}$, R_a и R_s – соответственно радиационный баланс на верхней границе атмосферы, в атмосфере и на границе атмосферы и земной поверхности;

I_a и I_s – солнечная радиация, поглощенная соответственно атмосферой и земной поверхностью;

P , E и $\text{div}(vq)$ – соответственно осадки, испарение и поток скрытого тепла через экватор;

Таблица 1

Уравнения средних по полушарию мгновенных тепловых потоков

Радиационный баланс	Тепловой баланс	Номер уравнения
$J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$	$J_{\infty\text{ВЫЧ}}A_{\infty\text{ВЫЧ}}$	(1)
$J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) = I_a + I_s$	$J_{\infty\text{ВЫЧ}}(1 - A_{\infty\text{ВЫЧ}}) = I_a + I_s$	(2)
$R_{\infty\text{ИЗМ}} = J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) - F_{\infty\text{ИЗМ}} =$ $= R_a + R_s$	$R_{\infty\text{ВЫЧ}} = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T +$ $+ \Delta Q + \text{div}(vq)$	(3)
$F_{\infty\text{ИЗМ}} = I_a + F_s - R_a$	$F_{\infty\text{ВЫЧ}} = I_a + F_s + P + F - c_p \Delta T$	(4)
$R_a = I_a + F_s - F_{\infty\text{ИЗМ}}$	$R_a = c_p \Delta T - (P + F)$	(5)
$R_s = I_s - F_s =$ $= J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) - (F_s + I_a)$	$R_s = c_w \Delta T_w + E + F$	(6)
	$A_{\infty\text{ВЫЧ}} = 1 - (R_s + F_s + I_a)/J_{\infty(???)}$	(7)
	$F_{s\text{ВЫЧ}} = 0,55241 R_{s\text{ВЫЧ}}$	(8)
	$I_a = 0,193171 J_{\infty\text{ВЫЧ}}$	(9)
	$E - P = \Delta Q + \text{div}(vq)$	(10)
	$F_s = U_s - U_a, U_s \approx \sigma(T_s)^4, U_a = \sigma(T_a)^4$	(11)

U_a и U_s — соответственно встречное излучение атмосферы и собственное излучение поверхности;

T, T_s, T_w и T_a — соответственно средняя температура тропосферы, воздуха у земной поверхности, деятельного слоя океана и эффективная температура встречного излучения атмосферы;

$c_w \Delta T_w, c_p \Delta T$ и ΔQ — изменение теплосодержания океана (по работе [11]), энтальпии и скрытого тепла в атмосфере.

Индексом «изм» обозначены потоки, доступные прямому измерению на высоте орбиты. Индексом «выч» обозначены потоки, вычисленные нами по расчетам нерадиационных потоков тепла. Результаты расчетов полностью удовлетворяют (3)—(10).

В статье рассмотрены процессы в северном (СП) и южном (ЮП) полушариях.

Энергетические механизмы колебания СЗА

Предварительно рассмотрим на основе уравнений (3)—(10) и рис. 1 энергетические механизмы, определяющие колебания СЗА. Они проявляются в связях между потоками радиации на верхней границе атмосферы, такими как поглощенная солнечная радиация $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$, зависящая от A_{∞} (I) и J_{∞} (II), уходящее длинноволновое излучение F_{∞}

(III), радиационный баланс на верхней границе атмосферы R_∞ (IV), и парниковым эффектом (V), циркуляцией в атмосфере и океане (VI), межполушарным обменом (VII).

I. Альбеда A_∞ — характеризует первое и фундаментальное воздействие состояния СЗА на энергетические процессы. Оно определяет отраженную $J_\infty A_\infty$ и поглощенную $J_\infty(1 - A_\infty) = I_a + I_s$ солнечную радиацию в любой фиксированный момент, а также среднегодовое уходящее излучение F_∞ . По нашим оценкам (см. рис. 1) в течение года поглощенная радиация меняется от 345 до 129 Вт/м² (в 2,7 раза) с годовой амплитудой 216 Вт/м². Среднее межсуточное изменение составляет $\pm 1,2$ Вт/м², экстремумы (± 2 Вт/м²) имеют место в середине февраля и сентябре. При прогнозе на 6 сут поглощенная радиация может меняться на 7–12 Вт/м². Таким образом, тепловой ресурс Земли в любой фиксированный момент времени полностью определяется потоком солнечной радиации $J_{\infty\text{изм}}$ и A_∞ в этот момент. Оценим возможное воздействие на высокочастотную изменчивость СЗА сначала A_∞ , затем J_∞ независимо от A_∞ .

Первым возможным источником аномалий погоды могут быть высокочастотные колебания A_∞ . Их можно оценить тремя способами:

1) путем прямых измерений A_∞ на спутниках. Такие данные не распространяются в системах связи [6, 16];

2) путем вычислений из уравнения (2): $A_\infty = 1 - (I_a + I_s)/J_\infty$;

3) по компонентам теплового баланса земной поверхности. По результатам 5-летнего эксперимента по радиационному балансу земли (ERBE), I_a является постоянной долей полного потока солнечной радиации J_∞ [12]. Поэтому

$$A_\infty = 1 - (kJ_\infty + I_s)/J_\infty = 1 - k - I_s/J_\infty,$$

где I_s — главный член в уравнении баланса деятельного слоя земной поверхности (6) и может быть выражен через сумму $c_w \Delta T_w + E + F + F_s$.

Следовательно

$$A_\infty = 1 - k - (c_w \Delta T_w + E + F + F_s)/J_\infty.$$

Этим отношением между альбедо и компонентами теплового баланса подстилающей поверхности выражается сохранение энергии для деятельного слоя подстилающей поверхности. Поэтому полушарное альбедо в фиксированный момент времени может быть оценено также по компонентам теплового баланса земной поверхности (и наоборот) и является главным критерием оценки суммы тепловых потоков на земной поверхности.

Наши расчеты не годятся для изучения высокочастотных колебаний A_∞ по двум причинам:

1) из-за отсутствия данных о межсуточных изменениях $c_w \Delta T_w$;
 2) из-за наличия межсуточных колебаний полушарного испарения, источником которых помимо A_∞ могут быть прежде всего колебания $c_w \Delta T_w$.

Но оценки среднесуточного испарения по результатам наших расчетов и $c_w \Delta T_w$ по Левитусу [11] в сумме с малыми компонентами показывают очень малую амплитуду годового цикла отраженной радиации $A_\infty J_\infty$ (см. рис. 1). Средняя отраженная радиация почти не изменяется в течение года. Альbedo изменяется не за счет изменений отраженной

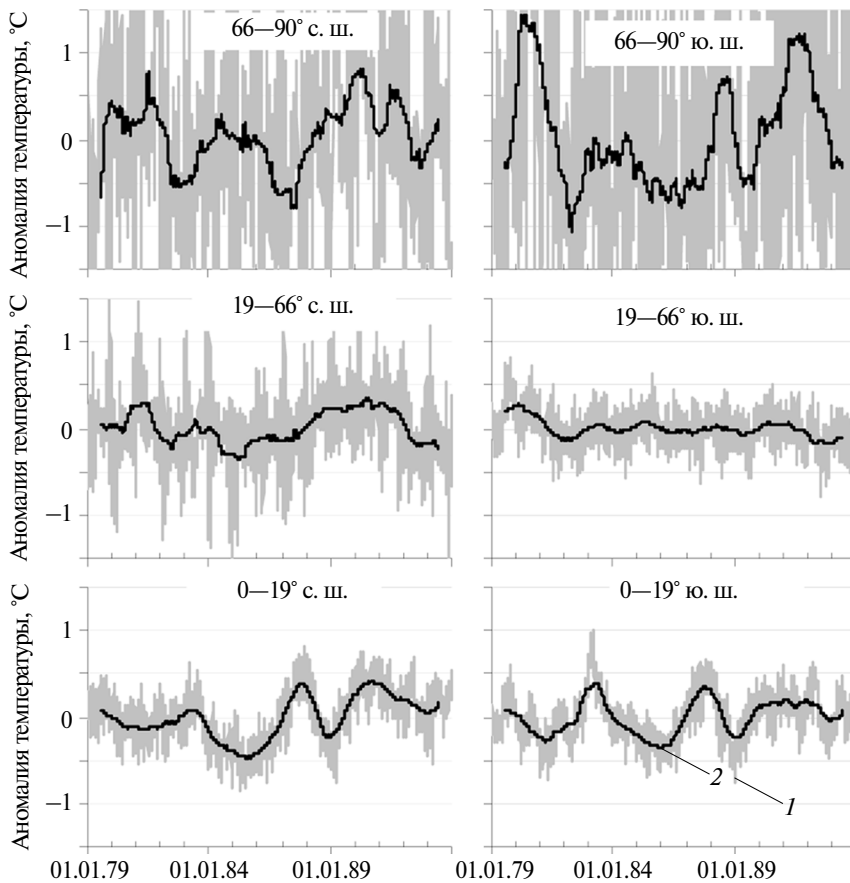


Рис 2. Ежедневные (1) и скользящие среднегодовые (2) значения аномалии приземной температуры воздуха в различных широтных зонах за 1979–1993 гг.

радиации, а вследствие изменения потока солнечной радиации. Это можно истолковать в пользу малой высокочастотной изменчивости A_{∞} .

Косвенную оценку можно получить по годовому циклу глобальных и полушарных значений параметров. Если высокочастотные колебания A_{∞} малы, то преобладающий вклад в годовой цикл глобальных значений температуры и содержания водяного пара должны давать межсуточные изменения потока солнечной радиации J_{∞} . В связи с этим рассмотрим глобальные значения приземной температуры и количества водяного пара в СП. На рис. 2 приведены ежедневные аномалии температуры приземного воздуха. Над арктическими и антарктическими широтами наблюдаются наибольшие амплитуды беспорядочных междусуточных колебаний температуры, значительно превышающих амплитуду межгодовых колебаний. В умеренных поясах беспорядочные междусуточные колебания температуры также существенно больше амплитуды межгодовых колебаний. Только в приэкваториальных поясах амплитуда межгодовых колебаний больше междусуточных колебаний, которые в этих широтах по-прежнему беспорядочные, хотя и наименьшие на земном шаре. Сама же амплитуда межгодовых колебаний в приэкваториальных широтах обоих полушарий больше, чем в умеренных.

Преобладание случайных междусуточных колебаний можно истолковать как признак неустойчивости, малой репрезентативности глобальных значений в один фиксированный срок. На рис. 3 приведены ежедневные глобальные значения температуры за два 3-летия (1985—1987 и 1990—1992 гг.). Подчеркнем, что в их расчет вошли все те значения температуры, которые использованы для расчетов рис. 2.

Для глобальных значений температуры обнаружена монотонность междусуточных изменений, которые непосредственно следуют годовому циклу J_{∞} . В среднем за сутки температура меняется на $0,02$ — $0,03$ °С. Следовательно, годовой цикл глобальной температуры свидетельствует о малой вероятности высокочастотных (междусуточных) колебаний A_{∞} .

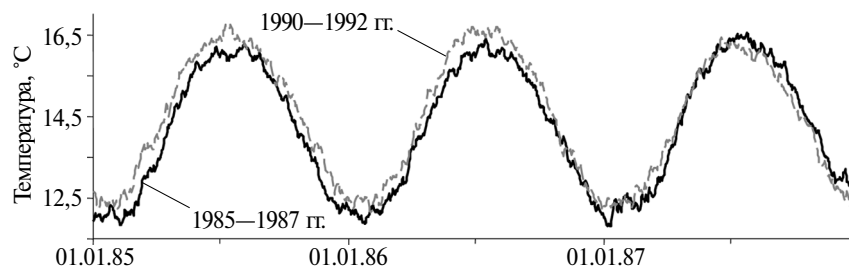


Рис. 3. Годовой цикл глобальной приземной температуры воздуха.

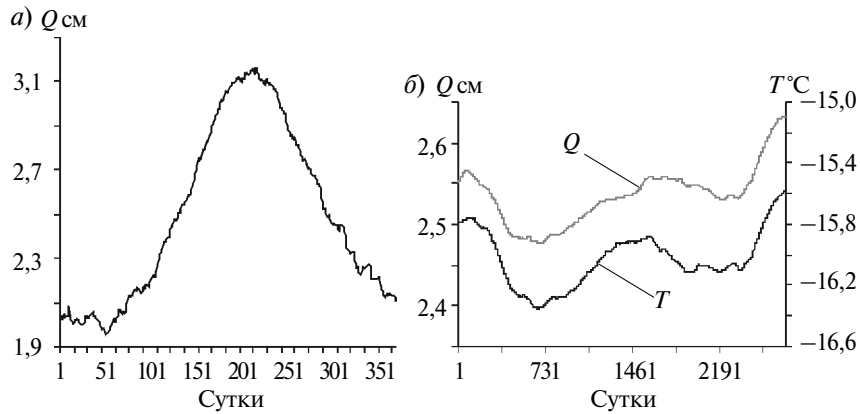


Рис. 4. Изменения содержания водяного пара и температуры тропосферы в СП.
a — ежедневные значения 1992 г., *b* — скользящие 365-дневные значения.

Другой важный вывод из рис. 2 и 3 состоит в том, что беспорядочные колебания температуры в региональных масштабах заканчиваются закономерным изменением глобальной температуры на $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки, отражающим тесную связь региональной турбулентности с глобальными потоками тепла.

Оценим также возможные колебания A_{∞} по межсуточным колебаниям содержания водяного пара (Q), годовой цикл которого в тропосфере СП приведен на рис. 4. Междусуточные изменения Q имеют монотонный регулярный характер и составляют около $0,1\text{ мм}$. При среднем содержании пара в СП, эквивалентном слою примерно 3 см [17], эти изменения составляют около $0,3\%$ самого значения Q . Малые значения изменения Q также соответствуют годовому циклу J_{∞} и не свидетельствуют о высокочастотных (междусуточных) колебаниях A_{∞} .

Точность оценок Q подтверждается высоким соответствием изменений Q и температуры тропосферы, которое не является результатом ложной корреляции. Действительно, значение Q определяется только температурой точки росы. Температура же рассчитывается по толщине слоя, независимо определяющейся путем аэрологического зондирования.

II. Поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы J_{∞} — единственный источник энергии гидрометеорологических процессов, не зависящий от состояния СЗА. Его значение определяется расстоянием до Солнца и ориентацией земной оси относительно него. В СП в течение года этот поток изменяется от 460 до 210 Вт/м^2 — в $2,2$ раза (см. рис. 1). Годовая амплитуда 250 Вт/м^2 . Сред-

нее межсуточное изменение $\pm 1,4 \text{ Вт/м}^2$, экстремумы ($\pm 2,2 \text{ Вт/м}^2$) имеют место в середине марта и конце сентября. Этим устанавливается предел всех возможных колебаний тепловых потоков в СЗА того же временного масштаба.

Вклад самого потока J_∞ независимо от альбедо A_∞ может быть решающим для пространственных, прежде всего широтных различий температуры воздуха. На рис. 5 а приведены средние в поясе $0-19^\circ \text{ с. ш.}$ ежедневные приземные значения температуры воздуха в 12 ч МСВ за 15 лет. В годовом ходе четко выражен 6-месячный цикл. Эта особенность годового хода связана только с J_∞ — Солнце в этом поясе дважды бывает в зените. (Разумеется, межгодовые различия обусловлены другими причинами, связанными с внутренними процессами).

На рис. 5 б приведены такие же данные для $0-19^\circ \text{ ю. ш.}$ В этой зоне температура 8 месяцев растет и 4 месяца падает. Солнце в этом поясе также бывает в зените дважды. Такой годовой цикл не встречается нигде более. В признанной «однородной» экваториальной зоне выделяются следующие циклы температуры воздуха:

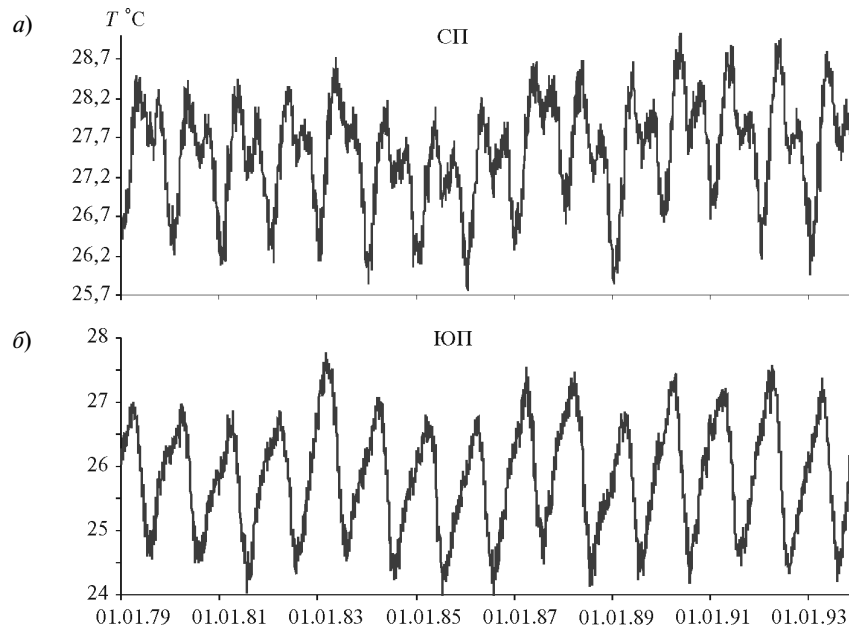


Рис. 5. Ежедневная температура воздуха на высоте 2 м в экваториальной зоне обоих полушарий в 1979—1992 гг.

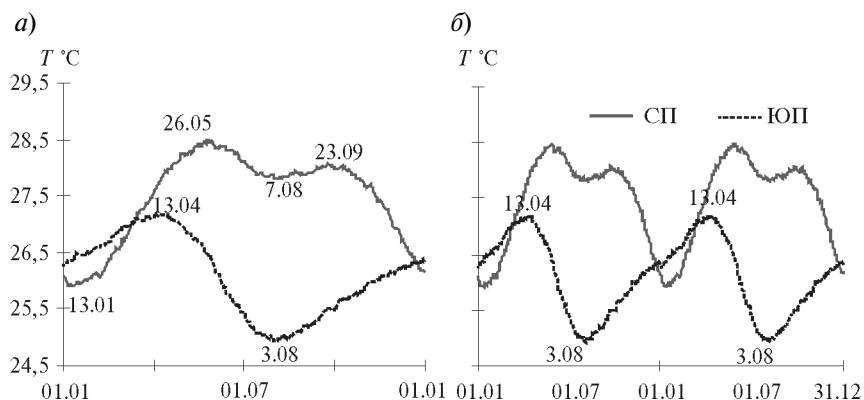


Рис. 6. Среднегодовой цикл температуры воздуха на высоте 2 м с суточным разрешением в экваториальной зоне обоих полушарий в 1979—1992 гг.

a — один цикл, *б* — два цикла.

- 6-месячный севернее экватора,
- 8—4-месячный южнее экватора,
- 24-месячный на экваторе в стратосфере.

На рис. 6. совмещены среднегодовые циклы температуры обоих поясов для одного и двух годовых циклов. Как видим, экваториальные широты двух полушарий имеют различные термические режимы.

На рис. 7 *a—в* приведен ход потока солнечной радиации при отсутствии атмосферы на экваторе, в различных широтах и в экваториальных поясах ($0—19^\circ$) обоих полушарий в целом. Как видим, в ЮП 6-месячный цикл радиации вырождается, а поток солнечной радиации в годовом цикле уменьшается в течение 4,5 месяцев и остальное время возрастает. Изменение потока радиации связано с изменением расстояния до Солнца во время его смещения в ЮП. По этой же причине понижается второй максимум на экваторе.

На рис. 7 *г, д* совмещены годовые циклы потоков солнечной радиации и температуры воздуха. Их различия по поясам связаны, как это можно предположить, не с большей площадью океана в ЮП, а с изменением потока солнечной радиации J_∞ , приводящим к коренным различиям теплового режима приэкваториальных поясов СП и ЮП.

Этот пример показывает, что необходимо учитывать отдельно также и поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы. В более высоких широтах в отдельные сезоны различное изменение потока солнечной радиации с широтой может приводить к значительным региональным неоднородностям в короткие отрезки времени.

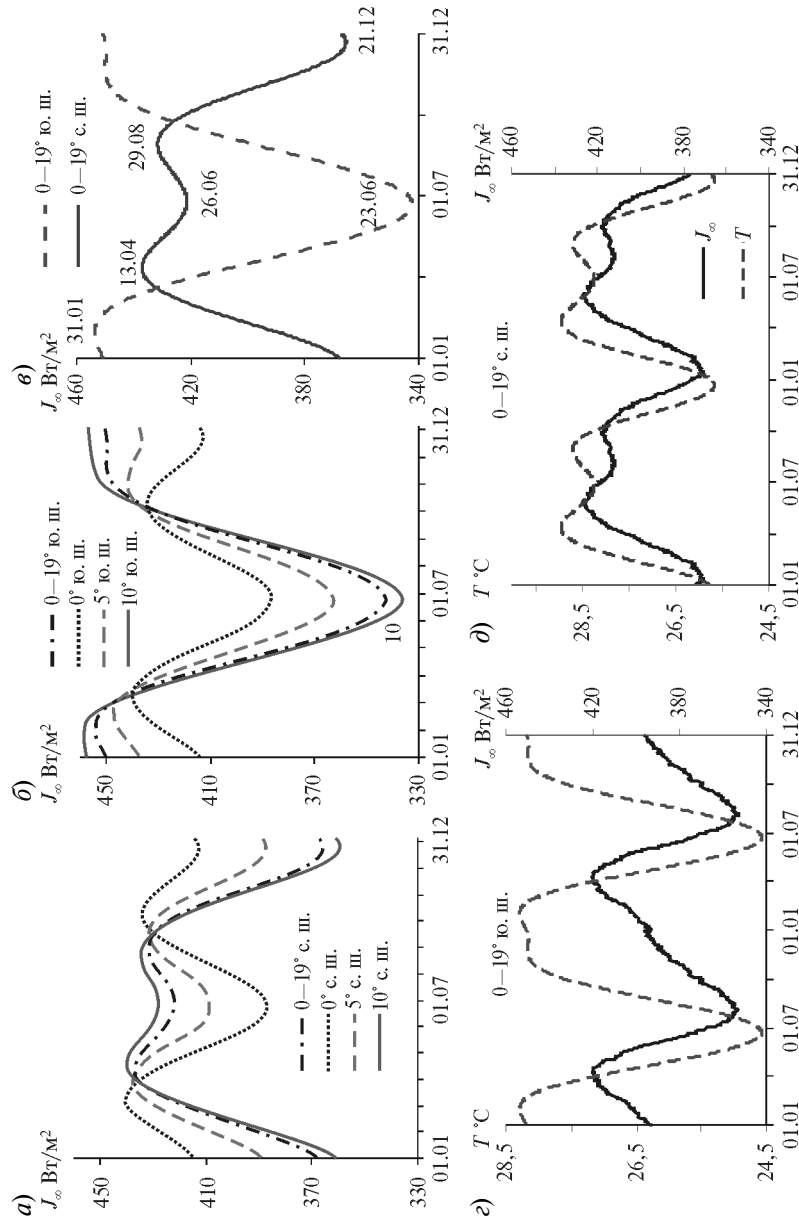


Рис. 7. Годовой цикл потока солнечной радиации при отсутствии атмосферы (a–e) и совмещенные годовые циклы потока радиации и температуры воздуха (z, d) в экваториальном поясе.

Рассмотренная связь A_∞ и полного потока солнечной радиации J_∞ с компонентами теплового баланса земной поверхности важна для анализа причин колебаний СЗА. Сумма потоков на поверхности полушария в любой фиксированный момент жестко ограничена одновременными значениями A_∞ и потока солнечной радиации J_∞ . Перераспределение между различными тепловыми потоками при постоянном A_∞ является важным фактором колебаний СЗА в пространстве и времени.

III. Уходящая длинноволновая радиация F_∞ . Выражение для уходящей радиации (3) является иной формой записи теплового баланса атмосферы (4). Оба выражения различаются лишь распределением членов между левой и правой частями. В годовом цикле в любой фиксированный момент уходящее длинноволновое излучение F_∞ мало отличается от поглощенной солнечной радиации $J_\infty(1 - A_\infty)$ (см. рис. 1). Суммарно же за год они равны. Годовая амплитуда F_∞ равна 127 Вт/м^2 , среднее междусуточное изменение составляет $\pm 0,7 \text{ Вт/м}^2$.

Источниками уходящего излучения согласно (4) являются показатели, отражающие свойства СЗА ($P, I_a, F_s, F, c_p \Delta T$). Их средний вклад в баланс следующий:

- осадки P — около 100 Вт/м^2 ,
- поглощенная атмосферой солнечная радиация I_a и эффективное излучение F_s — по 60 Вт/м^2 каждое,
- турбулентный поток явного тепла F — 20 Вт/м^2 ,
- изменение внутренней и потенциальной энергии $c_p \Delta T$ и их дивергенция — соответственно $\pm 9 \text{ Вт/м}^2$ и $1,5 \text{ Вт/м}^2$.

Как и исходное дифференциальное уравнение, выражение (4) относится к фиксированному моменту времени и выполняется в любой фиксированный момент. Поэтому уходящее излучение изменяется только при изменении указанных источников. Ни один из них не определяется температурой. Поглощенная солнечная радиация I_a не зависит от температуры. Осадки P определяются дивергенцией водяного пара. Ошибочное мнение о связи испарения и осадков с температурой возникло на основе их обоюдной связи с потоком радиации. Но зимой на Камчатке (СП), например, возможны «тропические» суммы суточных осадков при нулевой приземной температуре, а в ЮП при более низких значениях температуры и влагосодержания тропосферы испарение и осадки больше, чем в СП. Значения F и ΔT связаны с изменением, но не со значениями температуры. Максимум F отмечается зимой, а экстремумы ΔT — весной и осенью. Даже F_s определяется не температурой поверхности, а долей солнечной радиации, затрачиваемой на излучение поверхности, и одинаковые значения F_s могут излучаться при разных значениях температуры поверхности. Рост P, I_a, F_s и F сопровождается

ется увеличением уходящего излучения F_{∞} , а рост температуры тропосферы — уменьшением. Значения T , F_s , T_w не влияют на уходящее длинноволновое излучение F_{∞} .

Более 50 % теплообмена в атмосфере происходит путем нерадикационных процессов ($P + F$). Отметим также тесную связь между испарением и осадками. На рис. 4 показано, что межсуточные изменение количества водяного пара в тропосфере СП и поток пара через экватор составляют 2—3 Вт/м², а значения P и E — около 100 Вт/м² и их суммы до 3 %. Таким образом, испарение и осадки вместе с соответствующей долей F_{∞} формируют непрерывный поток скрытого тепла от поверхности в атмосферу и космос с потерей лишь 2—3 % на изменение скрытого тепла (количества водяного пара) в атмосфере. При этом в любой фиксированный момент площадь, где выпадают осадки, составляет менее 5 % площади всего полушария, а интенсивность осадков превышает интенсивность испарения в среднем в 20 раз.

Таким образом, между уходящим излучением F_{∞} и тепловыми потоками в тропосфере существует такая же жесткая связь, как между альбедо и тепловыми потоками в деятельном слое земной поверхности. Нарушение этой связи в оценках означает нарушение сохранения энергии и массы. Изменение F_{∞} вследствие перераспределения между различными потоками при постоянном $J_{\infty}(1 - A_{\infty})$ является важным фактором пространственных и временных колебаний СЗА.

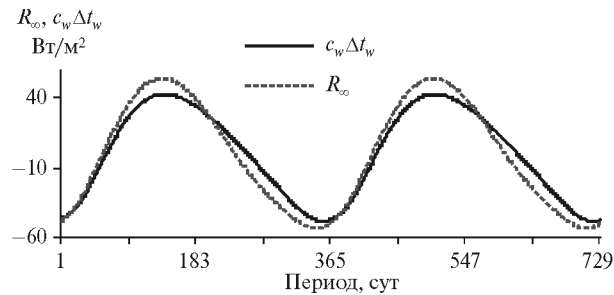
IV. Радиационный баланс на верхней границе атмосферы R_{∞} . Разность между поглощенной и уходящей длинноволновой радиацией равна радиационному балансу на верхней границе атмосферы R_{∞} (3). Весной и летом около 9 % поглощенной солнечной радиации $I_a + I_s$ не излучается сразу с уходящим излучением F_{∞} . Осенью же и зимой уходящее излучение больше поглощенной радиации в сумме на такое же значение (см. рис. 1). Радиационный баланс на верхней границе атмосферы в фиксированный момент равен изменению суммы внутренней, потенциальной, кинетической и скрытой энергий СЗА и потоку этих энергий через боковую поверхность:

$$R_{\infty} = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T + Q + \text{div}(vq) + \dots$$

Это уравнение выражает сохранение энергии для СЗА. Средние значения первых трех показателей соответственно порядку их в формуле равны ± 28 Вт/м² (экстремумы до ± 50 Вт/м²), 9 Вт/м² (экстремумы до ± 12 Вт/м²), 2—3 Вт/м², остальные — менее 1 Вт/м².

На рис. 8 приведен годовой цикл R_{∞} и изменения внутренней энергии главного накопителя — деятельного слоя океана [11].

Рис. 8. Ход радиационного баланса на верхней границе атмосферы (R_∞) и изменения теплосодержания в 400-метровом слое океана ($c_w \Delta T_w$).



Изменение теплосодержания океана $c_w \Delta T_w$ составляет определяющую часть радиационного баланса на верхней границе атмосферы R_∞ , причем ΔT , ΔQ и $\text{div}(vq)$ просто и точно определяются по объективным анализам. Поэтому измерение R_∞ на спутниках и расчет малых членов позволяют получить самые точные данные о потоке тепла в океан без параметризации и даже без измерений в океане. Они достаточны для определения не только межсуточных изменений теплосодержания океана, но даже их суточного хода. Это соотношение позволяет без параметризации определить в фиксированный момент времени $c_w \Delta T_w$ — второй по значению член теплового баланса земной поверхности, равный $\pm 47 \text{ Вт/м}^2$, — и должно использоваться в анализе колебаний СЗА.

Равенство мгновенных значений R_∞ и $c_w \Delta T_w$ не противоречит инерционности океана, которая в любом случае есть проявление его теплоемкости только в температуре. Но большая теплоемкость не приводит к тому, что ход изменения теплосодержания деятельного слоя океана отстает от хода R_∞ на значение, равное тепловому возмущению. Наиболее мощным тепловым возмущением является сезонное колебание потока солнечной радиации. Средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы равен 342 Вт/м^2 . В СП J_∞ остается больше этого потока в среднем на $77,6 \text{ Вт/м}^2$ с 20 марта по 22 сентября (в течение 187 сут), а меньше его в среднем на $81,5 \text{ Вт/м}^2$ с 23 сентября по 19 марта (в течение 178 сут). Суммарно эти положительные и отрицательные отклонения составляют соответственно $111\,716$ и $-117\,364 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$. Согласно [11], теплосодержание 400-метрового слоя океана увеличивается с 4 марта по 9 сентября (в течение 190 сут) в среднем на $27,1 \text{ Вт/м}^2$, а уменьшение с 10 сентября по 3 марта (в течение 175 сут) в среднем на $29,4 \text{ Вт/м}^2$. Суммарно нагревание и охлаждение составляют соответственно $39\,045$ и $-42\,392 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$. За время нагревания и охлаждения океана суммарный поток солнечной радиации составляет $106\,408$ и $-115\,529 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$. Таким образом, запоздание реакции теплосо-

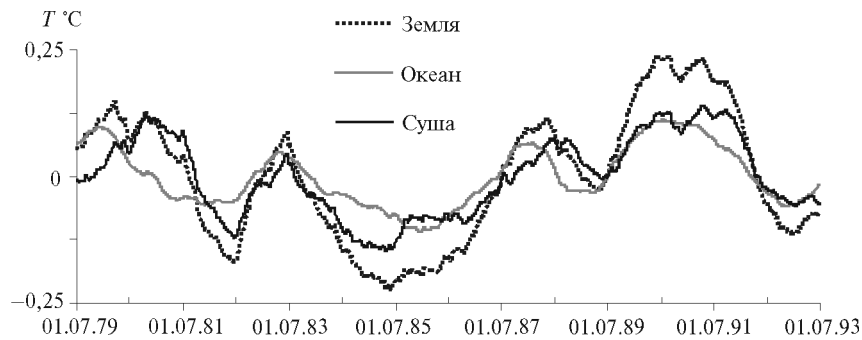


Рис. 9. Вклады океана и суши в межгодовую изменчивость аномалии глобальной приземной температуры.

держания океана на сезонные тепловые возмущения не отмечается. Отставание же изменений среднегодовой температуры океана от изменений условий радиационного равновесия на 10-летия также не наблюдается (рис. 9).

Большая теплоемкость океана по сравнению с менее теплоемкими средами проявляется только в уменьшении амплитуды годового хода и более позднем наступлении экстремумов температуры при сохранении среднегодовой температуры на уровне климатического либо изменяющегося условия радиационного равновесия. Как видно на рис. 1, теплосодержание океана является наиболее изменчивым среди нерадикационных потоков тепла, и его воздействие на колебания СЗА может быть ведущим.

Таким образом, условия на верхней границе атмосферы определяются суммарно всеми тепловыми потоками в атмосфере и деятельном слое земной поверхности. Кроме того, без использования параметризации можно оценить испарение и осадки в фиксированный момент по балансу водяного пара. Поток тепла в океан $c_w \Delta T_w$ и сумма F_s и F определяется по уходящему излучению F_∞ и альбедо A_∞ . Среднегодовое значение радиационного баланса R_∞ над полушарием равно результирующему потоку пара через экватор, над океаном — результирующему потоку водяного пара на континенты, а над континентами — годовому стоку в океан. Такие данные важны для мониторинга и исследования колебаний разного временного и пространственного масштаба.

V. Парниковый эффект (ПЭ). Равенство нулю среднегодового радиационного баланса на верхней границе атмосферы означает, что СЗА находится в состоянии радиационного равновесия (СРР).

В СЗА существуют два потока длинноволновой радиации, сопоставимые с потоком солнечной радиации при отсутствии атмосферы и независимые от него [5, 18]:

1) излучение земной поверхности U_s , превышающее средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы (J_∞) на 47 Вт/м^2 ;

2) встречное излучение атмосферы U_a , которое лишь на 18 Вт/м^2 (на 5 %) меньше среднего потока солнечной радиации J_∞ , на 100 Вт/м^2 превышает $J_\infty (1 - A_\infty)$ — солнечную радиацию, поглощаемую СЗА, и в 2 раза больше I_s — солнечной радиации, поглощаемой земной поверхностью.

При этом U_s на 83 % определяется встречным излучением атмосферы (U_a) и лишь на 17 % покрывается потоком солнечной энергии (F_s). Солнечная радиация не затрачивается на поддержание потоков U_a и равной ему доли U_s , эти потоки не участвуют в поддержании каких-либо других потоков тепла, в том числе и уходящего излучения, эффективного излучения, испарения или осадков. Поток U_a и равная ему доля U_s изолированы от теплооборота СЗА. Согласно [4], именно U_a определяет ПЭ: «...Атмосфера достаточно хорошо пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, но длинноволновое излучение сильно поглощается атмосферой... Нагретая таким образом атмосфера посылает к земной поверхности встречное излучение, в значительной мере компенсирующее радиационную потерю тепла земной поверхностью» [4].

Таким образом, в СРР общий тепловой ресурс СЗА $J_\infty(1 - A_\infty)$ и уходящее излучение F_∞ зависят только от альбедо и равны друг другу. Распределение же этого ресурса между различными тепловыми потоками определяется только физическими свойствами сред и не зависит от ПЭ.

Отметим, что ПЭ иногда характеризуют разностью эффективной температуры уходящего излучения T_∞ и средней температуры земной поверхности T_s . В предположении излучения абсолютно черного тела уходящее излучение можно охарактеризовать температурой около -17°C . Средняя температура подстилающей поверхности составляет около 15°C . ПЭ обычно характеризуют их разностью, равной 32°C .

Такая оценка ПЭ уязвима в двух отношениях:

1) характеристика различия потоков тепла при помощи разности соответствующих им значений температуры содержит неопределенность, так как одинаковые разности более слабых потоков сопровождаются большими разностями температуры. Например, годовые амплитуды U_s , F_s , U_a составляют 74, 60 и 50 Вт/м^2 при разностях значений эффективной температуры, соответствующих максимальным и минимальным потокам, равных 14, 47 и 10°C ;

2) характеристика ПЭ при помощи разности T_s и T_∞ основана на двух ошибочных предположениях — о равенстве $T_s = T_\infty = -17^\circ\text{C}$ при условии поглощения всего теплового ресурса земной поверхностью и о выполнении этого условия при нулевом ПЭ.

Полное отсутствие ПЭ означает прозрачность атмосферы для длинноволновой радиации (ДВР), но не означает отсутствие поглощения коротковолновой солнечной радиации (КВР) атмосферой. Поэтому поглощенная поверхностью радиация при отсутствии только ПЭ останется меньше всей радиации, поглощенной системой. Но и при полной прозрачности атмосферы для ДВР и КВР, и полном поглощении $J_\infty (1 - A_\infty)$ поверхностью часть тепла шла бы на испарение и турбулентный поток явного тепла, а температура поверхности была бы ниже -17°C . В нашем случае часть излучения земной поверхности, покрываемая затратами солнечной энергии ($F_s = 66 \text{ Вт/м}^2$), составляет около 1/3 солнечной радиации, поглощенной земной поверхностью, и может быть охарактеризована температурой $(F_s/\sigma)^{0,25} - 273 \approx -90^\circ\text{C}$ при температуре поверхности 15°C . Очевидно, что соотношение последних двух значений температуры привело бы к оценке ПЭ в 105°C .

Более соответствующей определению ПЭ представляется оценка на основе измерений встречного излучения атмосферы или разности полного излучения поверхности $\sigma(T_s + 273)^4$ и F_s , которая и будет характеризовать ПЭ в прямом (как тепловой поток, равный 327 Вт/м^2) или температурном выражении (как соответствующая этому потоку температура излучения абсолютно черного тела, равная $2,46^\circ\text{C}$).

Вряд ли приемлемы попытки объяснить ПЭ адиабатическим (политропическим) нагревом воздуха при его конвективном опускании из верхней тропосферы, которые исходят из гипотезы об определяющей зависимости уходящей радиации от слоя атмосферы, имеющего температуру, равную T_∞ (обычно -17°C). Используя влажно- или сухоадиабатический градиенты для нисходящих движений с уровня -17°C , получают широкий набор значений температуры у поверхности — ПЭ. Однако реализация солнечной энергии (70 %) и генерация конвекции происходят не в верхней тропосфере, а на поверхности Земли, и потоки тепла в атмосфере направлены вверх. Само значение температуры -17°C не имеет отношения к эффективной температуре вклада атмосферы в уходящее излучение, так как часть F_s уходит в космос без переизлучения атмосферой и по оценкам работ [5, 18] составляет $40\text{—}49 \text{ Вт/м}^2$. Поэтому часть F_∞ , излучаемая собственно атмосферой, не превышает 195 Вт/м^2 , и эффективная температура излучения атмосферы в космос ниже -30°C . Но излучение и этим атмосферным слоем нельзя отождествлять с вкладом атмосферы в уходящее излучение. F_∞ формируется

различными слоями от вершин облаков до слоев безоблачной атмосферы переменной толщины с переменной влажностью. Кроме того, эффективная температура является условной характеристикой интенсивности потока лучистой энергии на фиксированном уровне. Но она не характеризует ни температуру источника радиации, ни спектральный состав радиации на этом уровне. Это очевидно для солнечной радиации, но справедливо и для уходящей ДВР. Температура на поверхности Венеры в 400 °С также не требует использования политропической гипотезы, принципиально возможна на Земле и может быть объяснена в соответствии с определением ПЭ по работе [4].

Действительно, поглощение и излучение ДВР земной поверхностью на всех длинах волн близко к поглощению и излучению абсолютно черного тела. Но в космос уходит только часть этого излучения, происходящего в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм. Вне этого окна излучение поверхности компенсируется встречным излучением атмосферы. Эффективное излучение (F_s) определяется разностью излучений поверхности и атмосферы только в спектральном интервале 8—12 мкм. Поэтому ПЭ определяется двумя параметрами:

- 1) затратами солнечной энергии на излучение ДВР поверхностью (зависящее от свойств поверхности);
- 2) окном прозрачности атмосферы (его шириной и степенью прозрачности, зависящими от газового состава).

При заданных альbedo и свойствах поверхности ее температура должна быть равна (при полной прозрачности окна) или выше (при частичной его прозрачности) той температуры, при которой излучение абсолютно черного тела в спектральном интервале 8—12 мкм равно F_s .

Среднегодовая солнечная радиация, поглощаемая поверхностью СП, составляет 177 Вт/м². На испарение и турбулентный поток расходуется 114 Вт/м². Остальные 63 Вт/м² поглощенной солнечной радиации (т. е. эффективное излучение) расходуются на ДВР. Следовательно, излучение земной поверхности в окне прозрачности при наблюдаемой среднегодовой температуре 15 °С должно превышать 63 Вт/м². Излучение абсолютно черного тела позволяет рассчитать формула Планка:

$$u_{x_1-x_2} = (15/\pi^4)\sigma T^4 \int_{x_2}^{x_1} [x^3/(\exp x - 1)] dx,$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана, $u_{x_1-x_2}$ — излучение в окне прозрачности, $x = \hbar\omega/kT$, \hbar — постоянная Планка, $\omega = 2\pi c/\nu$, c — скорость света, ν — длина волны, k — постоянная Больцмана.

Данные расчета излучения абсолютно черного тела в окне прозрачности (8—12 мкм), обеспечивающего излучение 63 Вт/м² при различ-

Таблица 2

**Зависимость температуры поверхности
при постоянном эффективном излучении 63 Вт/м²
от уменьшения пропускания в окне прозрачности 8–12 мкм
или уменьшения его ширины**

Окно 8–12 мкм		Излучение поверхности в окне 8–12 мкм, Вт/м ²	Температура поверхности		Окно с центром 10 мкм и поглощением 0,36 Вт/м ²	
Пропус- кание, Вт/м ²	Погло- щение, Вт/м ²		К	°С	Ширина окна, мкм	Излучение поверхности в окне, Вт/м ²
1,00	0	63,0	264,7	–8,41	6,702	98,7
0,64	0,36	98,7	288,12	15,0	4	98,7
0,50	0,50	126	302,6	29,5	3,08	98,7
0,25	0,75	252	352,3	79,2	1,542	98,7
0,15	0,85	420	400	127	0,9362	98,7
0,03	0,97	2105	673,12	400	0,197	98,7

ной прозрачности окна либо различной его спектральной ширине при постоянной прозрачности, приведены в табл. 2, из которой следует, что ни ПЭ, ни температура поверхности в СРР не воздействуют на эффективное или уходящее излучение. Однако спутниковые измерения распределения энергии по спектру уходящего излучения и определение соответствующих спектральных значений эффективной температуры могли бы уточнить вопрос об источниках формирования этого излучения.

В связи с проблемой адаптации тепловых потоков к изменению ПЭ напомним, что средняя температура атмосферы T , деятельного слоя океана T_w или суши, а также средняя температура земной поверхности T_s не влияют на уходящее излучение (F_∞) или радиационный баланс на верхней границе атмосферы (R_∞). Причина состоит в отсутствии физической (выражаемой уравнениями энергии) зависимости между этими параметрами, так как $R_\infty = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T + Q + \text{div}(vq)$ и радиационный баланс на верхней границе атмосферы определяется не значениями параметров T_w , T и Q , а их изменением, и T_s в уравнении отсутствует. Поэтому во время увеличения ПЭ накопление тепла в СЗА возрастает, средняя температура тропосферы растет, а уходящее излучение уменьшается. При уменьшении же ПЭ температура понижается, накопленное системой тепло также уменьшается, увеличивая уходящую радиацию. Доля же I_s , затрачиваемая на F_s , определяется только физическими свойствами деятельного слоя, а не ПЭ. Над океаном, например, большая часть I_s расходуется на испарение и изменение теплосодержания деятельного слоя; над пустыней же резко возрастает турбулентный поток

явного тепла и эффективное излучение, сокращается поток тепла в деятельном слое и испарение. Из табл. 2 также следует, что в СРР тепловой ресурс и уходящее излучение не зависят от ПЭ и температуры поверхности. Поэтому связи $\Delta T_s/\Delta F_\infty = \lambda$ отражают только тот факт, что и T_s , и F_∞ уменьшаются от экватора к полюсам.

Однако в течение года ПЭ изменяется, так как сезонно изменяются и излучение поверхности, и содержание парниковых газов, и физические свойства деятельного слоя. Поэтому можно изучить взаимодействие изменений ПЭ и тепловых потоков. Изменение ПЭ реально только после изменения встречного излучения и в процессе этого изменения. Рассмотрим вопрос о возможном механизме увеличения встречного излучения.

Следуя обычному предположению об изменении средней температуры тропосферы непосредственно от поглощения ДВР при увеличении содержания CO_2 , можно предположить и отставание изменения ПЭ. В таком случае при увеличении содержания CO_2 его поглотительная способность увеличится сразу и реализуется полностью, но повышение температуры будет замедлять теплообмен с другими газами и равновесие установится с некоторым запозданием; реакция же океана на повышение температуры тропосферы может длиться десятки и сотни лет.

Следует, однако, учитывать, что ПЭ не определяется жестко температурой атмосферы. При одинаковой температурной стратификации атмосферы возможен как очень большое, так и близкое к нулю значение дефицита точки росы во всей толще. Встречное излучение при нулевом дефиците будет больше несмотря на неизменную температуру атмосферы. Изменение содержания парниковых газов, влияя на ПЭ (т. е. на U_a), само по себе не меняет температуру атмосферы. Излучение парникового газа при температуре атмосферы в некотором участке спектра больше излучения основных газов. Но эта «большая» часть излучения не поглощается основными газами атмосферы и не нагревает их. Излучение земной поверхности ближе к излучению абсолютно черного тела, и увеличение массы парникового газа при температуре атмосферы приводит к увеличению радиации, поглощаемой поверхностью и увеличению ее температуры при неизменной температуре атмосферы. Тогда единственным прямым и мгновенным последствием повышения содержания парниковых газов будет увеличение U_a , $c_w \Delta T_w$ и T_s , которое в дальнейшем может привести к изменению F и $c_p \Delta T$. Примером аналогичного процесса является радиационное выхолаживание вследствие уменьшения ПЭ с образованием инверсии в пограничном слое, когда температура в слое выше инверсии не меняется из-за приземного вы-

холаживания, имеющее место при зимних инверсиях в Антарктиде (240 °С на 500 м) и Гренландии (100 °С на 300 м) и при холодных вторжениях синоптического масштаба. При увеличении ПЭ нагревание атмосферы, распространяющееся путем конвекции на больший слой, не проявляется в стратификации столь очевидно.

Сравним СРР, возникшее при усилении ПЭ, с начальным СРР. Введем обозначения:

$$U_a = \beta U_s, \quad F_s = \alpha I_s,$$

где β — доля U_s , возвращаемая со встречным излучением U_a ; α — доля I_s , затраченная на длинноволновое излучение F_s .

Подчеркнем двоякую природу F_s , как доли солнечной радиации, затрачиваемой на длинноволновое излучение (αI_s), и как разности длинноволнового излучения поверхности и атмосферы ($U_s - U_a$). Значение αI_s зависит только от физических свойств активного слоя поверхности. При СРР поверхность излучает в окне прозрачности поток, равный эмиссии парниковых газов плюс αI_s . Поэтому $\alpha I_s = U_s - U_a = F_s$ и результирующий поток в окне прозрачности равен αI_s . При изменениях содержания парниковых газов выполняются следующие условия:

- в случае роста ПЭ $U_s - U_a < \alpha I_s$ (результатирующий поток равен αI_s минус инкремент ПЭ, что приводит к росту температуры поверхности за счет неизлученной части αI_s и к уменьшению F_∞ на это же значение);
- в случае ослабления ПЭ $U_s - U_a > \alpha I_s$ (результатирующий поток равен αI_s плюс накопленная прежде солнечная энергия, равная декременту эмиссии парниковых газов, что приводит к понижению температуры поверхности и увеличению F_∞).

Несбалансированная часть αI_s является источником потепления или похолодания от ПЭ, а ПЭ — фильтр, но не источник энергии.

Раз мы предполагаем, что увеличение содержания парниковых газов само по себе не влияет на альбедо системы, то общий энергетический ресурс системы $I_a + I_s$ не изменится при увеличении β , т. е. доли U_s , возвращаемой атмосферой к земной поверхности, I_a , I_s , P и E также не изменятся. Рост U_a будет сопровождаться одновременным уменьшением охлаждения поверхности океана и увеличением (или, в зависимости от сезона, замедлением падения) ее температуры. Эффективная температура уходящего излучения при этом уменьшится на значение, равное росту температуры атмосферы. В результате по окончании роста и при завершении годового цикла температура поверхности (T_s) и температура тропосферы (T) возрастут, среднегодовые значения $c_w \Delta T_w$, $c_p \Delta T_a$, R_∞ будут отличны от нуля и $R_\infty = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T_a$, а уходящее излучение примет начальное значение, определяющееся A_∞ . При этом A_∞ , I_a , I_s , P , E и F_s не изменятся и при росте β , и при достижении

нового СРР, F_∞ и $(U_s - U_a)$ уменьшатся, а F увеличится только на время увеличения ПЭ. Изменения T_s и T не отразятся на P , E и F_s , которые определяются не температурой, а тепловым ресурсом, в конечном счете A_∞ и физическими свойствами деятельного слоя океана. При этом все изменения произойдут практически безынерционно, в том числе и в океанах.

Если принять во внимание обратные связи, то, как обычно считается, возрастание T_s приведет к увеличению глобальных осадков, испарения, облачности, возможно, F , F_s , и, следовательно, потребует увеличения теплового ресурса, т. е. уменьшения альбедо. Но увеличение облачности должно сопровождаться увеличением альбедо, несовместимым с увеличением теплового ресурса. Это свидетельствует об ошибочности предполагаемых обратных связей. Поэтому наиболее существенные проявления обратных связей ПЭ состоят в изменениях физических свойств сред. В случае постоянного альбедо к таковым относятся, видимо, только изменения фазового состояния воды на земной поверхности и второстепенный эффект от изменения доли твердых осадков, приводящий к изменению удельных затрат на испарение и слоя испарения и осадков при неизменных затратах тепла на испарение.

В связи с вопросом о ПЭ и инерционности океана представляет интерес сопоставление температурных различий СП и ЮП с различиями тепловых потоков. Считается, что температурные последствия глобальных изменений ПЭ (как и потока солнечного тепла) в ЮП отстают от изменений в СП, а СРР достигается в ЮП на десятилетия позже. При анализе будем учитывать, что среднегодовые потоки солнечной радиации при отсутствии атмосферы в СП и ЮП одинаковы. Одинаковыми считаются также значения A_∞ [12]. Поэтому среднегодовые значения поглощенной солнечной радиации в СП и ЮП одинаковы. Одинаково и содержание CO_2 [19]. Однако в ЮП площадь океанов больше, чем в СП, и даже при условии СРР можно ожидать различия между полушариями в распределении поглощенной солнечной радиации на испарение, турбулентный поток явного тепла и эффективное излучение.

Для сопоставления режимов СП и ЮП используем следующие материалы:

- ежедневные глобальные реанализы ЕЦСПП приземной температуры в 12 ч МСВ за 1979—1993 гг.;
- климатические данные об осадках Ягера [10];
- климатические данные по ЮП [3];
- данные по Антарктиде, Гренландии, Северному Ледовитому океану [2] и Тибету [1].

По данным реанализов нами рассчитаны среднегодовые и сезонные значения температуры для Земли и различных широтных зон.

Среднегодовая за 15 лет (1979—1993 гг.) температура воздуха в 12 ч МСВ на высоте 2 м принимает следующие значения:

- на земном шаре (90° с. ш. — 90° ю. ш.) — $14,339^\circ\text{C}$,
- в СП ($0-90^\circ$ с. ш.) — $15,154^\circ\text{C}$,
- в ЮП ($0-90^\circ$ ю. ш.) — $13,524^\circ\text{C}$.

Таким образом, температура в ЮП на $1,630^\circ\text{C}$ ниже, чем в СП. Чтобы решить вопрос о вкладе океана в это значение, учтем, что приблизительно с 66° ю. ш. поверхность ЮП покрыта постоянными льдами и влияние океанической поверхности в этой широтной зоне отсутствует. Поэтому представляет интерес сопоставить среднегодовые значения температуры обоих полушарий в поясах $0-66^\circ$ широты. Увеличение или сохранение разности значений температуры в этом интервале широт означало бы безусловное подтверждение инерции в ЮП, а уменьшение этой разности требовало бы дальнейшего анализа. Температура воздуха в поясе $0-66^\circ$ с. ш. равна $17,793^\circ\text{C}$, в поясе $0-66^\circ$ ю. ш. — $17,372^\circ\text{C}$, т. е. на $0,421^\circ\text{C}$ ниже, чем в том же поясе широт СП.

При одинаковых энергетических ресурсах температура пояса океанов ЮП ниже температуры СП в той же широтной зоне. Проанализируем энергетическое значение этого различия. Собственное излучение земной поверхности в соответствии со средней температурой в поясе $0-66^\circ$ ю. ш. равно $403,664\text{ Вт/м}^2$, в поясе $0-66^\circ$ с. ш. — $406,009\text{ Вт/м}^2$. Потери тепла на излучение в поясе $0-66^\circ$ ю. ш. на $2,345\text{ Вт/м}^2$ меньше, чем в СП. При равенстве ПЭ это означает меньшее значение F_s в поясе $0-66^\circ$ ю. ш. Испарение в поясе $0-66^\circ$ ю. ш. практически можно считать равным осадкам на всем ЮП. Годовое количество осадков в СП равно $978,4\text{ мм}$, а в ЮП — $1021,0\text{ мм}$, что на $42,6\text{ мм}$ больше, чем в СП[10]. В энергетическом выражении эта разность соответствует потоку $3,376\text{ Вт/м}^2$. К этому следует прибавить среднегодовой поток водяного пара из ЮП в СП, не рассмотренный в работе[10] и по нашим оценкам составляющий 1 Вт/м^2 . Таким образом, при меньших на 2 Вт/м^2 потерях на излучение океанический пояс ЮП затрачивает на 4 Вт/м^2 больше на испарение. Разность этих потоков в 2 Вт/м^2 может быть компенсирована уменьшением турбулентного потока явного тепла. Уменьшение отношения Боуэна в ЮП отмечено многократно.

Представляется, что различия температуры рассматриваемых широтных поясов могут соответствовать различиям физических свойств подстилающей поверхности (уменьшению площади материков и увеличению площади океанов) при практически одинаковом энергетиче-

ческом ресурсе, ПЭ, уходящем излучении и выполнении СРР в обоих поясах.

Следовательно, более низкая температура ЮП связана с температурой Антарктиды. Столь существенное влияние Антарктиды требует дополнительного анализа. Если объяснять его высотой поверхности, то в СП есть Тибет, который выше Антарктиды более чем на 1 км, и другие горные системы. Если принимать во внимание поток тепла на верхней границе атмосферы, то в январе такой поток в Антарктиде существенно больше потока над Тибетом в июне. Если к этому добавить еще и альбедо в Антарктиде, то Арктика не отличается от Антарктиды ни потоком тепла, ни альбедо, а Гренландия не отличается и высотой. Поэтому для выяснения причин исключительного влияния Антарктиды сопоставим детальнее январские условия в Антарктиде с июньскими условиями в Гренландии, Ледовитом океане и Тибете.

В работе [2] приведены систематизированные данные по тепловому балансу Северного Ледовитого океана (в том числе зоны закрытой морской поверхности). Более краткие данные содержатся по Гренландии. Данные же по Антарктиде хотя и включают в себя результаты экспедиционных и стационарных наблюдений, плохо систематизированы, иногда противоречат друг другу и недостаточно полны. По Антарктиде эти данные сопоставлялись с климатическими оценками из работы [2]. Данные по Тибету взяты из работы [1], содержащей результаты исследований Тибета, проведенных АН КНР в конце 70-х годов XX века.

Значения потока солнечного тепла при отсутствии атмосферы, альбедо и характер подстилающей поверхности в Антарктиде, Гренландии и Северном Ледовитом океане (зоне без открытой морской поверхности) различаются мало, то ограничимся рассмотрением T_s , F_s , U_a , T_a , $(T_s - T_a)$ и разности значений каждого из перечисленных параметров для сравниваемых объектов. Результаты приведены в табл. 3.

Согласно табл. 3, значение T_s в высокой части Гренландии больше на 12–15 °С, чем в высокой части Антарктиды, в Северном Ледовитом океане — на 10–13 °С больше, чем в высокой части Гренландии, в Тибете — на 12 °С выше, чем в Северном Ледовитом океане. Сходство радиационных режимов не позволяет приписать столь значительные и устойчивые различия значений температуры особенностям поглощения солнечной радиации. Интересен тот факт, что разности T_a сравниваемых пар на несколько градусов больше или равны разностям приземных значений температуры, разности же $(T_s - T_a)$ на отдельных объектах лежат в очень узком интервале 0–50 °С, в том числе для пар Лхаса—Восток и Тибет—Антарктида. На высоких станциях Гренландии

Таблица 3
Температура и радиационный режим поверхности Антарктиды, Гренландии, Ледовитого океана и Тибета

Характеристика	Южный Полюс (Антарктида)	Центральная (Гренландия)	Центральная—Южный Полюс (Антарктида)	Шарко (Антарктида)	Нортайс (Гренландия)	Нортайс—Шарко (Антарктида)	Восток (Антарктида)	Лхаса (Тибет)	Лхаса—Восток (Антарктида (66–90° ю. ш.))	Северный Ледовитый океан	Северный Ледовитый океан—Антарктида	Средние данные по Тибету	Тибет—Антарктида
Высота, м	2800	3000	—	2400	2400	—	~3500	3600	—	—	—	—	—
T_a , °C	-42	-24	18	-35	-20	15	-48	7	55	-10	16	1	27
$(T_s - T_a)$, °C	14	11	3	13	10	3	15	10	5	10	1	11	0
U_a Вт/м ²	161	217	56	181	230	49	144	348	204	273	63	321	111
F_s Вт/м ²	44	42	2	44	42	2	44	54	10	42	0	54	12

Примечания. 1. Станции в Антарктиде: Южный Полюс, Шарко, Восток; станции в Гренландии: Центральная, Нортайс; станция в Тибете: Лхаса. 2. Северный Ледовитый океан — зона без открытой морской поверхности.

U_a примерно на 50 Вт/м^2 больше, чем на станциях равной высоты в Антарктиде, в Северном Ледовитом океане — примерно на 50 Вт/м^2 больше, чем на высоких станциях Гренландии, в Тибете U_a примерно на 50 Вт/м^2 больше, чем в Северном Ледовитом океане.

В рассмотренных колебаниях приземных значений температуры четко прослеживается определяющий вклад встречного излучения. Изменения же U_a определяются не притоком солнечного тепла, а ПЭ, содержанием парниковых газов. Поэтому различия приземных значений температуры, по-видимому, соответствуют содержанию парниковых газов в атмосфере рассмотренных географических зон. Равенство содержания CO_2 на всех широтах означает, что горизонтальный обмен не приводит к его изменению. Но воздействие CO_2 может проявляться в уменьшении его содержания в столбе воздуха с увеличением высоты местности. Среди сравниваемых объектов этот фактор может давать вклад только при сравнении с Северным Ледовитым океаном. Количество же водяного пара изменяется весьма значительно и не только с высотой. Действительно, Антарктида окружена широким однородным холодным океаническим течением и устойчивым зональным переносом в тропосфере, а это факторы, существенно снижающие перенос пара в Антарктиду. Значительная высота ее дополнительно снижает количество водяного пара в атмосфере. Высокая часть Антарктиды — одна из самых сухих областей Земли с наименьшими значениями осаждаемой воды.

Арктический бассейн испытывает воздействие теплых течений Атлантики и Тихого океана, мощных меридиональных нарушений зонального переноса в тропосфере. Воздушные массы и циркуляция над Гренландией и Северным Ледовитым океаном достаточно сходны, но большая высота приводит к снижению количества осаждаемой воды и CO_2 в столбе атмосферы над Гренландией.

Тибет находится под воздействием муссонных воздушных масс, имеющих наибольшую влажность. Поэтому весьма вероятна связь рассмотренных изменений ПЭ с изменением количества водяного пара в атмосфере. Современное покровное оледенение поддерживается географическими факторами — распределением суши и моря, рельефом, циркуляцией атмосферы и океана.

На основе изложенного можно сделать вывод о том, что температура в ЮП ниже, чем в СП в результате меньшего ПЭ над Антарктидой (главный фактор) и больших затрат на испарение в ЮП (меньший фактор) при одинаковом количестве поглощенной солнечной радиации и наличии СРР в обоих полушариях и в полном противоречии с константой $\Delta T_s/\Delta F_\infty = \lambda$. Это подтверждает также сделанный вывод о том,

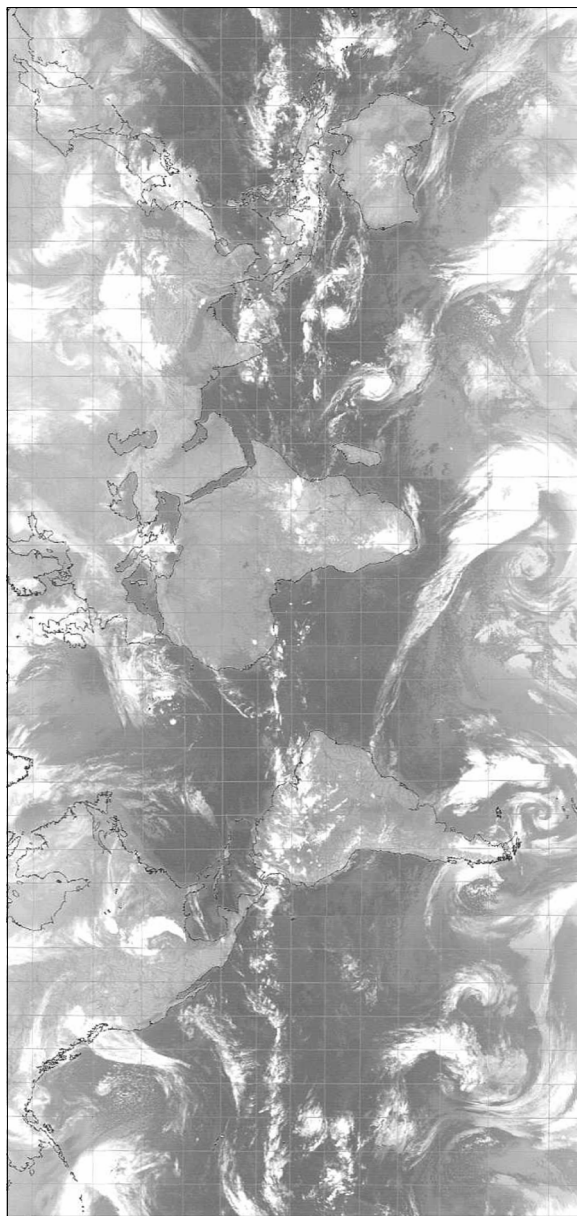


Рис. 10. Глобальная облачность в ИК-диапазоне в 00 ч МСВ 6 апреля 2005 г. (данные НПО «Планета»).

что переход из одного СРР в другое в результате изменения только ПЭ не приводит к изменениям баланса СЗА, а количество поглощенной солнечной радиации (или уходящего излучения) само по себе не определяет приземную температуру. Изменение же температуры тропосферы или земной поверхности от ПЭ не приводит к изменению количества осадков, влажности облаков и др.

VI. Вклад циркуляции атмосферы и океана (ЦАО). Уже указано, что в любой фиксированный момент осадки выпадают над площадью менее 5 % площади СП с интенсивностью, в 20 раз превышающую интенсивность испарения. Что представляют собой эти области? На рис. 10 представлен монтаж одновременных снимков облачности с пяти геостационарных спутников, покрывающих весь земной шар. Они отражают зону внутритропической конвергенции, фронты, два тропических циклона, внетропические циклоны. Эти объекты занимают визуально небольшую площадь Земли. Все они связаны с фронтальными разделами, имеют более чем 1000 км в поперечнике и многие тысячами километров в длину. Облачность же в поперечнике имеет 100—300 км. Кроме того, спутниковые измерения показывают, что одновременно дождь выпадает из 5—7 % облаков [13, 14].

Таким образом, главный механизм воздействия (ЦАО) на энергетику связан не со скоростью ветра или его направлением, а с формированием материальных поверхностей разделов и изменением угла их наклона (α). Значение α определяет свойства раздела (активный фронт, инверсия в пограничном слое атмосферы, пассатная инверсия, тропопауза и др.) и характер воздействия раздела на тепловые потоки. Так, независимо от широты для конвергенции оптимален узкий интервал наклонов около 0,05—0,08. Изменения же наклона поверхности раздела во времени или в пространстве зависят от изменения контраста виртуальной температуры (ΔT), сдвига ветра (Δu) и параметра Кориолиса (l). Поэтому при сохранении оптимального для конвергенции наклона поверхности и смещении ее к экватору требуется тем меньший ΔT , чем меньше l .

В зимнее время при больших ΔT и малых l фронт, быстро смещаясь к экватору, выхолаживается, диссипирует и превращается в инверсию (рис. 11 а, з). В летнее время ΔT успевает уменьшаться, и в низких широтах разделы сохраняют оптимальный наклон (см. рис. 11 б, в). Влияние на тепловые потоки (вертикальный перенос, долю затрат на испарение, осадки, поток тепла в океан и др.) определяется контрастом плотности на поверхности раздела, особенностями ее положения. Это свойство циркуляции, как показано далее, играет важную роль в генерации колебаний потоков тепла также и в зоне Эль-Ниньо.

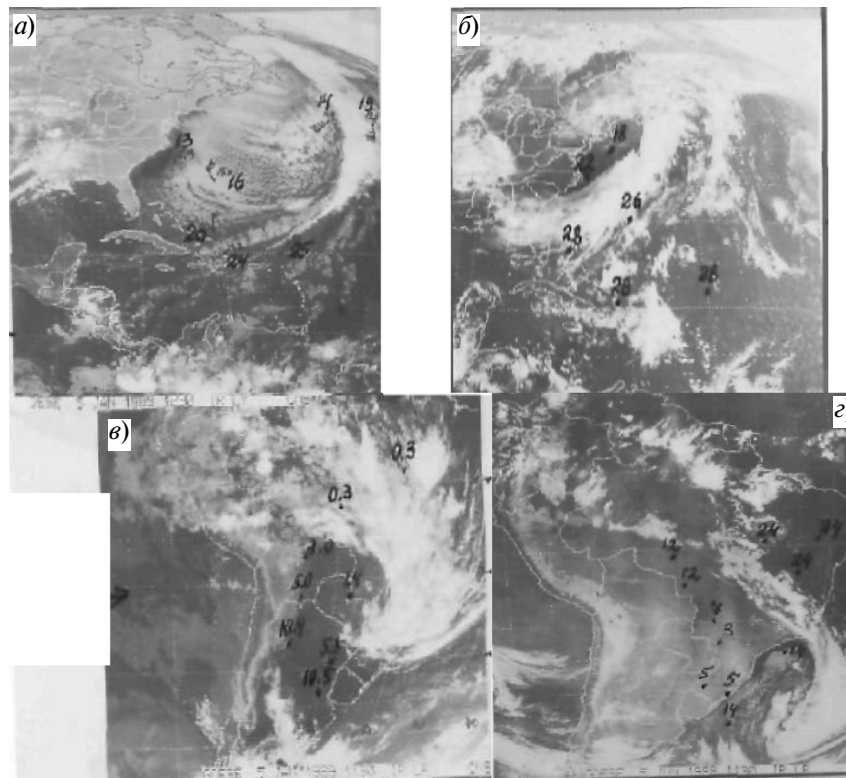


Рис. 11. Синхронные спутниковые фотографии фронтов в СП и ЮП в центральные дни сезонов.

a и *в* — 5 января 1989 г.; *б* и *г* — 30 июня и 2 июля 1989 г.

Рукописные цифры — приземная температура воздуха (*a*, *б*, *г*) или точка росы (*в*).

Существует резкий контраст между влажным экваториальным климатом восточнее Анд и засушливым климатом западнее Анд — на побережье и востоке Тихого океана. Сходные различия существуют между южной Африкой и восточной Атлантикой. Столь же резко различаются и нерадикационные тепловые потоки в этих областях. Восточнее Анд и над Африкой наиболее значимы осадки и испарение, западнее их — поток тепла в океан. Рассмотрим вклад ЦАО в эти процессы.

На востоке Тихого океана и Атлантики меридиональные орографические препятствия образуют барьер для водной и частично воздушной среды. Это приводит к подъему холодных вод и распростра-

нению их на восток океанов (рис. 12 *в*). Даже на экваторе может отмечаться температура воды 16—18 °С. Поэтому фронты, смещаясь к экватору, сохраняют большие контрасты плотности и превращаются в низкую горизонтальную инверсию. В нижних слоях атмосферы под инверсией возникает устойчивый холодный поток к экватору, блокированный Андами от смещения на восток (см. рис. 12 *б*). При этом температура воздуха остается ниже температуры воды до самого экватора и над всей акваторией холодной воды. Холодные фронты с мощной облачной системой приближаются и пересекают южную оконечность Африки и Южной Америки, но не смещаются вдоль побережья, не пересекают их западное побережье севернее 30° ю. ш., а в тропических и субтропических широтах отмечаются не ближе 3—6 тыс. км от побережий (см. рис. 12 *а, г, д*). В этом крайнем положении облачность фронтов выявляется при осреднении даже по небольшому отрезку времени и в Тихом океане была названа южнотихоокеанской зоной конвергенции (ЮТЗК).

Однако при осреднении положение ЮТЗК обусловлено локализацией зоны диссипации (см. рис. 12 *г, д*). Меридиональный горный барьер предопределяет локализацию холодного вторжения, постоянство и малую изменчивость основных параметров в пространстве и времени. В высоких широтах Тихого океана и западной Атлантики существуют большие различия холодной и теплой воздушных масс на фронтах. По мере смещения на северо-восток в тылу фронтов холодный воздух прогревается. Со стороны же теплой воздушной массы в нижней тропосфере на востоке океанов фронт продвигается навстречу все более прохладному пассату (см. рис. 12 *в*) и все более низкой инверсии, так что теплая воздушная масса перед фронтом занимает все более узкую полосу.

Наступает момент, когда виртуальные температуры холодного воздуха за фронтом и нижнетропосферного потока со стороны теплой воздушной массы выравниваются, а теплая воздушная масса вытесняется из нижних слоев. В этот момент фронтальная ложбина начинает быстро заполняться, подъем воздуха из приводного слоя прекращается. Слабая фронтальная ложбина сохраняется лишь на больших высотах (см. рис. 12 *г, д*).

Высокие значения температуры воды на востоке Тихого океана отмечаются при возникновении течения Эль-Ниньо. В 1982 г. под 5° ю. ш. оно началось со скачкообразного повышения температуры воды от 17 до 21 °С, а через несколько месяцев она достигла 29 °С (рис. 13 *а*). Это привело к уменьшению контрастов плотности при смещении фронтов в низкие широты, поверхности фронтальных разделов стали рас-

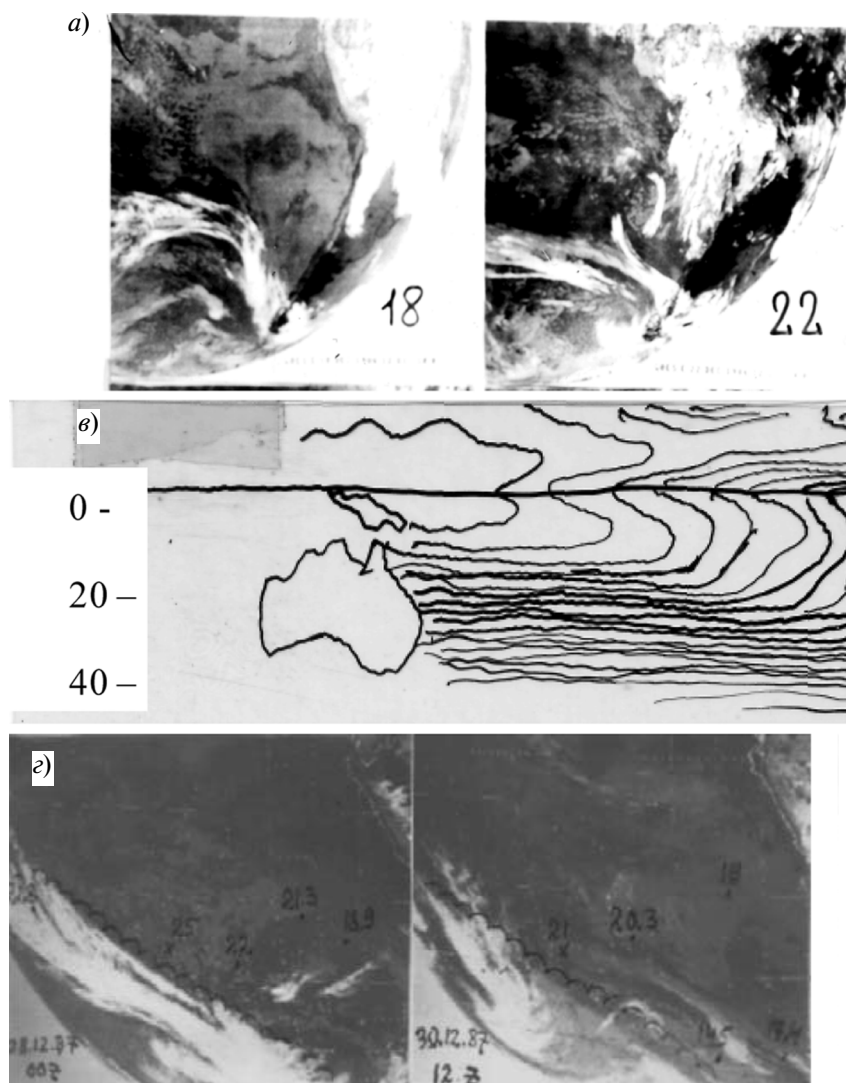
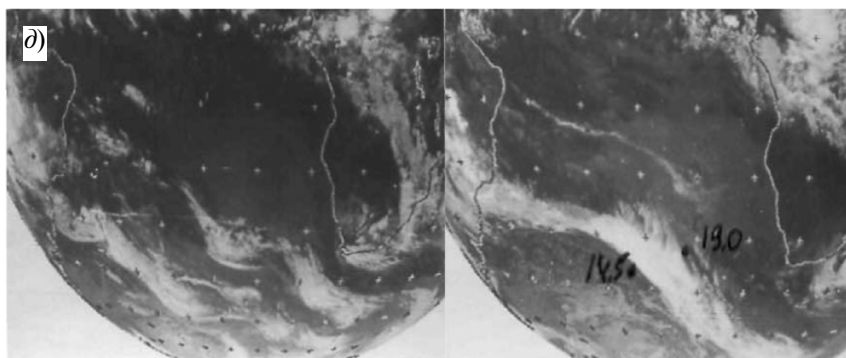
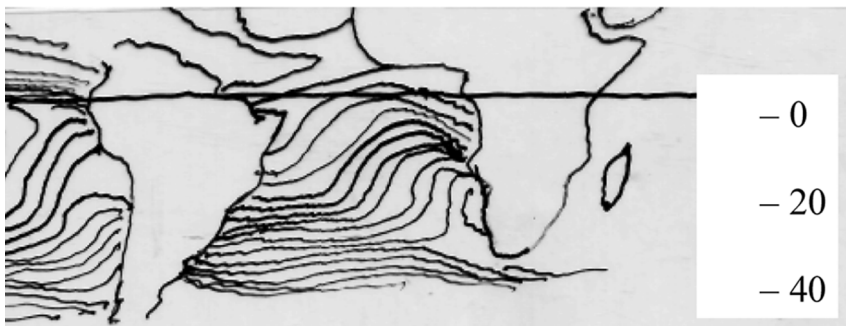


Рис. 12. Характерное положение фронтов, пассатной инверсии (фотографии со спут
а — облачность 18, 22 и 28 декабря 1986 г.; *б* — ветер на уровне моря, ноябрь-декабрь 1965 г. [15];
 29—30 декабря 1987 г.; *в* — диссипация



ников) и поле температуры воды на востоке Тихого океана и Атлантики в ЮП.
 в — температура воды, октябрь 1985 г. [8]; з — диссипация фронта в положении ЮТЗК,
 фронта на востоке Атлантики, 1—3 ноября 1985 г.

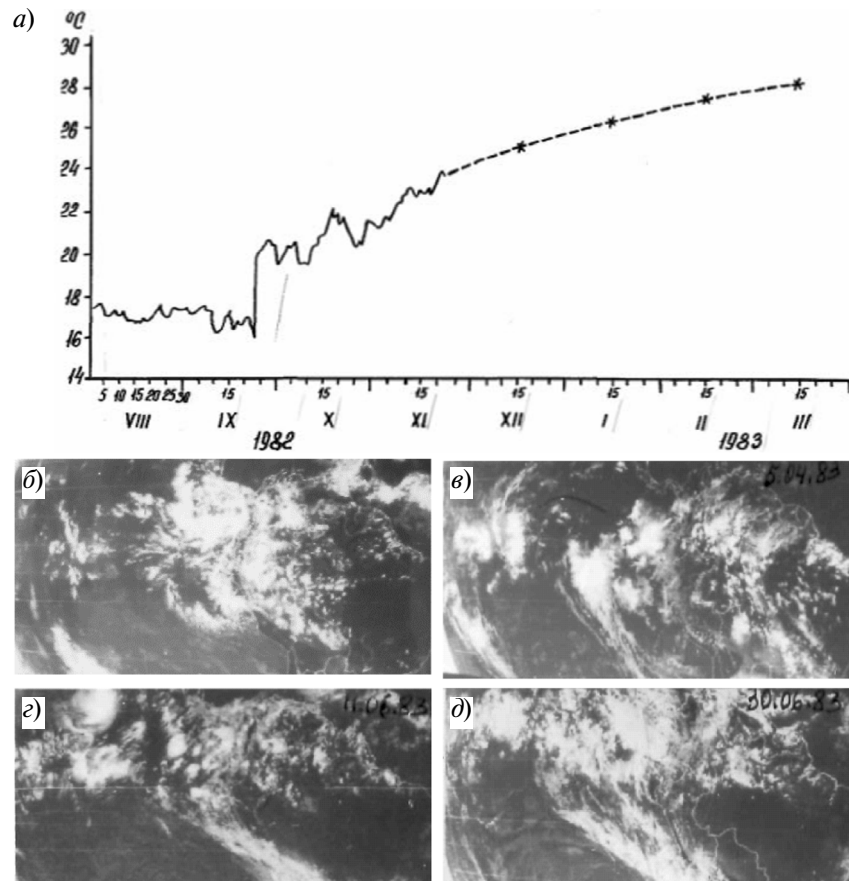


Рис. 13. Температура поверхности моря в Панте (Перу) и облачные системы во время Эль-Ниньо 1982—1983 гг.

a — температура воды в августе 1982—марте 1983 гг. (с декабря — среднемесячные значения) [9]; *б* — ВЗК; *в* — два фронта на востоке Тихого океана вблизи побережья; *г* и *д* — фронты, достигшие ВЗК и пересекающие Анды под 20° ю. ш.

пространяться от поверхности Земли до тропопаузы. ЮТЗК исчезла, так как фронты стали свободно перемещаться по всей восточной акватории. На рис. 13 *a* внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) лежит под 0—10° ю. ш. На рис. 13 *б—г* фронты на небольшом удалении от берега Южной Америки сливаются с облачными скоплениями ВЗК,

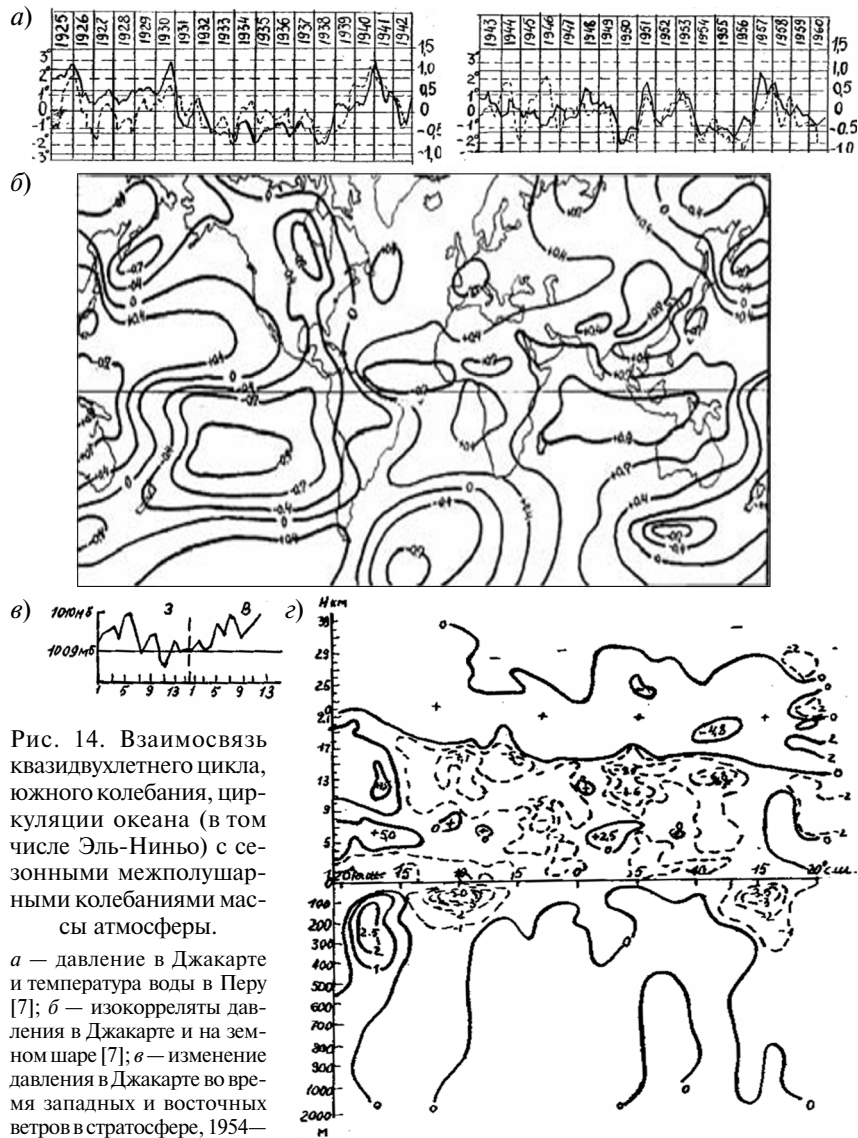


Рис. 14. Взаимосвязь квазидвухлетнего цикла, южного колебания, циркуляции океана (в том числе Эль-Ниньо) с сезонными межполушарными колебаниями массы атмосферы.

а — давление в Джакарте и температура воды в Перу [7]; б — изокорреляты давления в Джакарте и на земном шаре [7]; в — изменение давления в Джакарте во время западных и восточных ветров в стратосфере, 1954—1960 гг.; г — межгодовые изменения температуры в атмосфере и океане на 65° в.д., 20° с.ш.—20° ю. ш. (данные июля 1971 г. минус данные июля 1970 г.) по наблюдениям научно-исследовательских судов.

расположенной в ЮП. На рис. 13 *з, д* фронты вплотную приближаются к побережью и горам и пересекают Высокие Анды под 20° ю. ш.. Приведенные примеры вполне сравнимы с фронтами восточнее Анд или других областей влажных тропиков. Климатический раздел вдоль Анд исчез.

Приведенные примеры процессов во время Эль-Ниньо демонстрируют фундаментальное значение ЦАО и орографии, контрастов плотности, параметров разделов воздушных масс в формировании региональных тепловых потоков и колебаний теплового баланса системы океан—атмосфера—суша. Так как $F = I_a + F_s + P + F - c_p \Delta T$, то рост температуры тропосферы СП в конце XX века понижал уходящее излучение, которое компенсировалось в значительной мере увеличением осадков, а следовательно, и испарением. Главным источником увеличения испарения в последние десятилетия была значительная активность Эль-Ниньо, когда затраты на испарение возрастают, а поток тепла в океан уменьшается. Поэтому среднегодовые затраты на поток тепла в океан, возможно, не были равны нулю ($c_w \Delta T_w < 0$), а теплосодержание системы океан—атмосфера—суша уменьшалось (среднегодовое значение $R_\infty < 0$).

VII. Вклад обмена между полушариями. Воздухообмен между полушариями, южное колебание, квазидвухлетнее колебание ветра в экваториальной стратосфере (КВЦ), колебания ЦАО, в том числе Эль-Ниньо, возможно, являются различными сторонами крупномасштабного взаимодействия циркуляции в двух полушариях, взаимодействия ЦАО, обусловленные неравномерностью распределения суши и океанов, меридиональными орографическими барьерами и межполушарными различиями потоков тепла, примеры которых приведены на рис. 14.

Сезонный обмен массы воздуха происходит на меридианах Азии через стратосферу. Сезонные изменения массы воздуха над Азией ($6 \cdot 10^{11}$ т), в межполушарном обмене и южном колебании одинаковы. Преобладающий перенос в стратосфере над экватором меняется летом. В год преобладания в стратосфере западных ветров с августа по январь Азия, охлаждаясь, получает воздух из ЮП. При западных ветрах в стратосфере этот воздух поступает в основном из района Индийского океана и Африки. С января по август следующего года, нагреваясь, Азия отдает воздух в ЮП. При западных ветрах в стратосфере этот воздух будет поступать в основном в Тихий океан. Таким образом, в рассматриваемом году в Индийском океане будет формироваться отрицательная сезонная аномалия давления, а в Тихом — положительная (рис. 14 *б, в*).

При ослаблении субтропического антициклона в Индийском океане Южное экваториальное течение вместе с максимальными ветрами смещается к югу и экваториальные воды остывают (рис. 14 з). На востоке Тихого океана при усилении субтропического антициклона увеличатся сгон и апвеллинг; экваториальные воды также охлаждаются (рис. 14 а).

Таким образом, в течение года в обоих океанах на экваторе воды остывают. Вместе с этим охлаждается и экваториальная тропосфера, а изобарические поверхности в стратосфере, начиная с верхних уровней, опускаются. К августу следующего года в результате этого процесса в стратосфере преобладают восточные ветры. Значения температуры вод и тропосферы на экваторе в это время становятся минимальными (рис. 14 а, в).

С августа по следующий январь в Азию в основном из Тихого океана поступает воздух уже при господстве восточных ветров в стратосфере. С января по следующий август Азия отдает воздух в ЮП. При восточных ветрах этот воздух поступает в основном в Индийский и Атлантический океаны. Поэтому в течение второго года субтропический антициклон в Тихом океане ослабевает, а в Индийском — усиливается. Поэтому в Тихом океане ослабевают сгон и апвеллинг, а в Индийском Южное экваториальное течение смещается к экватору вместе с максимумом ветра. В результате воды и тропосфера на экваторе в течение этого года будут нагреваться, а изобарические поверхности в стратосфере приподнимутся; к августу следующего года наступит максимум температуры воды и т. д.

Колебания СЗА в 1979—2005 гг.

В конце XX века глобальная и полушарная температура повышалась. Это повышение принято объяснять действием одного фактора — глобального повышения содержания CO_2 в атмосфере. Проведенный мониторинг показал, что полушарные и глобальные тренды определялись вкладом региональных, разнотипных (и не связанных с CO_2) процессов на площади, занимающей около 30 % как всего земного шара, так и каждого из полушарий.

В ЮП (рис. 15 а—з) значительные колебания температуры отмечаются только в экваториальном (см. рис. 15 а) и антарктическом (см. рис. 15 в) поясах. Колебания в этих поясах не связаны друг с другом — коэффициент корреляции их температуры $k = 0,155$.

В экваториальном поясе (32 % площади полушария) резко выражен вклад Эль-Ниньо и южного колебания (см. рис. 15 а). Колебания тем-

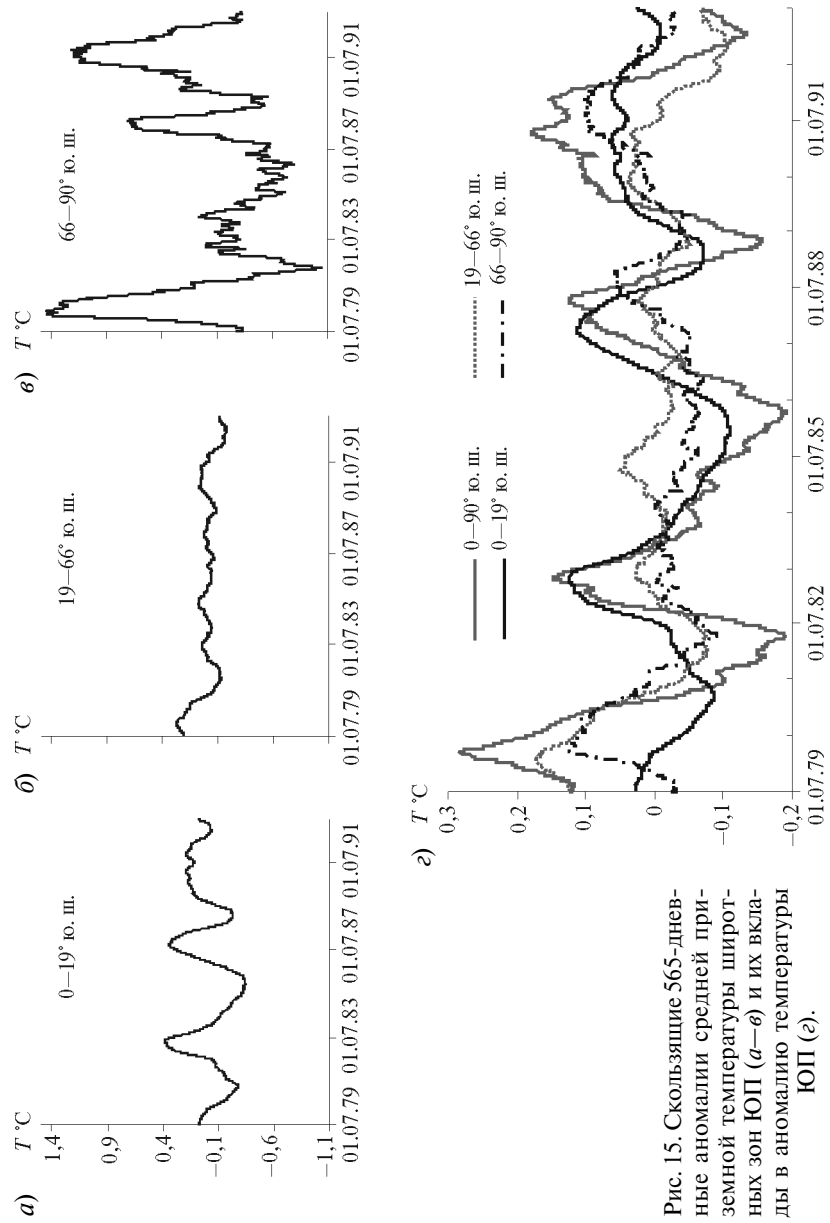


Рис. 15. Скользящие 565-дневные аномалии средней приземной температуры широтных зон ЮП (а–в) и их вклады в аномалию температуры ЮП (г).

пературы в Антарктике (8 %) связаны с межгодовыми колебаниями ПЭ, обусловленными колебаниями меридионального обмена в тропосфере (см. рис. 15 *в*). В умеренном поясе (60 %) колебания малы, не совпадают с экваториальными ($k = 0,003$) и в большей мере связаны с антарктическими ($k = 0,405$) (см. рис. 15 *б*). На рис. 15 *г* приведены вклады широтных поясов (с учетом их площади) в полушарные колебания. Вклад Антарктиды сопоставим с вкладом экваториального пояса, а вклад обширного умеренного пояса минимален.

Из рис. 15 следует, что межгодовая изменчивость температуры ЮП определяется региональными процессами, занимающими около 32 и 8 % площади полушария.

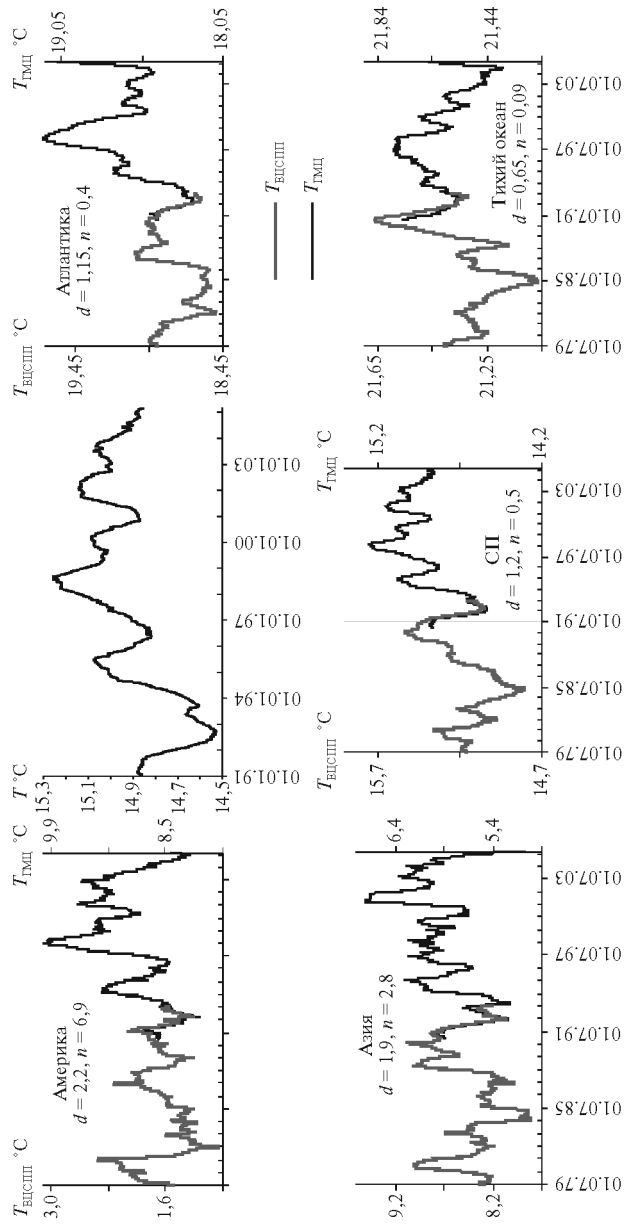
Изменения температуры в СП отображены на рис. 16. В целом над СП, его океанической поверхностью и сушей приземная температура до 1998 г. устойчиво росла. Поэтому, казалось бы, можно говорить о преобладании в это время однородного, однофакторного характера межгодовой изменчивости в СП. Однако данные рис. 16 показывают, что в Тихом и Северном Ледовитом океанах и на всех континентах, кроме Америки, тенденция к устойчивому росту температуры отсутствовала. Устойчивый рост температуры наблюдался только в Атлантическом, Индийском океанах и Америке — на 29 % площади СП.

Причиной избирательного повышения температуры в Америке, Атлантике и Индийском океане может быть сильное развитие Эль-Ниньо в этих областях. На рис. 17 приведена приземная температура для тропических широт Северной и Южной Америки, Атлантики, севера Индийского океана. Сравнение с температурой в экваториальном поясе ЮП до 1998 г. (см. рис. 15 *а*) позволяет говорить о полном единстве колебаний температуры этих областей с Эль-Ниньо.

Одновременно с повышением температуры отмечен рост осадков. На рис. 18 приведена межгодовая изменчивость основных компонентов водного баланса (испарения, осадков, количества водяного пара в тропосфере) в сравнении с межгодовой изменчивостью T и T_s с 1991 по 2000 г. В рассмотренном ряду теплообмен с океаном вносит главный вклад в межгодовую изменчивость T_s и T , в том числе и над Америкой, Атлантикой и Индийским океаном.

При этом, как видно на рис. 18, вклады океанов и суши в глобальные аномалии в среднем за 1991—1999 гг. хотя и одинаковы, но в океане, как показывает расчет корреляции, изменения наступают в среднем на 4 месяца раньше, чем на суше. Это также подтверждает связь роста температуры с океаном и осадками.

На рис. 3 приведены два цикла ежедневной глобальной температуры для трех последовательных лет (1985—1987 и 1991—1993 гг.). Как



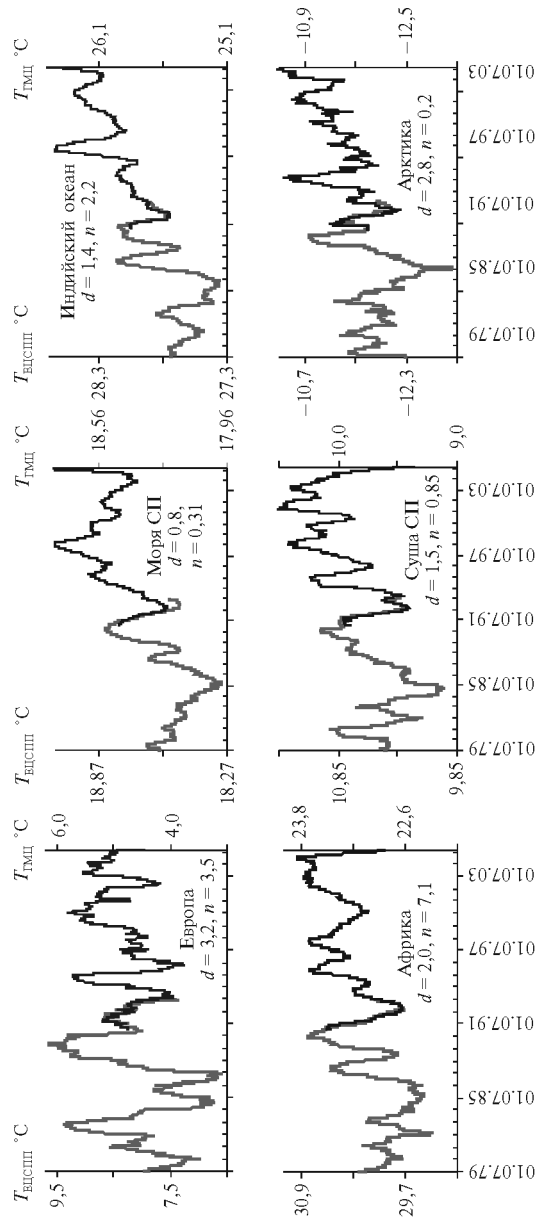


Рис. 16. Межгодовая изменчивость приземной скользящей 365-дневной температуры СП, океанов и континентов по данным ЕЦСП за 1979—1993 гг. и Гидрометцентра России за 1990—1999 гг.

$T_{ЕЦСП}$ — температура в 12 ч МСВ по анализам ЕЦСП;

$T_{ГМЦ}$ — температура в 00 ч МСВ по анализам Гидрометцентра России;

d — размах температурной шкалы; n — разность температуры между левой и правой шкалами.

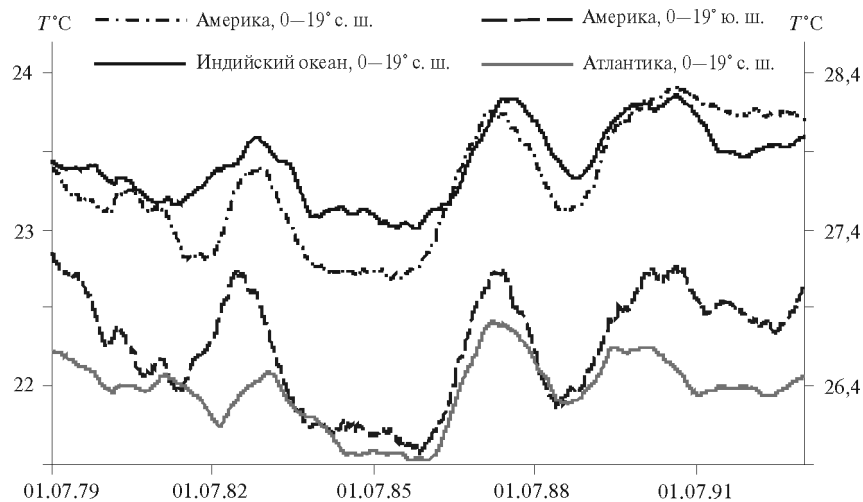


Рис. 17. Скользящая 365-дневная температура приземного воздуха в экваториальных широтах Северной Америки и Индийского океана (левая шкала), Южной Америки и северной Атлантики (правая шкала).

видно, низкочастотные колебания глобальной температуры проявляются непосредственно в ежедневных глобальных значениях температуры. Два года ежедневная температура второго трехлетия выше, чем первого практически на постоянное значение, затем постепенно выравнивается и опускается ниже. При этом разности ежедневных глобальных значений температуры сохранились на уровне разностей среднегодовых и среднесезонных значений. В приведенные 3-летия различия глобальной температуры отражали вклад Эль-Ниньо и южного колебания.

Таким образом, потепление в конце XX века, видимо, возникло как результат естественных процессов, имеющих региональный генезис, не связанный с изменениями содержания CO_2 в атмосфере. Увеличение осадков на востоке Тихого океана предполагает увеличение испарения и могло покрываться за счет уменьшения потока тепла в океан, так как акватория Эль-Ниньо в ЮП обычно является зоной значительного потока тепла в океан. После 1998 г. (см. рис. 16) понижение температуры охватило Северную Америку, Атлантику, Азию и Тихий океан. Это понижение температуры трудно объяснить воздействием деятельности человека, так же как и региональные повышения температуры до 1998 г.

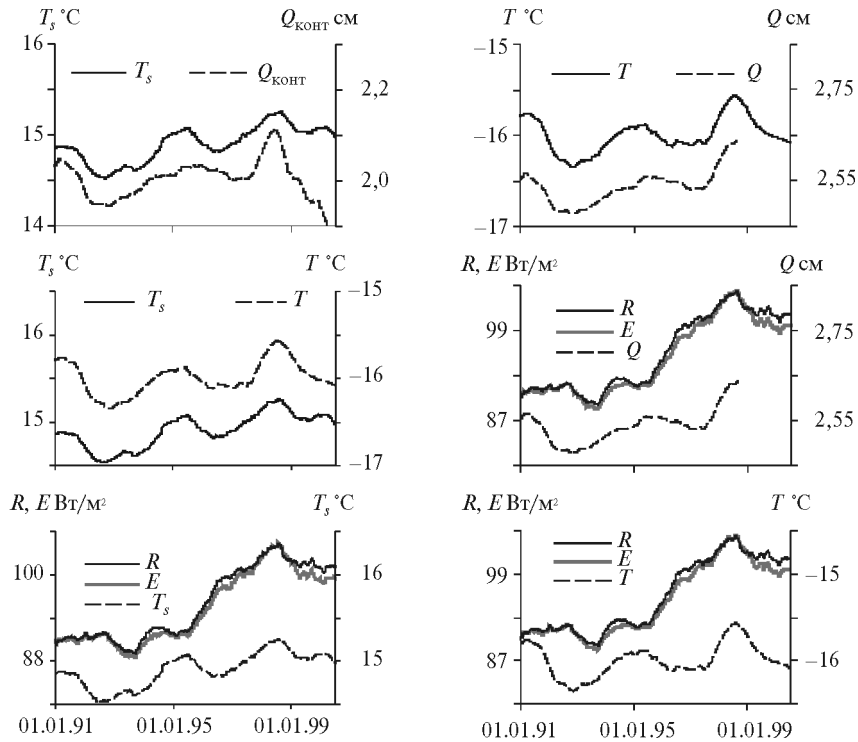


Рис. 18. Скользящие средние 365-дневные значения компонентов водного и теплового балансов северного полушария в 1991—2000 гг.

На рис. 19 приведен тренд среднегодовых значений температуры СП за 14 лет. Повышение среднегодовых (365-дневных) значений температуры с 1992 г. по 1998 г. составила 0,7 °C. В годовой период, закончившийся 31 января 2006 г., температура понизилась на 0,38 °C от максимального значения в 1998 г.

Теплый и холодный январь последних лет дали повод делать далеко идущие выводы о потеплении климата. Среднемесячная температура воздуха СП на высоте 2 м в январях 1991—2005 гг. приведена в порядке убывания значений:

Год	2002	2003	1995	2005	1999	1998	1992	1991
T °C	8,434	8,295	8,254	8,246	8,210	8,147	8,063	8,048
Год	2000	1996	2001	2004	1997	1993	1994	
T °C	8,011	7,989	7,983	7,960	7,940	7,832	7,777	

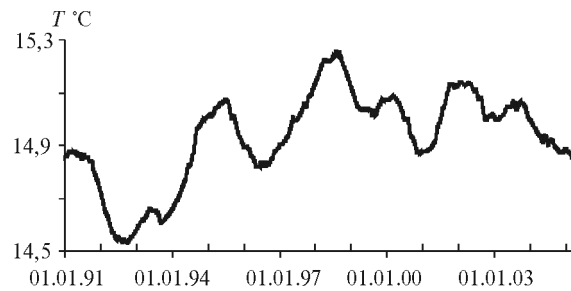


Рис. 19. Скользящие 365-дневные приземные температуры воздуха СП за 14 лет (1991—январь 2006 гг.)

Самым теплым январь был в 2002 г., самым холодным — в 1994 г. Значения температуры январей в самый теплый и самый холодный годы на полушарии (1998 и 1992 гг., см. рис. 19) были почти одинаковы.

На рис. 20 приведены ежедневные значения температуры январей в СП для некоторых экстремальных лет: 1998 и 1992 гг. (самый теплый и самый холодный годы на полушарии соответственно); 1994 и 2002 гг. (самый холодный и самый теплый январь на полушарии соответственно), а также для теплого на Русской равнине января 2005 г., давшего повод для обсуждения глобального потепления. Как видим, колебания ежедневной температуры СП в январях не проявляют связи с полушар-

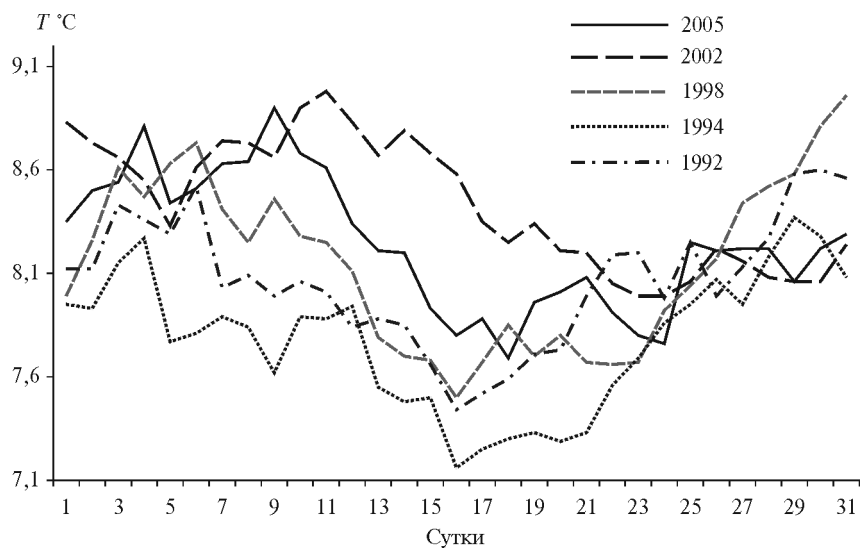
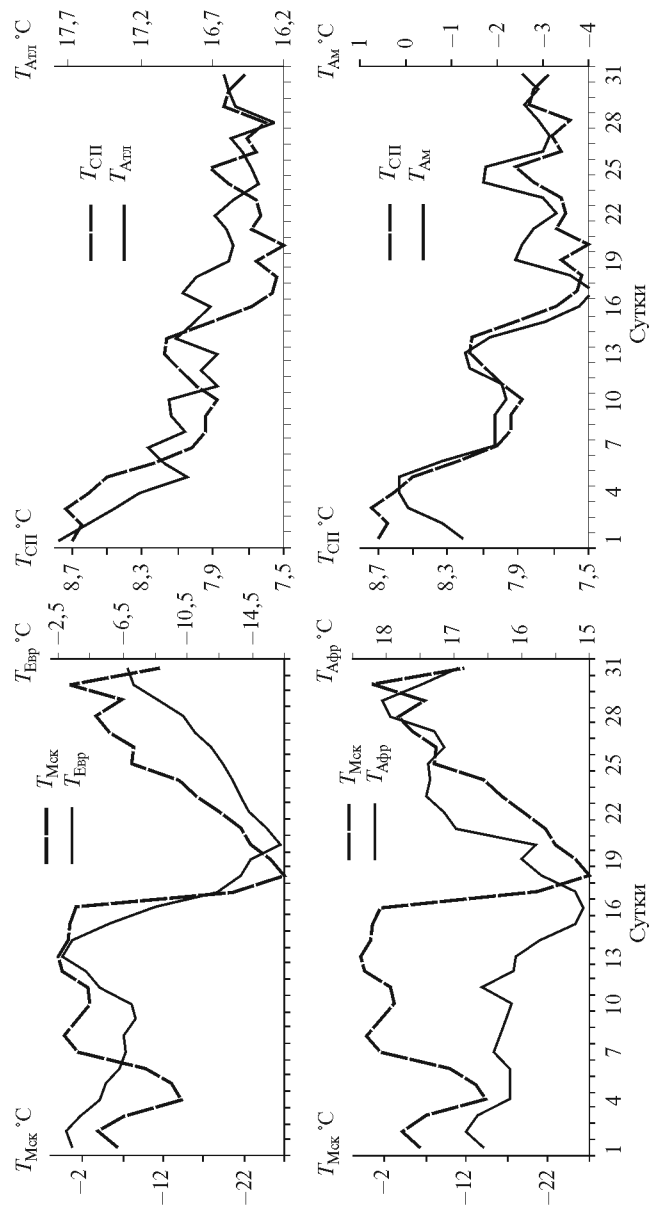


Рис. 20. Ежедневная температура СП в экстремальных январях.



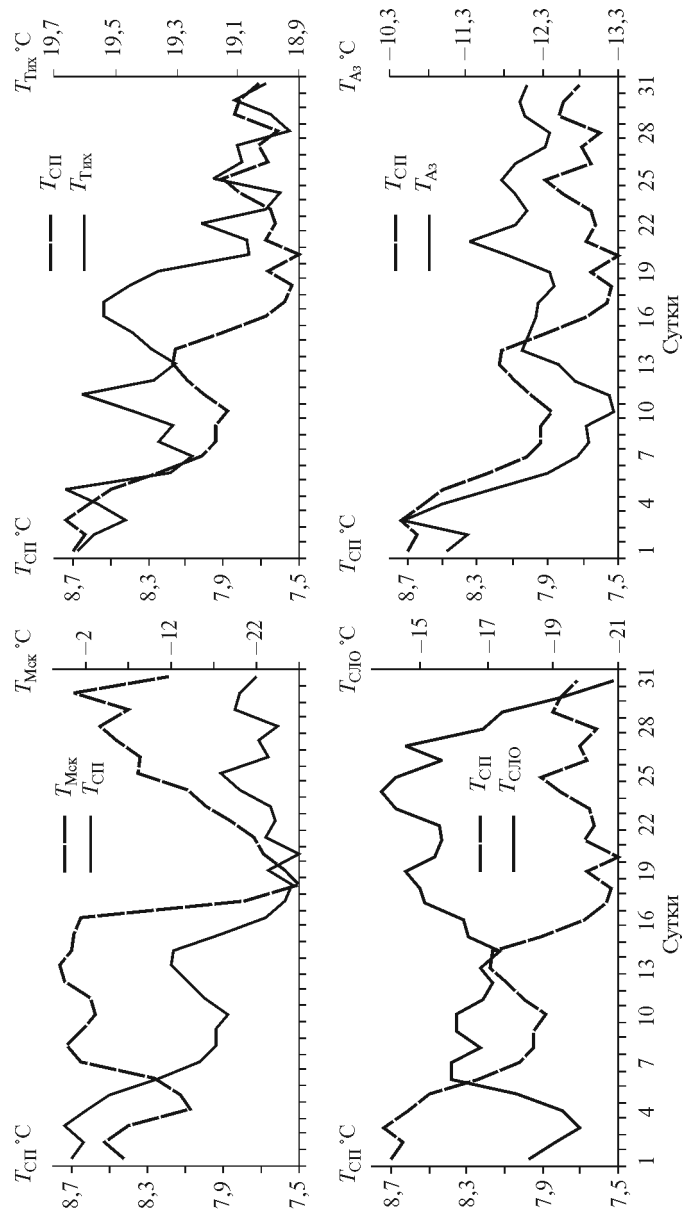


Рис. 21. Ход температуры в январе 2006 г. в Москве, на СП, на континентах и океанах.
 $T_{\text{Моск}}$, $T_{\text{Ев}}$, $T_{\text{Афр}}$, $T_{\text{Ам}}$, $T_{\text{Аз}}$, $T_{\text{СП}}$, $T_{\text{Арк}}$, $T_{\text{Тих}}$, $T_{\text{Сло}}$, $T_{\text{Сло}}$ — температура соответственно в Москве, Европе, Африке, Северной Америке, Азии, СП в целом, Атлантическом, Тихом и Северном Ледовитом океанах.

ным годовым трендом на рис. 19. Ежедневные значения температуры СП в самый теплый и самый холодный годы практически совпадают. Ежедневная температура полушария в 2005 г. близка к средним значениям. В целом колебания январской ежедневной температуры СП отражают особенности колебаний макромасштабного теплообмена, четко проявляющегося в середине января и резко уменьшающегося в его конце. Последнее связано с увеличением солнечной радиации и нагрева в масштабах полушария. Наибольшее понижение температуры во второй половине января четко проявляется в полушарной температуре — издавна известной календарной особенностью.

Морозный январь 2006 г. дал повод разговорам о грядущем похолодании климата. В связи с этим сопоставлены значения температуры в Москве и на континентах, океанах и СП (рис. 21).

Временной масштаб внутримесячных колебаний показан на рис. 2. Они обусловлены макромасштабным теплообменом между полушарными источниками и стоками тепла. Такие колебания являются предметом краткосрочных и долгосрочных прогнозов погоды, но не колебаний климата. На графиках (рис. 21) заметна большая синфазность локальных (для Москвы), региональных и полушарных колебаний температуры при их противофазности с колебаниями температуры в Арктике. Это говорит о понижении температуры в умеренных и субтропических широтах вследствие усиления макромасштабного обмена.

Таким образом, внутримесячные и месячные колебания температуры не коррелируются с межгодовыми трендами температуры (рис. 19), но тесно связаны с колебаниями макромасштабного теплообмена синоптического масштаба (рис. 21).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Е Туджен, Гао Юси. Метеорология Тибета. — Пекин: Наука, 1979. — 278 с.
2. Климат полярных районов. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 443 с.
3. Метеорология южного полушария / Под ред. Ч. У. Ньютона. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 260 с.
4. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. 1974. — Л.: Гидрометеоздат. с. 568.
5. Baede F. Climate system: an overview // IPCC WG Third Assessment Rep. — 2000. — P 1—17.
6. Barkstorm B., Harrison E., Smith G. Earth Radiation Budget Experiment // BAMS. — 1989. — Vol. 70, N 10. — P. 254—1262.
7. Berlage H. P. The southern oscillation and world weather // Mededel. Verhandel. — 1965. — 88. — P. 152.
8. Climate system monitoring monthly bulletin. 1984. N 7, December.
9. Fleming R. J. The tropical ocean and global atmosphere program // TOGA Project, 1984.

10. Jaeger L. Monthly and areal patterns of mean global precipitation // Variations in the Global Water Budget. — D. Reidel, 1983. — P. 129—140.
11. Levitus S. Rate of change of heat storage of the world ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1987. — Vol. 17, N 4.
12. Li Zh., Leighton H. G. Global climatologies of solar radiation budgets at the surface and in the atmosphere from 5 years of ERBE data // J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 98, N D3. — P. 4919—4930.
13. Lin B., Rossow W. B. Observations of cloud liquid water path over oceans: Optical and micr. // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99, N D10. — P. 20907—20927.
14. Liu G., Curry J. A. Determination of characteristic features of liquid water from satellite microwave measurements // J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 93, N D3. — P. 5069—5092.
15. Marine atlas of the Pacific coastal waters of South America // Physics Today. — 1989. — Vol. 42. — P. 22—32.
16. Smith G. L., Green R. N. Deconvolution of wide field-of-view radiometer measurements of Earth-emitted radiation // J. Atm. Sci. — 1981. — Vol. 38, N 3. — P. 461—473.
17. Trenberth K. T., Guillemot C. J. The total mass of the atmosphere // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99, N D11. — P. 23079—23088.
18. Trenberth K. E., Houghton J. T., Filho Meria. The climate system: an overview // Climate Change. Cambridge, 1996. — 572 p.
19. Trends '93 // World Data Center. — 1994. — P. 1000.

А.И. Страшная, Н.А. Богомолова

ОБ УТОЧНЕНИИ МЕТОДА ПРОГНОЗА УРОЖАЙНОСТИ ЗЕРНОВЫХ КУЛЬТУР ПО ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

Существующие в настоящее время методы агрометеорологических прогнозов урожайности зерновых культур, основанные на учете погодных условий периода формирования урожая, имеют заблаговременность 1—3 месяца до начала созревания [3, 4] и в большинстве лет хорошо оправдываются. Однако в аномальные по погодным условиям годы их оправдываемость резко снижается. Чаще всего это наблюдается в годы очень сильных засух или в годы с неблагоприятными условиями уборки. Для территории Республики Беларусь, где засухи редки и повторяемость влажных лет значительно больше, чем засушливых, более актуален учет и анализ дождливых лет с неблагоприятными условиями уборки, так как потери урожая в эти годы бывают значительными и возникает необходимость уточнить прогноз на этапе уборки.

Для разработки метода уточнения прогноза урожайности зерновых культур в период массовой их уборки на первом этапе необходимо было выполнить следующее:

- исследовать темпы уборки и динамику намолотов,
- определить зависимость прироста убранных площадей от метеорологических факторов в уборочный период,
- установить количественные показатели этой зависимости.

В процессе исследований создана база данных по метеорологическим параметрам, предоставленным Гидрометцентром Республики Беларусь за 1993—2002 гг., по выбранным нами параметрам из архива Гидрометцентра России за 1987—1992 гг., а также по данным государственной статистической отчетности по динамике уборки и намолотам по территории Республики Беларусь.

Рассчитаны средние областные значения температуры воздуха и сумм осадков, их отклонения от нормы, числа дней с осадками, дефицита влажности воздуха, сумм активных температур и гидротермического коэффициента за период уборки (июль—август—сентябрь).

Также рассчитаны приросты убранных площадей за эти месяцы. Чтобы получить значения приростов площадей за календарный месяц (декаду) при несовпадении недельных дат отчетности с началом или концом месяца (декады), рассчитывался ежедневный средний прирост

убранных площадей для переходной недели, который прибавлялся, либо вычитался на первый и последний день месяца (декаду).

Исследований, посвященных изучению потерь зерна из-за неблагоприятных условий уборки, проведено очень мало. В работе [1] показано, что при выпадении большого количества осадков, пониженной температуре и низком дефиците влажности воздуха сильно осложняется работа уборочных машин и потери зерна увеличиваются. В работе [2] показано, что чем больше задержка с началом уборочных работ после наступления восковой спелости, тем значительнее потери зерна вследствие его осыпания, а на части площадей и прорастания зерна. По данным фактических наблюдений на конкретных полях, через 20 сут после наступления восковой спелости у некоторых сортов яровой пшеницы потери зерна (из колоса) на полях хозяйств достигали 22—38 %.

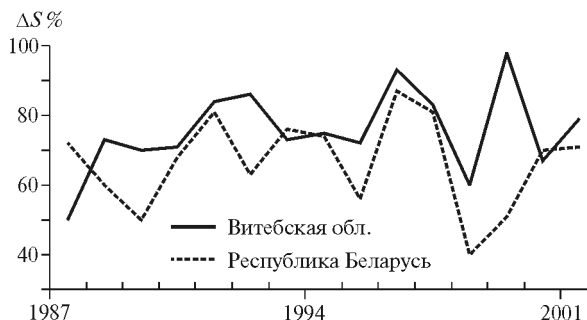
Проведенный нами анализ материалов по динамике уборки и намолотам зерна показал, что ход уборочных работ и разница урожайности в первоначально оприходованной массе (на начало уборки, когда убрано 10—20 % площадей) и урожайности после доработки вследствие разных погодных условий значительно меняются по годам. Пределы изменений между урожайностью в первоначально оприходованной массе в начале уборки и окончательной урожайностью в массе после доработки приведены в табл. 1. Колебание их весьма значительно — в среднем от 0,05 до 0,80 т/га, причем во влажные годы они в 3—4 раза больше, чем в благоприятные для уборки годы. Установлено, что продолжительность периода уборки в Республике Беларусь колеблется от 32 до 59 сут (а в Витебской области, например, от 29 до 66 сут) и чем больше продолжительность этого периода, тем значительнее разница в урожайности.

Таблица 1

Пределы изменений урожайности зерновых культур в ходе уборки

Территория	Пределы изменений, т/га	Средняя разница, т/га		Коэффициент вариации
		в благоприятные годы	во влажные годы	
Республика Беларусь	0,01—0,79	0,15	0,46	0,25
Витебская обл.	0,12—0,90	0,22	0,58	0,28
Могилевская обл.	0,06—0,82	0,21	0,57	0,31
Гомельская обл.	0,08—0,91	0,24	0,62	0,32
Минская обл.	0,09—0,87	0,11	0,42	0,29
Гродненская обл.	0,11—0,68	0,09	0,36	0,28
Брестская обл.	0,13—0,76	0,08	0,32	0,26
РФ, Смоленская обл.	0,12—0,98	0,24	0,61	0,34

Рис. 1. Динамика приростов убранных площадей с 1987 по 2001 г.



Нами исследована зависимость темпов уборки зерновых культур, выраженных приростами убранных площадей, от погодных условий основного периода уборки — 2-й—3-й декад июля ($\Delta S_{7(2-3)}$) и августа (ΔS_8 , %). Рассчитаны матрицы корреляционных связей между приростами убираемых площадей (ΔS) и осредненными по территории метеорологическими параметрами за июль-август, при этом наиболее тесные связи установлены с метеорологическими параметрами за август. Объяснить это можно тем, что основные площади зерновых культур убираются в августе. Динамика ΔS_8 по годам по Республике Беларусь в целом и Витебской области приведена на рис. 1.

В исследованиях установлена достаточно тесная связь ΔS_8 с большинством рассмотренных метеорологических параметров за август, причем по областям отмечены связи более тесные, чем по Беларуси в целом. По Витебской области, например, получены высокие коэффициенты корреляции (R) с температурой (t) и суммой осадков (ΣP), равные 0,76 и 0,73, а для Беларуси они соответственно равны 0,39 и 0,38.

Следует отметить, что темпы уборки зерновых культур (приросты убранных площадей за конкретный период) зависят не только от погоды, но и от обеспеченности парком уборочных машин, организации уборки и т. д. Однако наши исследования показывают, что погодные условия вносят более значительный вклад в ускорение или замедление этих темпов, что, как следствие, отражается на объеме потерь зерна и окончательной урожайности.

С учетом наиболее значимых коэффициентов корреляции между ΔS_8 по областям и метеорологическими факторами нами рассчитаны уравнения зависимости убранных в августе площадей зерновых культур от этих факторов. Для Витебской области, например, уравнение имеет вид:

$$\Delta S_8 = 4,547t_8 - 0,091\Sigma P_8 + 9,691, \quad R = 0,78,$$

где ΔS_8 — убранная в августе площадь зерновых культур, % посевной площади, t_8 — средняя температура августа, °С; ΣP_8 — сумма осадков за август, % месячной нормы; R — коэффициент корреляции.

Полученные уравнения можно применять и для диагноза, и для прогноза возможных площадей уборки зерновых культур в августе, используя при этом прогноз погоды на месяц. На основе этих уравнений и построенных нами графиков связей ΔS_8 с метеорологическими параметрами для оперативных целей разработаны количественные показатели, позволяющие оценивать условия уборки зерновых культур в основной ее период — август (табл. 2) — по областям Республики Беларусь, которые можно использовать при составлении аналитических обзоров и консультаций.

Таблица 2

Оценка условий уборки зерновых культур в августе

Оценка условий уборки	Средняя температура воздуха, °С	Сумма осадков, % нормы	Средний дефицит влажности воздуха, гПа
Хорошие	Выше 17,0	Менее 70	Более 5,5
Удовлетворительные	15,5—17,0	70—115	4,0—5,5
Плохие	Ниже 15,5	Более 115	Менее 4,0

В работах ряда авторов [2—4] указывается, что потери зерна вследствие неблагоприятных условий уборки могут достигать 15—30 % и более. Наши исследования по территории Республики Беларусь применительно к средней областной урожайности зерновых культур показали, что разница между урожайностью в первоначально оприходованной массе и в массе после доработки также значительна и складывается из потерь, происходящих непосредственно в ходе уборочных работ, а также потерь за счет доработки зерна на основных пунктах приема зерна (дополнительная сушка влажного зерна, очистка и др.).

Эта разница, как правило, особенно велика во влажные, неблагоприятные по условиям уборки годы (см. табл. 1). Так, в Могилевской области в благоприятный по условиям уборки 1994 г., когда с 3-й декады июля по 2-ю декаду августа выпало всего 53,7 мм осадков, число дней с осадками 1 мм и более было 9, а средний дефицит влажности воздуха составил 7,1 гПа. В таких условиях разница между урожайностью в первоначально оприходованной массе и урожайностью после доработки составила 0,22 т/га. При этом в ходе уборки наблюдался некоторый рост урожайности в первоначально оприходованной массе, т. е. ее положительная динамика, что наблюдается довольно редко. В 1987 и 1998 гг. осадков в этот период выпало значительно больше (соответственно 99,0

и 114,1 мм), больше было и дней с осадками 1 мм и более (12 дней), а дефицит влажности воздуха был очень низким (4,0–4,7 гПа). При таких неблагоприятных условиях разница между урожайностью в первоначально оприходованной массе в начале уборки и в массе после доработки была весьма значительной — соответственно 0,83 и 0,77 т/га.

Мы количественно оценили эту разницу в зависимости от складывающихся условий уборки. Для этого за каждый год периода 1987–2003 гг. по всем областям, а затем и по Республике Беларусь в целом рассчитаны разницы урожайности (ΔY) на даты, когда убрано 10–20 % посевной площади (Y_H) и окончательной урожайностью в массе после доработки (Y_{OK}), а также основные метеорологические параметры за весь период уборки. Получены матрицы этих связей. Наиболее тесные связи ΔY с большинством метеорологических параметров проявились практически по всей территории в период с 3-й декады июля по 1-ю–2-ю декады августа. Зависимость ΔY от среднего дефицита влажности воздуха за 3-ю декаду июля–2-ю декаду августа в качестве примера приведена на рис. 2.

Установленные зависимости позволили разработать комплекс физико-статистических уравнений зависимости ΔY от среднего дефицита влажности воздуха за период с 3-й декады июля по 2-ю декаду августа (X_1) и числа дней с осадками 1 мм и более за этот же период (X_2). Уравнения приведены в табл. 3. Полученные уравнения можно использовать для оценки потерь урожая ΔY , т. е. определения снижения окончательной урожайности в массе после доработки (Y_{OK}) по сравнению с начальной урожайностью (Y_H), т. е. урожайностью на период, когда убрано только 10–20 % площадей зерновых культур. Рассчитав этим способом снижение урожайности ΔY , можно определить ожидаемую окончательную урожайность в массе после доработки (Y_{OK}), т. е. уточнить прогноз урожайности на этапе уборки. При этом $Y_{OK} = Y_H - \Delta Y$.

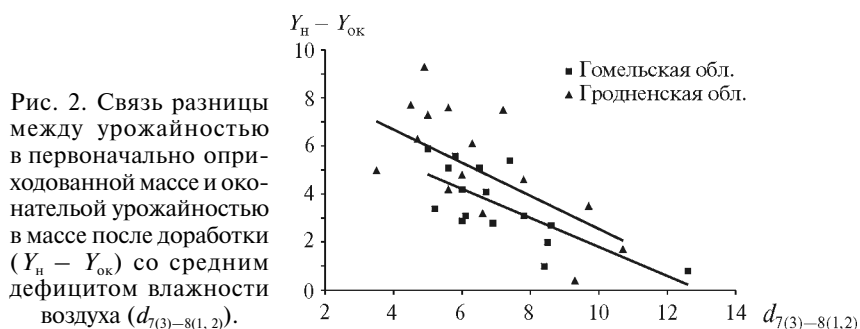


Таблица 3

**Физико-статистические уравнения зависимости ΔY
от среднего дефицита влажности воздуха**

Территория	Уравнение	R	$S\Delta y$
Минская обл.	$\Delta Y = 0,617 - 0,139 X_1 + 0,540 X_2$	0,79	0,6
Витебская обл.	$\Delta Y = 8,035 - 0,567 X_1 - 0,132 X_2$	0,76	0,5
Гомельская обл.	$\Delta Y = 5,831 - 0,493 X_1 + 0,164 X_2$	0,80	0,4
Могилевская обл.	$\Delta Y = 7,379 - 0,808 X_1 + 0,209 X_2$	0,81	0,5
Гродненская обл.	$\Delta Y = 3,657 - 0,368 X_1 + 0,392 X_2$	0,77	0,6
Брестская обл.	$\Delta Y = 3,803 - 0,285 X_1 + 0,223 X_2$	0,74	0,5
Республика Беларусь	$\Delta Y = 8,239 - 0,820 X_1 + 0,097 X_2$	0,79	0,6

В то же время наши исследования, проведенные по всем областям и Республике Беларусь в целом, выявили значительную тесноту связей окончательной урожайности с обмолоченной площадью (в процентах) на разные даты уборки (по недельным статистическим сводкам) и урожайностью в первоначально оприходованной массе на эти же даты.

Коэффициенты корреляции связей $Y_{ок}$ с указанными параметрами практически по всем областям, а также в целом по Республике Беларусь были высокими и колебались от 0,65 до 0,90. В связи с этим основу количественного метода уточнения прогноза урожайности зерновых культур составили установленные нами прогностические зависимости окончательной урожайности ($Y_{ок}$) от динамики урожайности в период уборки (динамической урожайности, или Y_d) и динамики убранных площадей (обмолоченной площади S) на определенные даты.

Влияние условий уборки при использовании этого метода учитывается опосредованно, так как прирост обмолоченных площадей, как установлено ранее, и снижение текущей урожайности при неблагоприятных погодных условиях существенно зависят от этих условий (температуры, осадков, их интенсивности, влажности воздуха и др.).

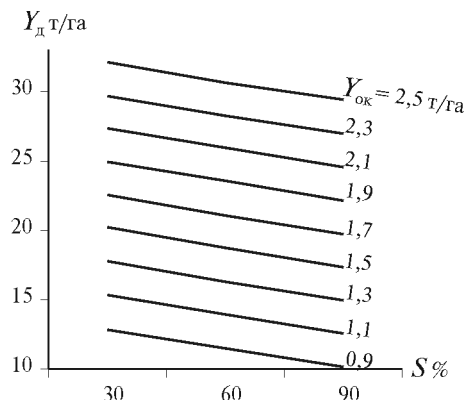
Полученные прогностические уравнения зависимости окончательной урожайности зерновых культур ($Y_{ок}$) от динамики урожайности (Y_d) и доли (в процентах) обмолоченных площадей (S) в период уборки имеют вид

$$Y_{ок} = AY_d + BS + C,$$

где A и B — коэффициенты уравнений, а C — свободный член.

Практически все полученные уравнения характеризуются высокими коэффициентами корреляции (от 0,84 по Витебской до 0,93 по Гомельской областям), ошибки уравнений составляют преимущественно 0,065—0,082 т/га. Уравнения применяются при S от 30 до 80 %. Провер-

Рис. 3. Зависимость окончательной урожайности всех зерновых и зернобобовых культур ($Y_{ок}$) от динамики урожайности в период уборки (Y_d) и обмолоченных площадей (S).



ка их на зависимых материалах, проведенная в Гидрометцентре России, показала хорошую и отличную оправдываемость (от 87 до 94 %), а производственные испытания, проведенные в Республике Беларусь на независимых материалах в 2005 и в 2006 гг., показали оправдываемость 88—99 %.

Для удобства расчетов по полученным уравнениям нами построены графики зависимостей окончательной урожайности в массе после доработки ($Y_{ок}$) от динамики ее в ходе уборки (Y_d) и обмолоченных площадей (S) для всех областей и Республики Беларусь в целом (пример на рис. 3 по Витебской области).

Метод уточнения прогнозов окончательной урожайности включает в себя, таким образом, два способа расчетов ожидаемой урожайности, которые реализованы на ПЭВМ. Программа расчетов $Y_{ок}$ на ПЭВМ написана при помощи Access-2003 Microsoft Office 2003. Работает в среде Windows XP.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лубнин М. Г. Влияние агрометеорологических условий на работу сельскохозяйственных машин и орудий. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 136 с.
2. Сенников В. А., Сляднев А. П. Агроклиматические ресурсы юго-востока Западной Сибири и продуктивность зерновых культур. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 148 с.
3. Страшная А. И. Современные проблемы агрометеорологического прогнозирования // 70 лет ГМЦ РФ. — СПб., 1999. — С. 232—240.
4. Страшная А. И., Уланова Е. С., Астафьев В. А. О совершенствовании методов прогнозов урожайности зерновых культур и их уточнение с учетом темпов уборки и динамики намолотов // Тр. ГМЦ РФ. — 2000. — Вып. 335. — С. 74—82.

Р. С. Фахрутдинов

**МЕТОДЫ ПОЛУЧЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ ОБ ИСКАЖАЮЩЕМ
ВЛИЯНИИ СУДНА НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН
И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ВЫБОРУ РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫХ МЕСТ
РАЗМЕЩЕНИЯ НА СУДАХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ**

Метеорологические наблюдения на сухопутных метеорологических станциях проводятся на специально выбранных ровных и открытых площадках. Измеряемые на них метеорологические и актинометрические величины и их характеристики отражают с большой надежностью ход метеорологических и актинометрических величин в естественных условиях. Таких условий измерений трудно добиться на судне.

Судно для воздушного потока является препятствием плохо обтекаемой формы. К тому же условия его обтекания при разных курсовых углах ветра могут меняться коренным образом. Поэтому многие измеряемые с борта судна метеорологические величины могут отличаться по своим значениям от наблюдаемых на открытой акватории водной поверхности в районе измерений. К тому же волнение, вибрация судна, возможные электромагнитные наводки вносят дополнительные искажения в результаты измерений тех или иных величин.

Гидрометеорологические наблюдения производятся с судов разных типов. Большое разнообразие водоизмещения судов и их конфигурации, с учетом указанного, затрудняет рекомендацию единых для всех типов судов мест размещения (установки) на них измерительной аппаратуры с целью получения надежной информации о состоянии приводного слоя атмосферы и поверхности океана.

Проведенные в 1970—1990 г. натурные эксперименты по оценке искажающего влияния конфигурации судов и их водоизмещения на результаты измерения основных гидрометеорологических величин подтверждают указанное [1—5]. В то же время анализ выполненных исследований позволил выделить некоторые закономерности структуры обтекающего судно воздушного потока при определенных условиях движения (ход, дрейф), состоянии поверхности моря и погоде, что позволило сформулировать ряд рекомендаций по размещению на судах измерительной аппаратуры. Учет этих рекомендаций позволит получать более достоверную информацию с борта судов в приводном слое атмосферы и на поверхности океана.

Часть таких рекомендаций и выводов уже учтена в работах [6, 7]: в методиках выполнения измерений при производстве морских гидрометеорологических наблюдений с борта судна для целей прогноза погоды и режимных (климатических) обобщений. Однако для решения ряда научных и практических задач часто нужны данные отдельных или комплексных измерений гидрометеорологических величин (ГМВ) на разных высотах от уровня морской поверхности и часто с разной точностью. Кроме того, рекомендации по размещению на судах измерительных преобразователей, приведенные в работах [6, 7], по разным причинам не всегда реализуемы (из-за отсутствия разрешения морского регистра на крепление по бортам разных выстрелов, рей или других приспособлений на конкретном судне, из-за отсутствия приборов, рекомендуемых для измерений в работах [6, 7] и т. д.). Поэтому признано целесообразным в данных исследованиях представлять информацию (количественные и качественные оценки) об искажающем влиянии судов водоизмещением более 1000 т на результаты измерений основных ГМВ, полученных по данным морских экспедиционных исследований.

В данной статье приведена информация об искажении судном воздушного потока и искажающем влиянии судна на результаты измерений с его борта следующих величин:

- направления и скорости истинного ветра,
- температуры воздуха,
- атмосферного давления,
- температуры поверхностного слоя воды,
- атмосферных осадков.

Исследования искажающего влияния судна на результаты измерений основных ГМВ проведены на судах Росгидромета следующих типов:

- «Валериан Урываев», проект 1532, водоизмещение 1100 т,
- «Пассат», проект В-88, водоизмещение 4150 т,
- «Виктор Бугаев», проект В-88, водоизмещение 4470 т,
- «Академик Королев», проект 986, водоизмещение 7000 т,
- «Профессор Зубов», проект 986 г, водоизмещение 7000 т,
- «Океанограф», проект 1322, водоизмещение 145 т.

1. Влияние судна на трансформацию обтекающего его воздушного потока

В качестве метода исследования применена съемка воздушного потока с борта судна при помощи уравновешенных флюгарок, лимбы которых крепились на шестах длиной 7 м. Съемка картины обтекания судна воздушным потоком производилась в следующих его частях:

— на баке, полубаке и кормовой части судна на разном расстоянии от борта в сторону моря с шагом удаления 1 м;
— в лобовой части надстройки на уровне шлюпочной (10 м над уровнем моря) и пеленгаторной палуб (11 м над уровнем моря);
— по горизонтальным сечениям (в районе бака, полубака и носового трюма).

Исходя из изложенного, можно сделать следующие общие выводы.

1. Состояние судна — ход:

— скорость хода 14,5 узлов,
— скорость истинного ветра 16 м/с,
— направление курсового ветра* 0—10°.

Получены следующие результаты искажающего влияния судна на обтекающий его воздушный поток при указанных условиях:

— перед форштевнем в диаметральной плоскости судна на высоте 10 м над уровнем моря невозмущенный поток наблюдался уже на расстоянии 1 м и далее от борта судна, в то время как на планшюре по всему периметру судна зафиксированы сильные завихрения, и только в кормовой части направления воздушных потоков совпадали с направлением курсового ветра;

— на расстоянии 1 м от наветренного борта отклонение воздушного потока от курсового ветра наибольшее в районе полубака и надстроек, а в 2 м от борта по всему периметру судна поток практически не возмущен (в пределах погрешности измерения его направления);

— в районе лобовой части надстройки даже на расстоянии 3 м от борта отклонения воздушного потока от направления курсового ветра достигали 40—45°;

— на самом окончании полубака и на колонне около форштевня (на колонне актинометрической стрелы) [8], на высоте 2 м от палубы при курсовом угле ветра около 0° поток практически не искажен (очевидно, угол наклона и развал скул носа судна раздваивает поток, не отклоняя его вверх);

— в горизонтальных сечениях в районе полубака и трюма отклонения воздушного потока от курсового ветра значительны даже на уровне 4 м от палубы (на меньших высотах поток над обоими палубами настолько завихрен, что выявить какую-либо закономерность его движения трудно);

— на пеленгаторной палубе (примерно на 6 м выше шлюпочной палубы) на расстоянии более 3 м от лобовой части надстройки в направлении форштевня поток практически не возмущен, но на расстоя-

* Здесь под курсовым ветром понимается угол между диаметральной плоскостью судна и направлением ветра, измеренным на судне, в работах [8, 10] такой ветер назван «кажущимся».

нии менее 1 м наблюдался сдвиг потока (отклонение от горизонтального направления) вверх на 90° и горизонтальное направление восстанавливалось на высоте более 3 м от планширя пеленгаторной палубы.

2. Состояние судна — дрейф: курсовой ветер направлен перпендикулярно диаметральной плоскости судна.

Результаты искажающего влияния судна на изменение воздушного потока при указанных условиях следующие:

— в горизонтальной плоскости на высотах 7—10 м над уровнем моря на расстоянии 2 м и более от борта по всему периметру судна воздушный поток практически не искажен вдоль всего корпуса судна, исключая район высокого полубака, где отклонения воздушного потока от курсового ветра достигали $15\text{—}20^\circ$;

— в вертикальной плоскости сдвиг направления воздушного потока вверх наблюдался на расстоянии 4 м от борта судна, по мере приближения к борту этот угол увеличивался до $25\text{—}40^\circ$ уже на расстоянии 2 м от борта и до $45\text{—}55^\circ$ непосредственно у борта;

— в районе фок-мачты сдвиг воздушного потока достигал $15\text{—}20^\circ$;

— в районе клотика фок-мачты в местах установки измерительных преобразователей ветра в районе направленных угловых ажурных антенн (высота около 26 м над ватерлинией) сдвиг воздушного потока вверх практически не наблюдался. Следовательно, такие антенны не искажают направление воздушного потока.

1. Влияние судна на результаты измерений параметров ветра

1.1. Влияние рыскания судна

Логично полагать, что рыскание судна с периодом, значительно меньшим периода осреднения скорости и направления ветра, не может сильно влиять на средние значения направления и скорости истинного ветра, в то время как длиннопериодные колебания курса за счет рыскания должны вносить погрешности в результаты измерений скорости и направления истинного ветра.

Чтобы количественно оценить изменения курса судна за счет его рыскания при наличии волнения, а также влияние этого рыскания на результаты измерений скорости и направления истинного ветра, анализировались записи курсографов, сделанные на указанных судах. Всего проанализировано 50 записей рыскания судов в дрейфе и на ходу, длительность которых позволяла применять для обработки аппарат математической статистики.

1.2. Влияние ветровых волн

1. Ветровые волны высотой до 3 м практически не влияют на изменение ориентации судна в дрейфе и на изменение его курса на ходу — в этих ситуациях рыскание судна не превышало $1-2^\circ$.

2. При ветровых волнах высотой 3—5 м изменения ориентации судна в дрейфе и его рыскание на ходу наблюдались в пределах $10-15^\circ$ с периодом 1,2—1,8 мин в дрейфе и не более 3 мин на ходу со скоростью рыскания судна в пределах $12-18$ с/° в дрейфе и около 8 с/° на ходу.

1.3. Влияние зыби

1. При зыби высотой до 2 м, как и в случае ветровых волн, рыскание судна на его ходу и в дрейфе не превышает $1-2^\circ$.

2. При зыби высотой 2—3 м на ходу рыскание судна наблюдалось в пределах $2-4^\circ$ с периодом около 1,5 мин и скоростью от 20 до 40 с/°. В дрейфе при указанной зыби рыскание судна наблюдалось уже в пределах $20-50^\circ$ с периодом 9—18 мин и скоростью $12-30$ с/°.

3. При высоте зыби 3,0—5,5 м на ходу рыскание судна достигало $6-10^\circ$ с периодом 1,5—3,0 мин и скоростью $12-27$ с/°. Максимальные изменения курса при этом достигали $12-15^\circ$, период рыскания оставался прежним (1,5—3,0 мин), а скорость изменения курса возрастала до 8 с/°.

В дрейфе рыскание судна резко возрастало: изменение ориентации судна наблюдалось в пределах $15-60^\circ$ с периодом 10—14 мин и скоростью $14-40$ с/°. Особенно следует выделить случаи дрейфа судна при зыби высотой 4—5 м и слабом (3—6 м/с) ветре — в этих условиях рыскание судна доходило до 60° с периодом 15—18 мин и скоростью до $8-10$ с/°. В таких ситуациях даже при самом тщательном соблюдении методик измерения характеристик ветра, приведенных в работах [9, 10], ошибка в определении направления истинного ветра может достигать до 30° .

4. При зыби более 5,5 м в дрейфе рыскание судна наблюдалось в пределах $35-50^\circ$ с периодом 10—15 мин и скоростью $10-30$ с/°.

С учетом сказанного при измерениях скорости ветра с борта судна необходимо использовать следующие рекомендации:

— в случае ветровых волн высотой до 3 м и зыби высотой до 2 м влиянием рыскания судна на ходу и в дрейфе на результаты измерений скорости и направления истинного ветра с борта судна можно пренебречь, если соблюдены методики измерений, приведенные в работах [9, 10];

— при ветровых волнах высотой 3—5 м влиянием рыскания судна на ходу и в дрейфе также можно пренебречь, если скорость и направле-

ние истинного ветра измеряются по методикам, принятым на морской судовой сети [9, 10], по причине того, что период рыскания судна на ходу и в дрейфе существенно меньше периода осреднения скорости и направления ветра, предусмотренного в этих методиках. При измерениях скорости и направления ветра с осреднением менее 10 мин для получения более корректных данных о скорости и направлении истинного ветра рекомендуется осреднять данные о курсе судна за тот же период, за который осредняются измеряемые параметры истинного ветра;

— при зыби высотой 3 м и более на ходу судна и в его дрейфе для исключения влияния рыскания судна на результаты измерений скорости и направления истинного ветра следует подходить дифференцированно к методикам измерения, отличным от приведенных в работах [9, 10], т. е. в зависимости от назначения использования данных о ветре. При этом необходимо выполнять требования к методикам измерений скорости и направления истинного ветра с борта судна, сформулированным в работе [8] (при измерениях параметров ветра данные об ориентации судна в дрейфе и курсе судна необходимо осреднять за тот же период времени, за который осредняются при производстве измерений скорость и направление истинного ветра).

1.4. Влияние килевой и бортовой качки

Метод исследования. Исследования проводились на НИСП «Виктор Бугаев» при помощи самописца крена судна. Анализ выполнен по 250—1500 измерениям параметров крена судна в разных погодных условиях. Получены следующие результаты:

— при прочих равных условиях на ходу судна крен в 2 раза меньше, чем в дрейфе;

— период крена колеблется от 3 до 5 с и мало зависит от осадки судна, гораздо больше он зависит от направления воздействия ветра и волн;

— постоянная составляющая крена наблюдалась около 1—2°, средний размах составлял 6—10° при высоте волн 3—5 м, а максимальный при этом достигал 15—20°; наибольший размах крена отмечен в условиях, когда направления ветровых волн и зыби практически совпадали.

Основные рекомендации. Влияние крена судна на результаты измерения параметров ветра следует учитывать при крене более 6° и высоте волн более 3 м. Расчеты показали, что при среднем крене 6—8° и высоте волн 3—5 м скорость истинного ветра завышается на 1 м/с, а при крене 15—18° это увеличение составляет уже 3,5 м/с по сравнению с условиями отсутствия крена и слабом волнении.

1.5. Влияние ветра на дрейф судна*

Метод исследования. Проведены наблюдения над ветром и дрейфом судна в центре Северной Атлантики (в районе 65° с. ш.) на океанской станции «С». Постоянные течения в этом районе практически отсутствуют, поэтому полагалось, что дрейф судна относительно какой-то точки обусловлен только воздействием ветра. В качестве такой точки использован буй автономной буйковой станции [11], снабженный уголковым радиолокационным отражателем — расстояние до него определялось судовой радиолокационной станцией (РЛС) с погрешностью до 10 м.

Чтобы выявить влияние дрейфа, проанализировано 550 наблюдений над скоростью и направлением ветра и дрейфа, причем для анализа отбирались те случаи, когда судно дрейфовало не менее 4 ч, а параметры ветра, определяемые ежечасно, практически оставались постоянными.

Общие выводы (для судов водоизмещением 1000—7000 т):

— зависимость между скоростью ветра и скоростью дрейфа линейна, несмотря на изменение осадки судна по мере расхода топлива;

— среднее значение дрейфового коэффициента, рассчитываемого по соотношению $V_{\text{дрейфа}}/V_{\text{ветра}}$, приблизительно равно 0,065, а это означает, что оценить скорость дрейфа судна для указанных типов судов можно по формуле

$$V_{\text{дрейфа}} = 0,065 V_{\text{ветра}},$$

где $V_{\text{ветра}}$ — скорость ветра, измеренная на дрейфующем судне.

Соответственно скорость истинного ветра

$$V_{\text{ист}} = 0,935 V_{\text{ветра}},$$

Таким образом, скорость истинного ветра, которая измеряется с борта судна, находящегося в дрейфе, занижается на значение скорости дрейфа судна;

— логично полагать, что суда меньшего водоизмещения имеют большую скорость дрейфа, а большего водоизмещения — меньшую скорость при одной и той же скорости ветра.

* Учет скорости и направления дрейфа под воздействием ветра прежде всего необходим океанографам для расчета точки начала выполнения гидрологической станции при выполнении глубоководных океанографических измерений.

1.6. Влияние корпуса судна на результаты измерения скорости ветра

Метод исследования. Исследования проводились в следующих условиях:

— район плавания судна — центр Северной Атлантики (в районе 65° с. ш.), где разность температуры вода—воздух не превышала ± 2 °С.

— ветровые датчики — анемометры М-92 [12], установленные в разных частях судна; один анемометр был установлен на выстреле с носа судна на высоте 10 м над уровнем моря на расстоянии 10,5 м от носа судна и располагался над водной поверхностью;

— 10-минутное осреднение скорости и направления ветра, результаты измерений скорости ветра по всем анемометрам приводились к высоте 10 м по методике ГГО им. А. И. Воейкова () [5];

— объем выборки — 1100 синхронных измерений по всем анемометрам; в качестве эталона (с которым сравнивались показания других анемометров) использован анемометр М-92, установленный на топе фок-мачты на высоте 26,5 м от ватерлинии.

Общие выводы.

1. Результаты сравнения скорости ветра, измеренной по анемометру, установленному на выстреле в носовой части судна над водной поверхностью, с эталонным:

— при курсовых углах 0—135° практически не различаются значения скорости ветра, определенные по указанному и эталонному анемометрам;

— при курсовых углах 135° и более появляются отличия скорости ветра, измеренной указанными анемометрами, от эталона, которые максимальны при курсовых углах ветра, близких к 180°.

2. Результаты сравнения скорости ветра, измеренной по анемометрам, установленным на крыльях ходового мостика на высотах 8 м над ватерлинией, со скоростью, измеренной эталонным анемометром, при условии, что скорость ветра в районе ходового мостика измерялась с наветренного борта:

— в районе крыльев ходового мостика воздушный поток всегда заторможен (измеренная скорость ветра в этих местах меньше измеренной эталонным анемометром) при любых курсовых углах ветра (исследования искажения направления ветра показали, что в районе ходового мостика обтекание происходит под вертикальным углом в 50—55°, в результате горизонтальная составляющая скорости ветра мала);

— по мере удаления от борта судна на расстояние 2—4 м по прежнему воздушный поток заторможен, хотя по мере удаления от борта это торможение уменьшается.

3. Результаты сравнения скорости ветра, измеренной анемометрами, установленными по обоим бортам пеленгаторной палубы на высоте 11 м над ватерлинией, с измеренной эталонным анемометром, при условии, что скорость ветра измерялась с наветренного борта:

— при курсовых углах $0-45^\circ$ скорость воздушного потока выше, чем измеренная эталонным анемометром, хотя последний был установлен на 15 м выше пеленгаторной палубы;

— при курсовых углах ветра более 45° уменьшаются различия между скоростями ветра, измеренными обоими анемометрами, по причине торможения воздушного потока за счет отклонения от горизонтально-го и экранирования его палубой и надстройками судна.

4. Результаты сравнений скорости ветра, измеренной по анемометру, установленному на марсовой площадке на высоте 26 м над ватерлинией, со скоростью, измеренной эталонным анемометром:

— при курсовых углах ветра $0-135^\circ$ различия в скоростях ветра между обоими анемометрами практически отсутствуют;

— при курсовых углах $135-180^\circ$ воздушный поток искажается — наблюдаемые различия между обоими анемометрами превышают погрешности измерения ими скорости ветра указанными анемометрами.

5. Результаты сравнений скорости ветра, измеренной анемометром, установленным на носовой колонне в 15 м над ватерлинией и в 5 м над палубой судна, со скоростью ветра, измеренной эталонным анемометром:

— при курсовых углах ветра $0-120^\circ$ скорость ветра, измеренная на носовой колонне, несколько выше измеренной по эталонному анемометру из-за сгущения линий тока при обтекании судна воздушным потоком;

— при курсовых углах ветра $120-180^\circ$ наблюдается постепенное торможение воздушного потока на носовой колонне, при приближении к 180° отмечается наибольшая разница между скоростями ветра, измеренной обоими анемометрами.

1.7. Количественные оценки влияния судна на результаты измерений скорости ветра

Метод исследования. Исследования проводились в следующих условиях:

— анемометрическая съемка воздушного потока на судах «Профессор Зубов» и «Океанограф»;

— синхронные измерения скорости и направления ветра по ветроизмерительным приборам, установленным на указанных судах и автономном бую;

— используемые ветроизмерительные приборы — анемометры М-92, судовые дистанционные станции (СДС), индукционные анемометры АРИ-49 [10];

— схема размещения анемометров на судне «Профессор Зубов»: на носовом выстреле на высоте 8,7 м над уровнем моря, на топе грузовой колонны на высоте 23,0 м, на рее фок-мачты на высоте 28,0 м, на топе грот-мачты на высотах 24,5 и 29,5 м; на судне «Океанограф» — на топе фок-мачты на высоте 15 м над уровнем моря;

— период осреднения при измерениях параметров ветра и курса судна 10 мин;

— сравнивались результаты измерений скорости ветра, приведенные к одной высоте (приведение осуществлено по ветровым профилям, которые строились по данным измерений скорости ветра на буге и специального ветрового зондирования пограничного слоя атмосферы) [4].

Приведем основные рекомендации, которые следует, по возможности, учитывать при измерениях скорости ветра с борта судна.

1. Искажающее влияние судна наиболее сильно проявляется при больших скоростях кажущегося ветра, т. е. при больших скоростях истинного ветра на большом ходу судна.

2. Наиболее благоприятны условия для измерения скорости ветра на грузовой колонне, на концах реев фок-мачты и на носовой стреле при курсовых углах ветра 0—45°. При этих углах для всех режимов работы судна (ход, дрейф), размещая ветроизмерительные приборы в указанных местах, можно обеспечить получение данных измерений скорости ветра с погрешностью в среднем около $\pm 0,5$ м/с, хотя при отдельных измерениях ошибки могут достигать 1,5—2,0 м/с.

3. На малом ходу и в дрейфе грузовая колонна является репрезентативным местом размещения ветроизмерительных приборов и при курсовых углах ветра 45—120°.

4. Указанной погрешности измерений скорости ветра на ходу судна (около $\pm 0,5$ м/с) можно достичь, если размещать ветроизмерительные приборы на концах реев фок-мачты при курсовых углах ветра 10—165°, а на малом ходу судна и в дрейфе — если размещать приборы на топе грот-мачты при курсовых углах ветра от 75—120°.

5. При использовании СДС минимальной погрешности (не более ± 1 м/с) можно достичь, измеряя скорость ветра на ходу судна и в дрейфе при курсовых углах более 10°. При нулевых курсовых углах ветра погрешность измерения скорости ветра по СДС увеличивается, при этом наблюдается увеличение ошибки на больших скоростях ветра (систематические завышения скорости ветра при курсовых углах ветра 0—10° в среднем достигают 2—3 м/с).

6. В дрейфе и при курсовых углах ветра $0-45^\circ$ может быть надежно получен градиент ветра в слое 9—23 м по ветроизмерительным приборам, установленным на носовом выстреле (на актинометрической стреле [8, 9]) и грузовой колонне (при скорости ветра 4—7 м/с погрешность определения градиента скорости ветра находится в пределах $0-0,3$ м/с, что составляет 15 % значения самого градиента).

2. Влияние судна на результаты измерений температуры воздуха

2.1. Влияние палубы судна

Метод исследования. Термометрическая съемка производилась в Северной Атлантике зимой в условиях полярной ночи («Профессор Зубов»), и в низких широтах Атлантического океана летом (судно типа «Пассат»). На судне типа «Пассат» съемка осуществлена на ходу, а также в дрейфе, а на судне «Профессор Зубов» — только на ходу.

Методика съемок. В нескольких точках непосредственно на палубе одновременно измерялась температура воздуха при помощи аспирационных психрометров МВ-4М (психрометров Ассмана) [12]:

— у бортов при измерениях психрометры располагались горизонтально патрубками в сторону моря;

— в других точках психрометры располагались горизонтально патрубками навстречу воздушному потоку, либо вертикально патрубками вниз. В этом случае оценивалась максимально возможное искажение температуры воздуха палубой и надстройками судна;

— в качестве эталонных измерений использованы данные о температуре воздуха, измеряемой указанными психрометрами с наветренного борта с выстрелов длиной 2,5 м в соответствии с рекомендациями [9, 10].

Приведем основные рекомендации, которые следует учитывать при измерениях температуры воздуха с борта судна [1, 6].

1. При любых условиях измерений (на ходу судна или в дрейфе, или при облачной погоде, при плавании в низких или высоких широтах, исключая условия малооблачной погоды, когда наблюдается длительное облучение Солнцем наветренного борта) температуру воздуха можно измерять при помощи любых термометров (кроме радиометрических), но только с наветренного борта судна. Как правило, при таких условиях температура воздуха в дневные часы над палубой выше измеренной с выстрела наветренного борта, т. е. разница значений температуры Δt^* всегда положительная. Максимальные расхождения значений температуры, измеренных в разных частях судна при условии, что пат-

рубки психрометров были направлены навстречу воздушному потоку, достигали в дневные часы на ходу $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в тропических и $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в северных широтах. При плавании только в низких широтах разница значений температуры воздуха, измеряемых с наветренного и подветренного бортов, может достигать в среднем $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ при максимуме около $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. При плавании в высоких широтах в условиях полярной ночи измерять температуру воздуха на ходу судна можно с любого борта. В указанных условиях плавания при измерениях температуры воздуха с разных частей судна значения Δt изменялись от 0 до $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\Delta t_{\text{ср}} = 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) вблизи наветренного борта и также от 0 до $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\Delta t_{\text{ср}} = 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) при соответствующих измерениях вблизи подветренного борта.

2. Измерять температуру воздуха на ходу судна также можно с любого борта в условиях пасмурной погоды (при облачности близкой к 10/10 баллов) при плавании и в низких, и в высоких широтах.

3. В малооблачную погоду, когда Солнце расположено с наветренного борта, при плавании в низких и умеренных широтах перегрев наветренного борта может приводить к завышению температуры воздуха на ходу судна до $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В дрейфе влияние перегрева наветренного борта на результаты измерения температуры воздуха усиливается.

4. В одиночном плавании (когда судно не участвует в каких-либо научных экспериментах) на ходу судна температуру воздуха можно измерять практически с любой части наветренного борта непосредственно с палубы судна, располагая патрубки психрометров (Ассмана или других типов на базе психрометра Ассмана) навстречу воздушному потоку. Температура воздуха при таких измерениях будет в среднем завышена на $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с температурой воздуха, измеренной с психрометрического выстрела, что находится в пределах погрешности измерений температуры воздуха любыми термометрами с борта судна.

5. При проведении морских научных экспедиций с участием нескольких судов для получения сравнимых данных о температуре воздуха следует уделять особое внимание методике измерения температуры воздуха с борта судна — в ней должны быть отражены не только традиционные требования, связанные с местами размещения измерительных преобразователей температуры воздуха на судах, со сроками измерений и периодом осреднения и т. д., но и должны быть сформулированы требования к учету положения Солнца по отношению к наветренному и подветренному бортам при проведении измерений, понимая под этим длительность облучения Солнцем каждого борта в отдельности.

* Здесь и далее $\Delta t = \Delta t_I - \Delta t_{\text{эТ}}$, где Δt_I — температура, измеренная в конкретной точке судна, $\Delta t_{\text{эТ}}$ — с выстрела наветренного борта.

2.2. Оценка влияния длительности определений температуры воздуха по психрометрам, установленным на психрометрических выстрелах, подведенных к борту для снятия отсчетов по термометрам

Методика исследований. Измерения производились в диапазоне температуры 25—27 °С при больших высотах Солнца, когда возможно наибольшее влияние нагрева корпуса судна на результаты измерений температуры воздуха. При измерениях температуры воздуха с подведенных к борту психрометров резервуары термометров находились над водой; отсчеты по термометрам осуществлялись через 0,20,40,60,80,100 и 120 с после подведения психрометрических выстрелов к борту судна.

Основные рекомендации при измерениях температуры воздуха. Если соблюдаются методики измерений температуры воздуха с борта судна, приведенные в работах [9, 10], то можно пренебречь влиянием корпуса судна на показания термометров в течение 10—15 с (времени, затрачиваемого на снятие отсчетов по термометрам) во всех ситуациях (в ясную или пасмурную погоду, при измерениях с наветренного или подветренного борта, на ходу судна или в дрейфе). Даже по истечении 120 с разности между показаниями термометров, снятыми через 0 и 120 с после подведения психрометров к борту, не превышали в среднем 0,2 °С, что находится пределах погрешности измерений температуры по ртутным термометрам.

3. Влияние судна на результаты измерений температуры поверхностного слоя воды [ТПСВ]

Метод исследования. Проведено 150 серий синхронных измерений ТПСВ в четырех точках в тропической зоне Атлантики (в районах интенсивной солнечной радиации) при температуре воды 27—28 °С, а также 106 серий синхронных измерений ТПСВ в четырех точках в Северной Атлантике (в точке «С») при температуре воды 6—13 °С.

В тропической зоне ТПСВ измерялась следующим образом:

- непосредственно ртутным термометром в оправе и в ведре (измерение температуры воды, поднятой на борт при помощи ведра [8, 9]);
- с кормы ртутным термометром в оправе;
- с левого и правого борта на носу судна на 1,5 м ниже ватерлинии платиновым термометром сопротивления (ПТС-500);

За эталонные принимались данные измерений ТПСВ ртутным термометром в оправе, производимые с подветренного борта на глубине около 1 м.

В северной Атлантике измерения производились ртутными термометрами с левого и правого бортов судна, а также ПТС-500, установленными по обоим бортам в носовой части судна.

Основные рекомендации при измерениях ТПСВ [6]. В любом районе Мирового океана ТПСВ можно измерять любым термометром и любым методом с любой точки судна. Исключение составляют места сброса судном отработанных вод. При выполнении этих условий максимальные различия в значениях ТПСВ, полученные разными термометрами и методами, не превышают $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, т. е. соизмеримы с инструментальной погрешностью приборов.

4. Влияние судна на результаты измерений атмосферного давления

4.1. Влияние работы кондиционера

Метод исследования — барометрическая съемка, выполненная на двух судах типа «Пассат» барометрами-анероидами М-67 [10].

Методика проведения съемки: синхронные измерения атмосферного давления по барометрам-анероидам, установленным в четырех местах на судне:

- 1) в метеорологической лаборатории (в каюте) в удаленном месте от кондиционера и от попадания на барометр прямых солнечных лучей;
- 2) в той же лаборатории у иллюминатора, под кондиционером;
- 3) в той же лаборатории у иллюминатора, но на удалении от кондиционера;
- 4) в соседних с лабораторией двух каютах, в одной из которых кондиционер работал при открытой двери, а в другой — при закрытой;

Произведено 150 серий синхронных измерений атмосферного давления в одной лаборатории и 419 серий в обоих одновременно. Анализировались показания барометров-анероидов, исправленные всеми поправками [9].

Общие рекомендации при измерениях атмосферного давления по барометрам, не контактирующим с наружным воздухом, как предусмотрено в судовой автоматической гидрометеорологической станции (САГМС) [9]. Измерять атмосферное давление можно по любым барометрам, размещаемым в судовых помещениях (рубке, метеорологической лаборатории, каюте). При этом, снимая отсчеты по барометрам, следует приоткрывать двери или иллюминаторы этих помещений, так как работа кондиционера, нагнетающего воздух в помещение, приводит к завышению атмосферного давления, которое

в среднем составляет 0,10—0,14 гПа. Работа кондиционеров, отсасывающих воздух из помещения, приводит к занижению атмосферного давления примерно на столько же. Вибрация судна оказывает только положительное влияние на работу anerоидов — их стрелки при измерениях не застревают.

4.2. Влияние волнения

Метод исследования — барометрическая съемка на нескольких судах типа «Пассат» при разном волнении морской поверхности.

Методика проведения съемки:

— синхронные измерения атмосферного давления по четырем барометрам-анероидам; объем выборки — 1243 одновременных измерений по всем барометрам-анероидам для четырех градаций высот волн: до 2 м, 2—4 м, 4—6 м и 6—8 м;

— за эталонные значения разностей между показаниями двух anerоидов приняты среднеквадратические отклонения значений этих разностей, рассчитанные для высот волн до 2 м;

Основные рекомендации при измерениях атмосферного давления с борта судна в условиях волнения:

— при измерении атмосферного давления барометрами-анероидами типа М-67 можно пренебречь влиянием волнения на результаты измерений, так как у этих приборов велика инструментальная погрешность ($\pm 0,8$ гПа). Выявленные расхождения их показаний в условиях разных высот волн, как правило, случайны и соизмеримы с их инструментальными погрешностями;

— при использовании для измерений барометров с меньшими инструментальными погрешностями необходимы дополнительные исследования влияния волнения на результаты измерений атмосферного давления этими барометрами.

5. Влияние судна на результаты измерений атмосферных осадков

Метод исследования — осадкомерная съемка судна (НИС «Академик Королев») в Индийском океане, одновременно исследовались искажения воздушного потока судном методом подкрашивания потока дымовыми шашками.

Метод проведения съемки. В 17 точках судна устанавливались осадкомеры, описание которых приведено в работе [9]. Высота

установки осадкоприемников от ватерлинии составляла 5—29 м. Измерения осадков производились на ходу судна и в дрейфе после каждого дождя. В каждой точке на ходу выполнено по 30 измерений количества осадков, в дрейфе — по 28. В качестве эталонных измерений условно приняты измерения количества осадков по осадкоприемникам, установленным на носовом выстреле (на актинометрической стреле [9]) и на топе грузовой колонны: поскольку при проведении съемок волнение океана в основном не превышало 2 балла, при отдельных измерениях оно достигало 4 баллов. Предполагалось, что забрызгивания осадкоприемников в этих местах не наблюдалось.

Основные рекомендации при измерении осадков [3, 6]:

— на судах типа «Академик Королев» репрезентативным местом установки осадкоприемников можно считать нок выстрелов длиной 1,5—2,0 м на топе грузовой колонны;

— на судах типа «Пассат» репрезентативен топ фок-мачты: в районе надстроек в центральной части судна отмечается уменьшение (до 70 %) количества выпавших осадков из-за их выдувания или сноса с осадкоприемника. По мере удаления осадкоприемников от надстроек по вертикали искажение осадков уменьшалось и уже в районе марсовой площадки уменьшение осадков не превышало 30 %. В районе бака и кормы отмечалось увеличение (в среднем до 10 %) осадков, очевидно, по причине забрызгивания осадкоприемника или за счет «надува» осадков в осадкоприемник, либо по причине обоих этих факторов;

— устанавливать осадкоприемники на планширях мостика или на палубе не рекомендуется: при небольших высотах установки осадкоприемников над ватерлинией при волнении более 4 баллов возможно забрызгивание осадкоприемников, при установке на больших высотах возможно выдувание осадков из осадкоприемника;

— при установке осадкоприемников на любых судах необходимо поднимать их выше 6 м над палубой и удалять от надстроек и мачт не менее чем на 3 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипова Н. А., Тимановская Р. Г. Некоторые вопросы методики измерения температуры воздуха с борта судна // Труды ГГО. — 1989. — Вып. 522. — С. 93—101.
2. Беспалов Д. П., Тимановская Р. Г. Результаты сравнения стандартной метеорологической аппаратуры в период экспедиции «АТЭП-73» // Метеорология и гидрология. — № 6. — 1975. — С. 101—106.
3. Дюбкин И. А., Колкова Л. М. Оценка степени искажения поля осадков корпусом судна // Труды ГГО. — 1989. — Вып. 522. — С. 102—108.

4. Казакова Н. Н., Никонов В. И., Орленко Л. Р., Удалов В. В. Опыт ветрового зондирования пограничного слоя атмосферы над океаном // Тр. ААНИИ. — 1974. — Т. 315. — С. 76—86.

5. Методические указания научно-исследовательским судам и судам погоды. Судовые измерения температуры воздуха и скорости ветра и расчет турбулентных потоков над морем. — Л.: Изд. ГГО, 1971. — С. 2—25.

6. Научный отчет об исследовании искажающего влияния судна на результаты измерений гидрометеорологических величин. — Одесса: Изд. ОДО ГОИНа, 1990 (рукопись).

7. Орленко Л. Р., Алтынов М. И., Доннер Ю. Н., Иванова И. И. и др. Некоторые результаты исследования точности метеорологических наблюдений на научно-исследовательских судах // Труды ААНИИ. — 1974. — Т. 315. — С. 87—99.

8. РД 52.04.316—92. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях. Ч. 2. Гидрометеорологические наблюдения на судовых станциях проводимые штатными наблюдателями. Кн. 1. Общие методические требования к организации и обеспечению гидрометеорологических, актинометрических и океанографических наблюдений на судах. Методика выполнения гидрометеорологических наблюдений на судах. — СПб.: Гидрометеиздат. — 1993. — С. 91—104.

9. РД 52.04.316—92. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях. Вып. 9. Ч. 2. Кн. 2. Методика выполнения гидрометеорологических наблюдений на судах. — СПб.: Гидрометеиздат, 1993. — С. 69—76.

10. РД 52.04.585—97. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях. Ч. 3. Гидрометеорологические наблюдения, производимые штурманским составом на морских судах. — СПб.: Гидрометеиздат. — 1999. — С. 53—58.

11. Светлова Т. П. О результатах сравнения судовых метеорологических данных с данными буя судна «Метеор» в экспедиции «ТРОПЭКС-74» // Метеорология и гидрология. — № 4. — 1978. — С. 93—97.

12. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — С. 67—68.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Р. М. Вильфанд, В. А. Тищенко, В. М. Хан.</i> Мультимодельный подход при прогнозировании приземной температуры воздуха на сезон	3
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Статистические свойства временных рядов S_a для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Беларуси	17
<i>В. П. Садоков, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Анализ летних засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг.	23
<i>В. П. Садоков, А. И. Неушкин, В. Ф. Козельцева, Н. Н. Кузнецова.</i> Сопряженность холодных и теплых зим с засушливостью и увлажнением летом по семи регионам европейской территории России	37
<i>Э. В. Переходцева, Л. В. Золин.</i> Гидродинамико-статистический прогноз и экспортная система прогноза смерчей на европейской территории России	45
<i>Ю. И. Юсупов.</i> К вопросу об оперативном прогнозе шквалов	55
<i>И. Ю. Шальгина.</i> О связях загрязнения воздуха в Москве и метеорологических параметров по данным реанализа	79
<i>М. И. Нахаев, И. Н. Кузнецова, М. Н. Хайкин.</i> Среднегодовые характеристики термической устойчивости в пограничном слое атмосферы города по данным микроволновых измерений	88
<i>Е. Д. Астахова.</i> Построение ансамблей начальных полей для системы краткого- и среднесрочного ансамблевого прогнозирования погоды	98
<i>Е. Д. Астахова, Ю. В. Алферов.</i> Высокопроизводительная версия спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России для решения задач детерминированного и ансамблевого прогноза погоды на многопроцессорных системах	118
<i>А. Ю. Бундель.</i> Оценка качества среднесрочных прогнозов количества осадков по данным ансамблевого интегрирования при помощи спектральной модели Гидрометцентра России	134
<i>К. Г. Рубинштейн, М. В. Золоева.</i> Использование динамики классов снежного покрова для валидации модели общей циркуляции атмосферы	144
<i>А. Ю. Михайлов, К. Г. Рубинштейн, А. Б. Шмакин.</i> Метод детализации приземных характеристик воздуха, основанный на моделях пограничного слоя атмосферы и локального теплового и водного балансов	155
<i>И. В. Новикова, С. Мостаманди, К. Г. Рубинштейн.</i> Результаты динамической детализации приземного ветра и приземного давления над северо-западной частью России (регион Балтийского моря) для расчета наводнений	167
<i>Н. С. Сидоренков, А. А. Исаев, И. А. Орлов, Б. Г. Шерстюков.</i> Тонкая структура временных вариаций атмосферного давления	177

<i>Р. Ф. Бурлуцкий.</i> Тепловой баланс и колебания системы земля—атмосфера в конце XX века	187
<i>А.И. Страшная, Н.А. Богомолова.</i> Об уточнении метода прогноза урожайности зерновых культур по территории Республики Беларусь	233
<i>Р. С. Фахрутдинов.</i> Методы получения информации об искажающем влиянии судна на результаты измерений гидрометеорологических величин и рекомендации по выбору репрезентативных мест размещения на судах измерительных преобразователей	240

Сборник научных трудов

**Труды ГУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации»**

Выпуск 342

**ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА И АНАЛИЗА
ПОГОДНЫХ ПРОЦЕССОВ
РАЗЛИЧНОГО ВРЕМЕННОГО МАСШТАБА**

Редактор *А. Б. Иванова*. Компьютерная верстка *А. Б. Иванова*.
ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 29.02.08. Формат 60 × 84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 15,87. Тираж 200 экз.

Гидрометеоиздат. 199397, Санкт-Петербург, В. О., ул. Беринга, д. 38.
Официальный научно-информационный портал **GIMIZ.RU**

УДК 551.509.331

Мультимодельный подход при прогнозировании приземной температуры воздуха на сезон. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 3—16.

Работа посвящена разработке схемы прогноза приземной температуры воздуха на сезон на территории СНГ с использованием результатов прогнозирования совместных моделей океан—атмосфера из проекта DEMETER, на основе которых рассчитываются Мультимодельные ансамблевые прогнозы сроком до 6 месяцев.

В работе показана возможность использовать поля H_{500} и T_{850} в качестве предикторов при статистической интерпретации гидродинамических долгосрочных прогнозов.

Качество выходной продукции отдельных ансамблевых прогнозов, а также мультиансамблевого прогноза (DEMETER) на 6 месяцев при аналого-статистической интерпретации не позволяет на данном этапе улучшить прогнозируемость термического режима на 1—3-й месяц. В то же время отдельные прогнозы полей среднемесячной температуры с нулевой и 1—2-месячной заблаговременностью соответствуют реальным полям.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 11.

УДК 551.09.33

Статистические свойства временных рядов S_a для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Беларуси. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 17—22.

Анализ свойств временных рядов S_a с целью оценить условия увлажненности и засушливости проведен по данным 23 станций, расположенных на территории России (17) и Беларуси (6). Использован материал апреля—августа 1949—2005 гг. (57 лет). Выявлено, что годы с избыточным увлажнением (среднее значение $S_a = -2,0$) не отмечались, хотя на отдельных станциях они были. Засуха (среднее значение $S_a = 2,0$) — редкое явление и встречается от одного случая за 57 лет в мае до шести случаев (за тот же период) в июне.

Построенные графики тренда и 95 %-й доверительный интервал указывают на их незначимость.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 2

УДК 501.09.33

Анализ летних засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг. Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 23—36.

Анализ формирования засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг. выявил, что во всех рассмотренных случаях засуха наступала при нарушении зональной циркуляции атмосферы и появлении гребня высокого давления над изучаемой территорией. При этом ранняя смена циркуляции атмосферы ведет к засухе в апреле, мае, а поздняя — к засухе в июне—августе.

Ил. 12. Библ. 4.

УДК 551.09.33

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

Предложено определение зимних и летних условий по шести градациям. Определена их повторяемость по градациям и регионам за всю зиму и по месяцам. Выявлен период потепления. Оценена сопряженность зимних погодных условий с летними.

Табл. 10. Ил. 2. Библ. 2.

УДК 551.09.324

Гидродинамико-статистический прогноз и экспертная система прогноза смерчей на европейской территории России. Переходцева Э. В., Золин Л. В. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 45—54.

Статья посвящена разработке автоматизированного гидродинамико-статистического метода прогноза сильных и опасных (ранее имевших название стихийных) летних ветров, включая шквалы и смерчи, заблаговременностью 12—36 ч по ЕТР и уточнению прогноза явления «смерч» в пунктах этой территории при помощи экспертной системы прогноза этих явлений, разработанной авторами впервые в России.

Приведены результаты оперативных независимых испытаний гидродинамико-статистического прогноза сильных и опасных летних ветров заблаговременностью 12—36 ч, проведенные различными региональными УГМС на ЕТР. Описана и схематически представлена экспертная система прогноза смерчей на языке ПАСКАЛЬ, которую можно включить в систему АРМ (автоматизированного рабочего места) синоптика. Приведены прогнозы смерчей при помощи представленной стратегии комплексного прогноза.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 11.

УДК 551.09.313

К вопросу об оперативном прогнозе шквалов. Юсупов Ю. И. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 55—78.

Изложен способ оперативного прогноза зон, благоприятных для развития шквалов, основанный на расчете взаимодействия стратосферного потенциального вихря Эртеля с бароклинными зонами в нижней тропосфере. Дано описание программного средства, реализованного в технологии ГИС Метео. Приведен анализ результатов работы программного средства на примере конкретных случаев.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 15.

УДК 551.10.41

О связях загрязнения воздуха в Москве и метеорологических параметров по данным реанализа. Ш а л ы г и н а И. Ю. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 79—87.

Впервые для оценки воздействия крупномасштабных атмосферных процессов на загрязнение городского воздуха использованы данные реанализа совместно с данными автоматических измерений концентраций загрязняющих примесей в Москве. При помощи корреляционного анализа выявлены метеорологические характеристики, оказывающие влияние на внутрисуточную изменчивость загрязняющих примесей в разные сезоны. Полученные результаты являются основой для разработки объективного метода прогноза загрязнения воздуха на городских территориях с разной техногенной нагрузкой с использованием данных численных моделей атмосферы.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 551.24.4—25

Среднегодовые характеристики термической устойчивости в городском пограничном слое атмосферы по данным микроволновых измерений. Нахаев М. И., Кузнецова И. Н., Хайкин М. Н. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 88—97.

Обсуждены среднегодовые характеристики термической устойчивости атмосферного пограничного слоя, полученные по данным вертикальных градиентов температуры в слоях различной толщины при помощи дистанционных микроволновых измерений профилей температуры. Проводится сравнение и анализируются особенности деформации термической структуры АПС в трех различных по физико-географическим и топографическим условиям городах России — Москве, Красноярске и Нижнем Новгороде.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 12

УДК 551.09.33

Построение ансамблей начальных полей для системы кратко- и среднесрочного ансамблевого прогнозирования погоды. Астахова Е. Д. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 98—117.

Приведены обзор и сопоставление методов построения ансамблей начальных данных для систем кратко- и среднесрочных прогнозов. Обсуждена схема формирования ансамбля начальных данных, использованная в системе среднесрочного прогноза ГМЦ РФ, и приводятся некоторые ее результаты.

Ил. 4. Библ. 34.

УДК 551.09.33; 681

Высокопроизводительная версия спектральной модели атмосферы для решения задач детерминированного и ансамблевого прогноза погоды на многопроцессорных системах. Астахова Е. Д., Алферов Ю. В. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 118—133.

Описываются изменения кода оперативной модели атмосферы ГМЦ РФ, позволяющие производить расчеты на многопроцессорных вычислительных комплексах. Приведенные тесты производительности и анализ их результатов показывают, что модель повышенного разрешения может использоваться не только при производстве детерминированного прогноза погоды, но и для развития ансамблевого подхода к прогнозированию.

Табл. 2. Ил. 7. Библ. 8.

УДК 556

Оценка качества среднесрочных прогнозов количества осадков по данным ансамблевого интегрирования при помощи спектральной модели Гидрометцентра России. Бундель А. Ю. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 134–143.

Созданная система верификации ансамблевого прогноза включает как детерминированные, так и вероятностные оценки, рекомендованные Всемирной Метеорологической Организацией (ВМО), и предусматривает сравнение ансамблевого и контрольного детерминированного прогноза.

Ил. 3. Библ. 10.

УДК [55.582:55.513.00]003.121(–924.8)

Использование динамики классов снежного покрова для валидации модели общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра России. Рубинштейн К. Г., Золоева М. В. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 144–154.

В работе описан метод получения динамики классов снежного покрова и приведены результаты первых экспериментов с учетом изменения альбедо, теплоемкости и теплопроводности снежного покрова в зависимости от класса снега. Основной целью исследования является улучшение описания характеристик снега в гидродинамических моделях за счет учета его вертикальной структуры и изменения физических свойств.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 9.

УДК 556.535 + 551.465

Метод детализации приземных характеристик воздуха, основанный на моделях пограничного слоя атмосферы и локального теплового и водного балансов. Михайлов А. Ю., Рубинштейн К. Г., Шамакин А. Б. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 155–166.

Рассматривается способ пространственно-временной детализации полей приземных характеристик воздуха, основанный на результатах моделирования общей циркуляции атмосферы (ОЦА) Гидрометцентра России на ограниченной территории путем использования комплекса моделей атмосферного пограничного слоя и локального теплообмена на подстилающей поверхности. Последняя детально описывает все основные процессы тепло- и влагообмена на подстилающей поверхности, внутри почвы и растительности, используя 14 внешних параметров для различных типов ландшафтов и почв. Граничные условия (боковые и верхние) локальной модели задаются по значениям, рассчитываемым на модели ОЦА. Различные статистические оценки результатов моделирования указывают на возможность и целесообразность такой детализации как для временного хода рассчитываемой величины, так и для построения осредненных полей, отражающих мелкомасштабные ландшафтные неоднородности. В работе выполняется валидация данного комплекса моделей на основе фактических аэрологических данных в качестве внешних граничных условий.

Табл. 4. Библ. 13.

УДК 556.535 + 551.465

Результаты динамической детализации приземного ветра и приземного давления над северо-западной частью России (регион Балтийского моря) для расчета наводнений. Навикова И. В., Мостаманди С., Рубинштейн К. Г. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 167—176.

В работе обобщены результаты детализации прогноза ветра и давления над северо-западной частью России (регион Балтийского моря) при помощи модели MM5. Эксперименты проводились для расчета ветрового нагона в Финском заливе. В качестве начальных и граничных условий использованы данные реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). В работе рассматривались прогнозы для зимнего и летнего периодов: 3—11 января 2005 г. и 20—22 июня 2002 г. В указанные даты наблюдалось прохождение мощного циклона над Финским заливом, который вызвал сильный ветровой нагон и как следствие повышение уровня воды в Неве. Приведены результаты детализации ветра и давления в шести пунктах: Кронштадт, Ломоносов, мыс Лисий Нос, Выборг, Озерки и Хельсинки. Результаты MM5 сравнены с эмпирическими данными, данными HIRLAM и указанным реанализом. Результаты работы показали, что детализация ветра и давления при помощи MM5 улучшает прогноз нагонов.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 7.

УДК 551.541

Тонкая структура временных вариаций атмосферного давления. Сидоренков Н. С., Исаев А. А., Орлов И. А., Шерстюков Б. Г. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 177—186.

Анализируются 36-летние ряды измерений атмосферного давления с трехчасовым интервалом на метеорологических станциях МГУ и Диксон. Вычислены энергетические спектры колебаний атмосферного давления, которые показывают занятые сплошным спектром области макро, мезо и мелкомасштабной турбулентности. На фоне непрерывного спектра выделены пики на периодах 1 год, 1 сут, 12 ч, 8 ч и 6 ч. Показано, что суточная гармоника и ее субгармоники имеют семейства приливных составляющих.

Определены параметры тренда, а также суточного и годового хода атмосферного давления.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 6.

УДК 551.51.52.573.577.583

Тепловой баланс и колебания системы земля—атмосфера в конце XX века. Бурлуцкый Р. Ф. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 187—232.

По данным объективных анализов Гидрометцентра РФ и реанализам РСМЦ-Экзетер проведен расчет тепловых потоков тропосферы системы земля — атмосфера (СЗА) за 1979—2005 гг. По этим данным определены основные энергетические механизмы, определяющие колебания СЗА — поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы, планетарное альbedo, уходящее длинноволновое излучение, радиационный баланс на верхней границе атмосферы, парниковый эффект, вклад циркуляции атмосферы и океана, межполушарного обмена. Оценены вклады этих механизмов в тренды температуры приземного воздуха и тропосферы. Наибольший вклад в колебания климата был внесен активизацией Эль-Ниньо и южного колебания в экваториальной зоне обоих полушарий, повлекшие увеличение температуры и осадков в конце XX века. Энергетически эти колебания были обусловлены уменьшением потока тепла в океан и увеличением затрат на испарение при неизменных планетарном альbedo и глобальном тепловом ресурсе.

Табл. 2. Ил. 21. Библ. 19.

УДК. 633.1 + 631.175:551.5

Об уточнении метода прогноза урожайности зерновых культур по территории Республики Беларусь. Страшная А. И., Богомолова Н. А. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 233—239.

Приведены результаты исследований агрометеорологических условий уборочного периода, их влияния на темпы уборки и величину потерь зерна на территории Республики Беларусь. Предложен метод расчета возможных потерь зерна в ходе уборки. Разработан метод уточнения прогноза урожайности зерновых и зернобобовых культур в массе после доработки (на этапе уборки) в годы с неблагоприятными погодными условиями.

Табл. 3. Ил. 3. Библ. 4.

УДК 551.507.22.001.8

Методы получения информации об искажающем влиянии судна на результаты измерений гидрометеорологических величин и рекомендации по выбору репрезентативных мест размещения на судах измерительных преобразователей. Фахрутдинов Р.С. // Тр. ГМЦ РФ. — 2008. — Вып. 342. — С. 240—256.

В настоящей работе приведены количественные и качественные оценки искажающего влияния конфигурации судов водоизмещением более 1000 т на результаты измерений основных гидрометеорологических величин (ГМВ).

Кратко приведены методы получения указанной информации для оценки надежности выработанных автором рекомендаций по выбору репрезентативных мест размещения на судах разных типов первичных измерительных преобразователей ГМВ.

Приведенные в работе данные позволят специалистам (метеорологам и океанологам) при реализации конкретных задач принимать оптимальные решения по размещению на судне соответствующих измерительных преобразователей для получения надежных результатов измерений ГМВ. При этом подразумевается, что при измерениях будут корректно выполняться требования, предъявляемые к методикам выполнения измерений, приведенным в нормативных документах. Рекомендации можно распространять и на другие суда, сходные по размерам и конфигурации с перечисленными в данной работе.

Библ. 12.